

**Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Ondřej Neděľčev

Modelování vlivu sněhových zásob na letní minimální průtoky v horských povodích

Modelling the impact of seasonal snowpack on summer low flows in mountain
catchments
Diplomová práce

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

Praha, 2017

Zadání diplomové práce

Téma práce

Modelování vlivu sněhových zásob na letní minimální průtoky

Cíle práce

Diplomová práce si stanovuje následující cíle:

- Zhodnocení současného stavu poznatků o vlivu sněhových zásob na průtoky v letním období a možnostech využití hydrologických modelů k pochopení tohoto procesu
- Kalibrace vybraného hydrologického modelu (nabízí se HBV-light vyvíjený na University of Zurich) na vybraných povodích v ČR a ve Švýcarsku
- Použití modelu na sledování meziroční variability vlivu sněhových zásob a zásob podzemní vody na letní nízké průtoky

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Sníh je významnou zásobárnou vody, která má zásadní dopad na doplňování zásob podzemní vody a následně na odtok vody z povodí dokonce i v letním období. V případě povodí s dominantním sněhovým režimem odtoku lze korelaci sledovat také mezi sněhovými zásobami, zásobou podzemních vod a následnými letními minimálními průtoky. Dané téma je tedy důležité s ohledem na predikci období hydrologického sucha. Stav podzemí vody je ale omezeně dostupnou charakteristikou a musí být často modelován.

V rámci práce bude provedena rešerše české i zahraniční literatury na téma vlivu sněhových zásob na průtoky v letním období a možnosti využití hydrologických modelů k pochopení tohoto procesu. Na vybraném vzorku horských povodí s výrazným podílem sněhového režimu odtoku bude provedena parametrizace a kalibrace srážko-odtokového modelu HBV-light (University of Zurich). Model bude následně použit k simulaci SWE, evapotranspirace, podzemního a povrchového odtoku z povodí, a získané časové řady budou použity k následné analýze vlivu sněhu na nízké průtoky (zhodnocení meziroční variability a citlivosti povodí).

Datum zadání: 20. 11. 2015

Jméno studenta: Bc. Ondřej Nedělkov

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce nebyla využita jako závěrečná práce k získání jiného nebo obdobného druhu vysokoškolské kvalifikace.

Ve Vlásenici-Drbohlavech 6. 8. 2017

.....

Ondřej Nedělničev

Poděkování:

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph.D. za věnovaný čas, cenné rady a připomínky k práci a za poskytnutá data.

Abstrakt:

V této práci je zkoumán vliv sněhové pokrývky a následujících jarních a letních kapalných srážek na nízké průtoky v letním půlroce. Roztání sněhové pokrývky představuje výrazné jednorázové doplnění zásob podzemní vody, ze kterých vodní toky čerpají vodu během léta. Vlivem změn klimatu dochází ke snižování množství akumulovaného sněhu během chladného půlroku a k dřívějšímu tání sněhové pokrývky, následkem čehož je též doplnění zásob podzemní vody nižší. Tímto způsobem změna dynamiky sněhové pokrývky ovlivňuje průtoky v letním půlroce. Cílem této práce je zjistit, jaký vliv na nízké průtoky v letním půlroce má sněhová pokrývka, a porovnat jej s vlivem jarních a letních srážek.

Pomocí koncepčního srážko-odtokového modelu byly simulovány vodní hodnoty sněhu (SWE) a průtoky pro tři horská povodí. Kalibrace modelu proběhla s využitím multikriteriálního přístupu, který kombinuje několik objektivních funkcí. Modelovány byly SWE a průtoky pro období 1981–2014. Simulovány byly též dva hypotetické scénáře, ve kterých byly sníženy jarní a letní srážky. V prvním scénáři byly srážky po výskytu maximální SWE sníženy na 75 % z naměřených srážkových úhrnů. Ve druhém scénáři byly srážky sníženy na 50 %. Díky tomuto postupu byl snížen vliv jarních a letních srážek a bylo tak možné lépe oddělit vliv sněhu na letní nízké průtoky od vlivu jarních a letních srážek.

Bylo zjištěno, že nízké průtoky v teplém půlroce jsou více ovlivněny úhrny předchozích srážek nežli sněhovou pokrývkou, nicméně vliv sněhu na nízké průtoky je vyšší v jarních měsících a v průběhu léta klesá. Naopak vliv srážek předcházejících nízkým průtokům je na jaře nejvyšší, avšak jejich vliv je výrazný během léta. V hypotetických scénářích se sníženými srážkami je vliv sněhu na nízké průtoky vyšší a přetrvává až do konce léta.

Klíčová slova:

sněhová pokrývka, nízké průtoky, vodní hodnota sněhu, předchozí srážky

Abstract:

This thesis analyses the impacts of winter snowpack and subsequent spring and summer liquid precipitation on low flows in the warm season. Meltwater is an important source of groundwater recharge. From groundwater storage streams are donated during summer months. Snow accumulation during cold season is reduced and snowmelt occurs earlier, which is a result of climate change and leads to lower groundwater recharge rates. That is the reason why change in snow cover dynamics affects summer low flows. Main goals of this thesis are to analyse how snow cover affects low flows in warm season and to compare it with impact of spring and summer precipitation.

A conceptual runoff model HBV-light has been used to simulate the snow water equivalent (SWE) and streamflow from three mountain catchments. The integrated multi-variable model calibration procedure was used to calibrate the model. The model was used to simulate the snow and streamflow from 1981 to 2014. Besides the mentioned simulation, two hypothetical scenarios have been performed. These two scenarios accounted for reduced spring and summer liquid precipitation. In the first scenario, precipitation after maximum annual SWE was reduced to 75% of the real measured precipitation. In the second scenario, precipitation was reduced to 50% of the real measured precipitation. This way, the effect of liquid spring and summer precipitation was reduced and thus, it was possible to better separate the effect of snow on low flows from the effect of subsequent spring and summer precipitation.

The results indicated that low flows are more influenced by preceding precipitation than by snow storages. However, this effect clearly changed in time with higher importance of snow on low flows during spring. In summer, the importance of snow decreased. On the contrary, impact of preceding precipitation on low flows is lowest during spring, but preceding precipitation became more important in summer. For modelling scenarios with reduced precipitation, the impact of snow accumulation on low flows clearly increased and persists even until late summer.

Key words:

snow cover, low flows, snow water equivalent, preceding precipitation

Obsah

1 Úvod.....	8
1.1 Cíle a struktura práce.....	9
2 Současný stav poznatků.....	10
2.1 Vliv změny teploty vzduchu na sněhovou pokrývku a průtok.....	10
2.2 Účinnost tavné a dešťové vody na doplnění zásob podzemní vody.....	11
2.3 Modelování vlivu změn klimatu na zásoby podzemní vody.....	12
2.4 Vliv data roztání sněhové pokrývky na letní nízké průtoky.....	14
2.5 Vztah mezi sněhovou pokrývkou a letními nízkými průtoky	16
2.6 Vliv charakteristik povodí na vztah mezi sněhovou pokrývkou a letními nízkými průtoky	19
3 Data a metody.....	24
3.1 Zájmové území.....	24
3.2 Použitá data	27
3.3 HBV-light, kalibrace modelu	28
3.4 Hypotetické simulace odtoku při snížených jarních a letních srážkách.....	33
3.5 Analýza vlivu sněhové pokrývky na průtoky.....	34
4 Výsledky.....	37
4.1 Kalibrace modelu	37
4.2 Výsledky modelovaných experimentů	38
4.3 Vliv sněhové pokrývky na nízké průtoky	44
5 Diskuze.....	50
6 Závěr.....	55
7 Zdroje	56
8 Seznam obrázků	62
9 Seznam tabulek.....	63

1 Úvod

Změny klimatu způsobují snížení poměru sněhových srážek na celkovém srážkovém úhrnu srážek a vedou ke snížení množství naakumulovaného sněhu a jeho dřívějšímu roztání (Stewart 2009; Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014). Tento projev klimatických změn působí v povodích se sněhovým odtokovým režimem. V těchto povodích žije více než jedna šestina světové populace (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005). Změny dynamiky sněhové pokrývky mají vliv na změny odtokového režimu (Jyrkama, Sykes 2007; Safeeq et al. 2013). Jarní roztání sněhové pokrývky způsobuje výrazné jednorázové doplnění zásob podzemní vody, jež jsou po zimním období na minimu. Právě ze zásob podzemních vod čerpají povrchové toky v průběhu teplého půlroku značné množství vody. Proto změna dynamiky sněhové pokrývky může způsobit snížení letních průtoků (Markovich, Maxwell, Fogg 2016; Tague, Grant 2009). Projevy sucha v letních měsících mají výrazné negativní dopady na společnost, jelikož sucho výrazně ovlivňuje například zemědělství či hydroenergetiku (Daňhelka et al. 2015).

Většina studií, které se zabývají vlivem změny variability sněhové pokrývky na letní nízké průtoky, pochází z oblastí, kde převážná část srážek vypadává v zimním období v pevné formě (Godsey, Kirchner, Tague 2014; Jefferson et al. 2008). V těchto oblastech je vliv sněhové pokrývky na letní nízké průtoky nejsilnější. Významný vliv sněhové pokrývky na nízké průtoky v teplém půlroce byl prokázán i v podnebí s rovnoměrnější distribucí srážkových úhrnů během roku (Součková 2016; Jenicek et al. 2016). Těmito autory bylo ukázáno, že vliv sněhové pokrývky je v mírném humidním klimatu významný hlavně v měsících, které následují po roztání sněhové pokrývky, a že samotná variabilita sněhové pokrývky nemůže vysvětlit variabilitu letních nízkých průtoků. Jenicek et al. (2016) zjistili, že na vztah mezi sněhovou pokrývkou a nízkými průtoky mají výrazný vliv jarní a letní srážky. Tato práce navazuje na práci Součková (2016), která zkoumala vliv změny variability sněhové pokrývky na nízké průtoky v 11 horských povodích v Česku. Předkládaná práce se zabývá porovnáním vztahu nízkých průtoků v letním půlroce a sněhové pokrývky se vztahem mezi nízkými průtoky v letním půlroce a srážkovými úhrny, které jim předcházejí. Zhodnocen je také vliv srážek, které nastávají po výskytu maximální SWE, na výše zmíněné vztahy.

1.1 Cíle a struktura práce

Práce si stanovuje následující cíle:

- Zhodnotit současný stav poznatků o vlivu sněhových zásob na průtoky v teplém půlroce a možnostech využití hydrologických modelů k pochopení tohoto procesu
- Provést kalibraci srážko-odtokového modelu HBV-light na vybraných povodích v Česku
- Použít modelovaná data pro porovnání vlivu variability jarních a letních srážek a sněhové pokrývky na nízké průtoky v teplém půlroce

Tato práce je strukturovaná do teoretické a praktické části. V druhé kapitole jsou shrnuty současné poznatky o vlivu sněhových zásob na průtoky v teplém půlroce. Třetí kapitola se zabývá popisem zkoumaného území, datových zdrojů a metod použitých v této práci. Ve čtvrté kapitole jsou prezentovány výsledky. V páté kapitole jsou výsledky porovnány s výsledky českých a zahraničních studií. V šesté kapitole jsou shrnuty hlavní poznatky této práce.

2 Současný stav poznatků

2.1 Vliv změny teploty vzduchu na sněhovou pokrývku a průtok

Zvyšování teploty vzduchu, způsobené klimatickými změnami, vede ke snižování podílu pevných srážek na celkovém úhrnu srážek (S/P) (Mote et al. 2005; Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014). Změny S/P ovlivňují rozložení průtoků během roku, dlouhodobé trendy průtoků, roční průměrné průtoky a také sezonní nízké průtoky (Zhang et al. 2015; Godsey, Kirchner, Tague 2014). Snížení S/P má za následek nižší akumulace sněhu, a to především v oblastech, kde se teplota vzduchu v chladném období pohybuje okolo bodu tání (Adam, Hamlet, Lettenmaier 2009; Feng, Hu 2007). Ke snižování S/P dochází hlavně na začátku a na konci chladného období (Krasting et al. 2013), naopak v průběhu chladného období bývají teploty vzduchu nejnižší a z toho důvodu nárůstu teploty vzduchu často nestačí k přeměně formy srážek z pevné na kapalnou.

Na 420 povodích v USA bylo ukázáno, že povodí s vyšším S/P mají vyšší dlouhodobé průměrné průtoky než povodí s nižší podílem S/P či povodí bez sněhových srážek. Z analýzy meziroční variability vyplývá, že S/P významně ovlivňuje průměrný roční průtok, a to nezávisle na úhrnu srážek (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014). Podobný vliv změny S/P na dlouhodobé a roční průměrné průtoky prezentovali také Zhang et al. (2015), a to jak na historických datech, tak na modelové simulaci budoucího vývoje klimatu.

Zvýšení teploty vzduchu v jarním období urychluje tání sněhové pokrývky, zatímco nárůst teploty vzduchu v průběhu zimy snižuje S/P (Stewart 2009; Barnett, Adam, Lettenmaier 2005; Langhammer, Su, Bernsteinová 2015). Godsey, Kirchner a Tague (2014) pomocí modelu simulovali oteplení o 4 °C v povodích na západním pobřeží USA. Autoři simulovali dvě hypotetické situace, v prvním scénáři mělo oteplení o 4 °C vliv pouze na změnu formy srážek. Ve druhém scénáři oteplení ovlivnilo i evapotranspiraci a tání sněhové pokrývky. V případě, kdy oteplení mělo vliv pouze na změnu formy srážek ze sněhových na dešťové, došlo ke snížení letních nízkých průtoků o 10 % v níže položeném povodí. Při simulaci, kdy zvýšená teplota vzduchu ovlivňovala i ostatní hydrologické procesy, nebyl pokles nízkých průtoků výrazně vyšší. Naopak tomu bylo u povodí ve vyšší nadmořské výšce, kde změna S/P měla nižší vliv na letní nízké průtoky nežli zvýšená evapotranspirace a změna tání sněhové pokrývky.

Podobný vliv změn vyvolaných oteplením byl pozorován také na posun letních nízkých průtoků do dřívějšího termínu.

2.2 Účinnost tavné a dešťové vody na doplnění zásob podzemní vody

Tání sněhové pokrývky je v horských povodích důležitou součástí doplňování zásob podzemní vody (Earman et al. 2006). Tavná voda, která je zadržena v podzemních kolektorech, může být čerpána vodními toky i dlouhou dobu po období tání. Klimatickými změnami (IPCC 2013) ovlivněná dynamika sněhové pokrývky způsobí změnu množství doplňované vody a také změnu načasování doplňování podzemní vody, což by mohlo vést k poklesu hladiny podzemní vody a také ke snížení podílu základního odtoku na průtocích povrchových toků. Přestože charakteristiky podzemního odtoku, jako je proces doplnění zásob podzemní vody, doba zadržení vody v kolektorech či retenční schopnost kolektorů, mají velký význam pro nakládání s vodními zdroji, nejsou dodnes uspokojivě popsány. Stejně tak není objasněné, jakým způsobem ovlivní změna v načasování tání sněhové pokrývky doplňování zásob podzemní vody. Z tohoto důvodu je těžké předpovídat reakci těchto hydrologických systémů na změny klimatu (Singleton, Moran 2010).

Earman et al. (2006) sledovali podíl tavné vody ze sněhové pokrývky na doplňování zásob ve čtyřech povodích na jihozápadě USA. Zjistili, že tavná voda se podílela na doplnění zásob podzemní vody nejméně 40–70 %. V průběhu všech pozorování byl podíl tavné vody na doplnění zásob podzemní vody vyšší nežli podíl pevných srážek na celkovém úhrnu srážek, který dosahoval 25–50 %. Vyšší účinnost tavné vody při doplňování zásob podzemní vody vysvětlují Wilson, DeCook, Neuman (1980) tím, že při procesu tání je voda uvolňována dlouhodobě s nižší intenzitou na rozdíl od intenzivních letních dešťů, které způsobují spíše povrchový odtok než infiltraci. Vliv na menší množství doplněné vody z kapalných srážek má také vyšší evapotranspirace, která je způsobena vyšší teplotou vzduchu a také tím, že v teplé části roku probíhá vegetační období. Autoři se také domnívají, že zimní srážkové události zasahují větší oblasti než letní události.

Při tání sněhové pokrývky tavná voda infiltruje do půdy a perkoluje dále na rozhraní půdy a podloží, a to do doby než intenzita infiltrace překročí propustnost

podloží. Voda dále proudí do nižších vrstev. Jakmile intenzita infiltrace výrazně překročí propustnost horniny, je voda zadržována na rozhraní mezi půdou a podloží a může vytvářet podpovrchový odtok. V případě že voda ve sněhové pokrývce v noci zamrzá, voda z půdy dále prosakuje do podloží. Přes den opět dochází k tání sněhu a k infiltraci do půdy. Tento cyklus pokračuje do roztání sněhové pokrývky. Jestliže nedochází k nočnímu mrznutí vody ve sněhové pokrývce, infiltrace probíhá nepřerušene (Flint, Flint, Dettinger 2008).

Dle Earman et al. (2006) by menší podíl pevných srážek na celkovém srážkovém úhrnu měl za následek snížení množství doplněné vody do podzemních zásob. Změny klimatu by také měly za následek snížení mocnosti sněhové pokrývky. Pokrývka by poté mohla odtávat rychleji než dnes a ve větší míře by odtékala povrchovým odtokem namísto infiltrace.

Větší podíl kapalných srážek v zimním období by zapříčinil občasný výskyt infiltrace, způsobený přímo srážkovými událostmi během celé zimy namísto jedné významné infiltrační události v období tání (Singleton, Moran 2010). Častější méně intenzivní dešťové srážky během zimy by mohly zvýšit množství vody doplněné do podzemních zásob (Godsey, Kirchner, Tague 2014). Na velký význam intenzity dešťových srážkových událostí během chladného období upozorňují také Segal et al. (2014). Dle těchto autorů by srážkové události s intenzitou vyšší nežli je intenzita současného tání sněhu zapříčinily zvýšení povrchového odtoku a snížení infiltrace. V případě srážkových událostí s intenzitou nižší nežli současná intenzita tání sněhu, by byla infiltrace vyšší.

Dle Markovich, Maxwell a Fogg (2016) by vlivem oteplení v zimním období došlo ke zvýšení evapotranspirace, která by snižovala množství doplněné vody do podzemních zásob. Také častější výskyt událostí typu deště na sněhovou pokrývku (rain on snow) by mohl zvýšit množství vody, která odeče povrchovým odtokem. Do jaké míry by zvýšená evapotranspirace byla schopná snižovat doplňování podzemních zásob, zůstává zatím neobjasněné.

2.3 Modelování vlivu změn klimatu na zásoby podzemní vody

Obecně se předpokládá, že snížení množství naakumulovaného sněhu má za následek snížení množství vody doplňované do podzemních zásob. Jak přesně klimatické změny ovlivňují doplňování zásob podzemních, vod však není uspokojivě popsáno, a to hlavně kvůli chybějícím znalostem o podzemním proudění a vlastnostech

zvodní v horských oblastech (Meixner et al. 2016). Jelikož data o chodu podzemní vody v horských povodích jsou často nedostupná, jsou ke studiu vlivu změn klimatu na zásobu podzemních vod často používány hydrologické modely. Studie, které se zabývají modelování podzemní vody, lze rozdělit do dvou hlavních skupin dle použitých typů modelů. Složité procesy podzemního proudění jsou simulovány buď pomocí celistvých (lumped) modelů (Eckhardt, Ulbrich 2003; Andermann et al. 2012) a nebo pomocí distribuovaných modelů (Huntington, Niswonger 2012; Godsey, Kirchner, Tague 2014; Markovich, Maxwell, Fogg 2016). Při použití celistvého modelu se rychlost odvodnění nejčastěji vyjadřuje pomocí hydraulické difuzivity, která je dána poměrem transmisivity a storativity. Výhodou těchto modelů je nízká výpočetní náročnost a také nižší náročnost na datové vstupy. Nevýhodou těchto modelů je, že výpočty jsou založeny na parametrech, jako je například doba odezvy povodí, pro jejíž určení je nutná výborná znalost hydrogeologických poměrů v povodí (Markovich, Maxwell, Fogg 2016). Tague, Grant (2009) upozorňují na problematické začlenění charakteristik podpovrchového odvodnění do těchto modelů, jelikož je nutné do jednoho, či několika málo parametrů zahrnout velké množství procesů jako například: propustnost a pórovitost podloží, údaje o jeho rozpuštění a také vlastnosti půd. Druhou možností jak zkoumat odtokové poměry je použití distribuovaných modelů. Tyto modely popisují jednotlivé složky srážko-odtokového procesu na základě dat distribuovaných po celé ploše povodí, a proto vyžadují velké množství vstupních dat.

Nárůst teploty vzduchu a následná změna formy srážek z pevné na kapalnou, zvýšená evapotranspirace a posun data roztání sněhové pokrývky způsobí, že datum doplnění zásob podzemní vody se z jarního období přesune do dřívějšího termínu (Markovich, Maxwell, Fogg 2016; Godsey, Kirchner, Tague 2014; Eckhardt, Ulbrich 2003). V Německu provedli analýzu změny zásob podzemní vody Eckhardt a Ulbrich (2003). Zjistili, že dojde ke zvýšení doplňování zásob v lednu a únoru na úkor březnové výšky hladiny podzemní vody. V letním období dojde ke snížení množství vody doplněné do podzemních zásob.

Markovich, Maxwell, Fogg (2016) analyzovali vliv oteplení klimatu na dvou ontarijských povodích s rozdílným podložím. U obou povodí se simulované zvýšení teploty vzduchu projevilo posunutím data doplnění zásob podzemní vody do dřívějšího termínu a snížením celkového množství zásob podzemní vody. Snížení zásob podzemní vody autoři vysvětlují nárůstem evapotranspirace a dřívějším roztáním sněhové

pokrývky. Při oteplení způsobuje evapotranspirace snížení půdní vlhkosti, které má za následek nižší infiltraci vody do zásob podzemní vody. Dřívějším táním je prodlouženo období poklesu hladiny podzemní vody mezi jarní maximální výškou hladiny podzemní vody a podzimními dešti. Kombinace těchto dvou procesů způsobuje pokles hladiny podzemní vody. U povodí s rozsáhlým systémem podzemní vody došlo při simulaci oteplení o 4 °C ke snížení průměru zásob podzemní vody o 17 %. U povodí s nižší kapacitou zásoby podzemní vody znamenalo stejné oteplení pokles zásob pouze o 1 % (Markovich, Maxwell, Fogg 2016).

Oddělit vliv změny S/P a nárůstu evapotranspirace v kombinaci se zvýšeným odtáváním sněhové pokrývky na doplnění zásob podzemní vody se pokusili Godsey, Kirchner, Tague (2014). Zjistili, že při scénáři, kdy má oteplení o 4 °C vliv pouze na změnu formy srážek, dochází k výraznému poklesu doplňování zásob podzemní vody v jarním období a v případě, kdy má oteplení vliv i na ostatní hydrologické procesy, dokonce dochází během jara ke snižování hladiny podzemní vody. V obou scénářích pak dochází k výraznému nárůstu doplňování zásob podzemní vody během zimy, které je větší mírou způsobené změnou S/P. Obdobný trend byl ukázán i v podzimním období, rozdílná je pouze nižší absolutní hodnota změn zásob podzemní vody.

V případě, kdy má oteplení vliv pouze na S/P, zůstává ve výše položeném povodí datum maximálního nárůstu hladiny podzemní vody téměř stejné. V případě, že oteplení má vliv i na ostatní hydrologické procesy, dojde k posunutí maximálního nárůstu hladiny podzemní vody ze 138. na 84. den v roce. V obou scénářích dochází v níže položeném povodí k přesunu maximálního nárůstu hladiny podzemní vody do konce podzimu (ze 121. na 321. den v roce). Tato významná změna je způsobena tím, že při oteplení o 4 °C je většina srážek z ročního úhrnu v níže položeném povodí dešťová (Godsey, Kirchner, Tague 2014).

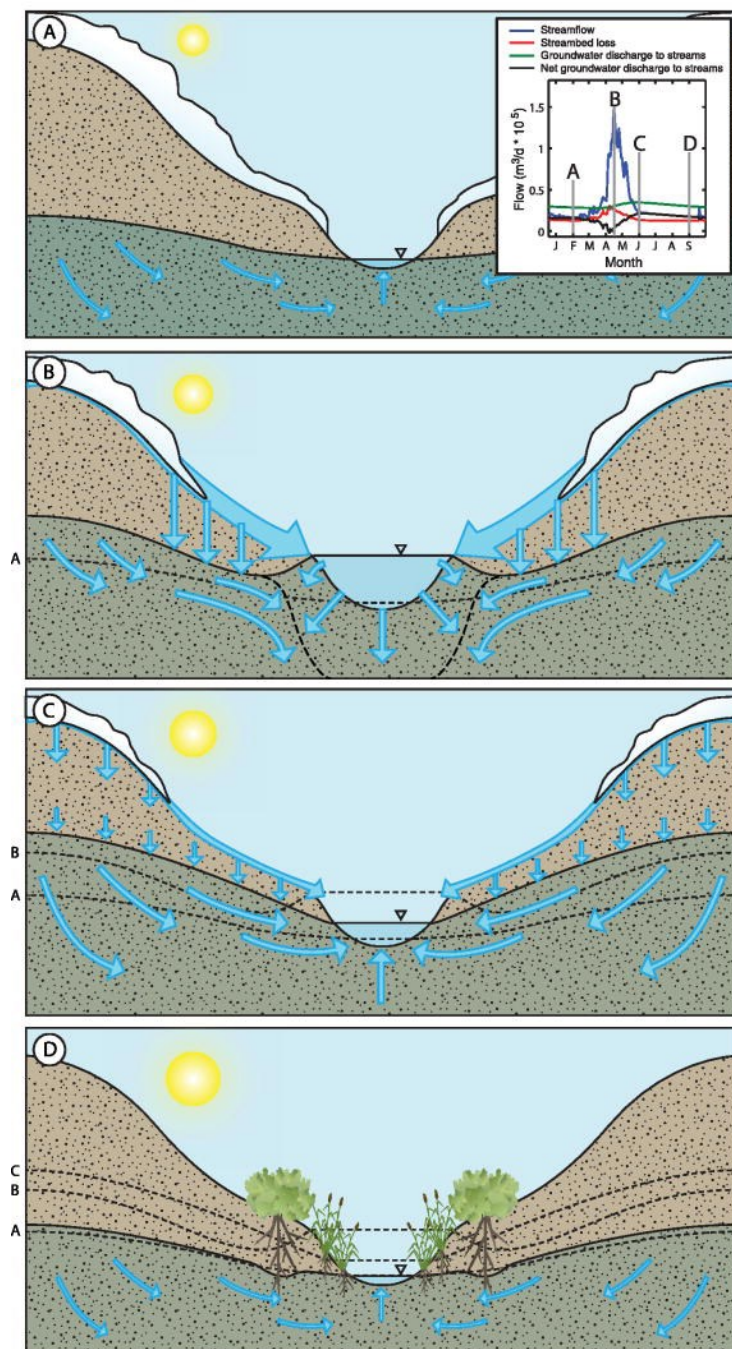
2.4 Vliv data roztání sněhové pokrývky na letní nízké průtoky

Snižování letních průtoků je připisováno dřívějšímu tání zimní sněhové pokrývky (Scibek et al. 2007; Dettinger et al. 2004). V těchto studiích však dle Huntington a Niswonger (2012) není dostatečně popsán mechanismus, jakým posun tání ovlivňuje letní průtoky. Některé studie (Jyrkama, Sykes 2007; Allen et al. 2010) přisuzují snížení letních průtoků dřívějšímu doplnění tavné vody do zásob podzemní vody, které je

zapříčiněno dřívějším roztáním sněhové pokrývky. Při dřívějším termínu doplnění zásob podzemní vody začnou povrchové toky čerpat vodu ze zásob podzemní vody dříve, a proto dojde k rychlejšímu vyčerpání těchto zásob a následně k nižším průtokům v povrchových tocích.

Podle této teorie by vyšší množství vody doplněné do zásob podzemní vody znamenalo vyšší letní průtoky. Huntington a Niswonger (2012) ale upozorňují, že podle historických dat dochází v některých oblastech k poklesu letních průtoků i přes nárůst ročních a zimních úhrnů srážek. Sami se domnívají, že snižování letních průtoků je důsledkem posunu poklesu jarních průtoků (zvýšených táním sněhové pokrývky) do dřívějšího termínu. Ve své práci ukazují, že načasování vrcholu odtoku vody z podzemních zásob do povrchových toků, je závislé na načasování poklesu zvýšených průtoků po tání sněhové pokrývky, nikoliv na načasování doplnění zásob podzemní vody.

Autoři představili koncept odtoku tavné vody z povodí se sněhovým režimem. Zásoby podzemní vody jsou na konci zimy na minimu (Obrázek 1–a). V období tání je vlivem povrchového odtoku a odtoku v nenasycené zóně zvýšena hladina povrchových toků (Obrázek 1–b). Kvůli vysoké vodnosti v tocích je potlačeno doplňování podzemní vody do povrchových toků. Naopak dochází k výraznému doplňování zásob podzemní vody. Po odeznění vysokých průtoků dochází k poklesu hladiny vodního toku, obratu hydraulického gradientu mezi vodním tokem a podložím. Následně dochází k maximálnímu čerpání podzemní vody do povrchového toku (Obrázek 1–c). Mělké zvodně v okolí toku jsou následně vyčerpány, množství doplňované vody klesá a minima dosahuje během léta a na začátku podzimu (Obrázek 1–d). Jestliže se vlivem zvyšující teploty vzduchu posouvá jarní tání, s ním spojené maximální průtoky a také následný pokles průtoků do dřívějších termínů, dochází také dřívějšímu vyprázdnění mělkých zvodní. V letním období je poté vyšší nedostatek vody pro odtok podzemní vody do povrchových toků, přestože roční úhrn srážek a i množství vody doplněné do podzemních zásob roste (Huntington, Niswonger 2012).



Obrázek 1: Interakce povrchové toky a podzemní vody v povodí se sněhovým režimem: a) nízká hladina podzemní vody v zimě, b) doplňování zásob podzemní vody v průběhu jarního tání, c) pokles hladiny a maximální napájení toku podzemní vodou, d) nízký průtok v létě. (Huntington, Niswonger 2012)

2.5 Vztah mezi sněhovou pokrývkou a letními nízkými průtoky

Godsey, Kirchner a Tague (2014) zkoumali, jaký vliv má vodní hodnota sněhu (snow water equivalent, – SWE) na letní nízké průtoky v mediteránním podnebí na JZ USA. Z naměřených dat zjistili, že existuje silná korelace mezi letními nízkými průtoky

a maximální vodní hodnotou a u některých zkoumaných povodí také s maximální vodní hodnotou z předchozího roku. Letní průtoky jsou citlivější vůči sněhovým podmínkám stejného roku, v případě že předchozí rok byl srážkově nadprůměrný. Dva sobě jdoucí srážkově po nadprůměrné roky znamenají vyšší letní průtoky, než když srážkově nadprůměrný rok následuje po roce s podprůměrnými srážkovými úhrny. Autoři vysvětlují citlivost na předchozí rok přítomností vulkanických hornin v podloží, které díky tomu má větší retenční kapacitu než podloží ostatních povodí.

Pomocí regrese autoři ukázali, že pokles maximální SWE o 10 % by vedl k poklesu letních průtoků až o 8-25 % (Godsey, Kirchner, Tague 2014). V případě nižší maximální SWE proběhne tání dříve a následně uplyne více času mezi táním a podzimními dešti, a proto jsou nízké průtoky nižší než v letech s vyšší maximální SWE. Zároveň dřívější tání také způsobí dřívější nástup vegetačního období a s ním spojené vyšší evapotranspirace (Tague, Grant 2009).

V humidním klimatu zkoumali vliv zimní sněhové pokrývky na minimální letní průtoky Jenicek et al. (2016). Autoři použili více prediktorů reprezentujících sněhovou pokrývku například: podíl sněhových srážek na celkových zimních srážkách, den roztání sněhové pokrývky a sumu zimních srážek. Nejlepším prediktorem se ukázala být maximální vodní hodnota sněhu, obzvláště pro výše položená povodí. V autory zkoumaných povodích maximální vodní hodnota sněhu významně ovlivňuje průtoky od května do září, přičemž vliv maximální SWE na průtoky s postupem času klesá. V nejvýše položených povodích trvá vliv až do září, v povodích s průměrnou nadmořskou výškou mezi 1300 a 2000 m n. m. do července a srpna a v nejnižší položených povodích pouze do června či července. Také citlivost nízkých letních průtoků na změnu maximální SWE je nejvyšší u výše položených povodí a s klesající nadmořskou výškou dochází k jejímu snížení. V nejvýše položených povodích by 10% pokles SWE znamenal pokles minimálního červencového průtoků o 6–9 %.

Kvůli vyšším úhrnům jarních a letních srážek než v mediteránním klimatu (Godsey, Kirchner, Tague 2014) dochází k prolínání vlivu sněhové pokrývky a dešťových srážek na nízké průtoky. Variabilita nízkých průtoků proto nemůže být vysvětlena pouze vlastnostmi sněhové pokrývky. Z tohoto důvodu Jenicek et al. (2016) zkoumali vliv maximální SWE na nízké letní průtoky pro roky s podprůměrnými jarními a letními srážkami a zjistili, že korelace mezi maximální SWE a letními nízkými průtoky jsou v těchto letech vyšší než v letech s nadprůměrnými dešťovými srážkami. Letní nízké průtoky jsou vyšší v letech s nadprůměrnou maximální SWE než v letech

s podprůměrnou maximální SWE, a to i v letech s nízkými jarními a letními srážkami. Podprůměrná maximální SWE ale nezbytně neznamená podprůměrné letní průtoky (Jenicek et al. 2016).

V horských povodích v Česku zkoumala vliv maximální SWE na letní nízké průtoky Součková (2016). Autorka zjistila, že v povodích s nadmořskou výškou nad 1000 m n. m. maximální SWE ovlivňuje nízké průtoky od dubna do června. Podobně jako u švýcarských povodí (Jenicek et al. 2016) klesá vliv maximální SWE na nízké průtoky s nadmořskou výškou. U níže položených povodí jsou nízké průtoky ovlivněny maximální SWE pouze v dubnu. Nejdélší signifikantní vliv (od dubna až do září) byl prokázán v povodí Teplé Vltavy, což autorka připisuje vyšší nadmořské výšce a nepřilíš členitému reliéfu povodí. U níže položených povodí ovlivňuje sněhová pokrývka pouze jarní průtoky, které souvisí s táním sněhové pokrývky. Vliv maximální SWE na letní průtoky ve výše položených povodích je zřejmě způsoben pozdějším výskytem období tání. Nízké hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu ukazují, že samotná sněhová pokrývka není schopná vysvětlit meziroční variabilitu jarních a letních průtoků, které jsou zřejmě výrazně ovlivněny také dešťovými srážkami a evapotranspirací.

Analýza citlivosti nízkých průtoků na sněhovou změnu maximální SWE přinesla podobné výsledky jako studie, kterou publikovali Jenicek et al. (2016). Citlivost je vyšší u povodí s vyšší nadmořskou výškou a snižuje se s časem od roztání sněhové pokrývky (Součková 2016). Nejvyšší zjištěná změna nízkých průtoků je o 8,8 % v květnu a o 6,8 % v červnu při 10% změně SWE. Nejnižší variabilita citlivosti nízkých průtoků na změnu sněhové pokrývky mezi jednotlivými povodími byla pozorována v dubnu, kdy ve většině povodí dochází k roztání sněhové pokrývky. Nejvyšší variabilita byla pozorována v srpnu, kdy sklony regresních přímk některých povodí byly negativní (Součková 2016).

Z výše uvedených studií vyplývá, že vliv sněhové pokrývky na nízké průtoky v teplém půlroce je vyšší v oblastech, kde mají srážky výrazný sezonní chod, nežli v oblastech se srážkami rovnoměrněji rozloženými v průběhu roku.

Godsey, Kirchner a Tague (2014) zjistili, že v případě poklesu maximální SWE o 10 % dojde k posunu dne roztání sněhové pokrývky o 3–7 dní a zároveň den výskytu minimálního průtoku nastane také o 3–7 dní dříve. Rozptyl závislosti mezi maximální SWE a dnem výskytu minimálního průtoku je vyšší nežli rozptyl závislosti mezi maximální SWE a dnem roztání sněhové pokrývky. Důvodem je, že tání je ovlivněno primárně nadmořskou výškou, teplotou vzduchu a orientací. Nízké průtoky jsou

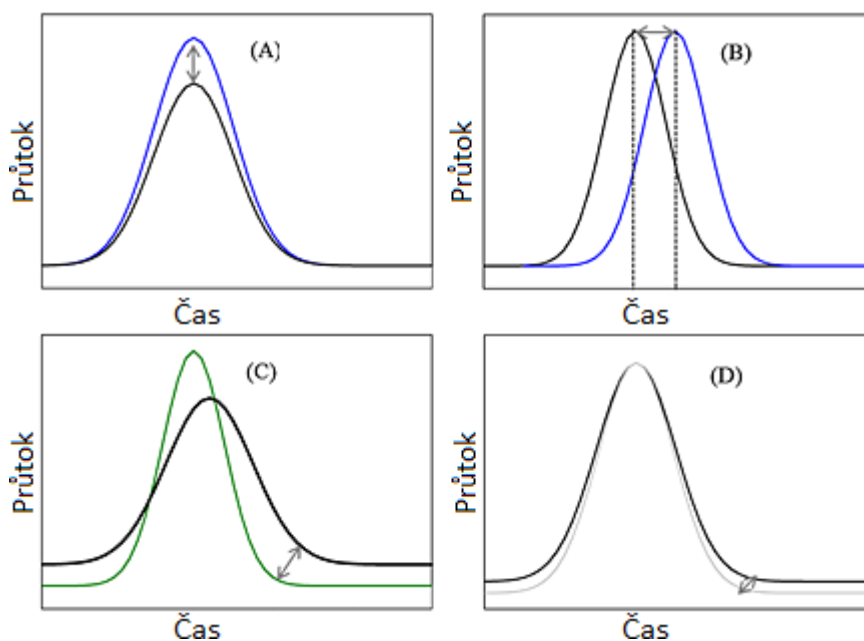
ovlivněny navíc vlastnostmi geologického podloží (Jefferson et al. 2008; Lundquist, Cayan, Dettinger 2004). Den roztání sněhové pokrývky také silně koreluje se dnem výskytu minimálních průtoků. Jenicek et al. (2016) prokázali statisticky významný vztah mezi maximální SWE a dnem výskytu nízkých průtoků pouze u výše položených povodí. Obdobný vztah našli také u dne výskytu maximální SWE a dne výskytu minimálního průtoků. V průměru by pokles maximální SWE o 100 mm znamenal výskyt minimálního průtoků o 12 dní dříve. K podobnému výsledku došli také Whitaker, Sugiyama a Hayakawa (2008), kteří našli vztah mezi datem prvního výraznějšího tání a dnem výskytu minimálního průtoků.

Fiala, Ouarda a Hladný (2010) zkoumali vývoj nízkých průtoků ve 144 českých povodích. Ve většině povodí nebyly statisticky signifikantní trendy ve vývoji nízkých průtoků zjištěny. Statisticky významné výsledky ukazují, že letní nízké průtoky klesají, a to hlavně ve východní části Česka. Důvodem by mohla být kombinace nárůstu teploty vzduchu a neměnicího se úhrnu srážek. Nízké průtoky v chladném období v Česku v horských povodích narůstají, což je patrně způsobeno nárůstem teploty vzduchu a změnou formy srážek. V nejnižší položených povodích nastávají nízké průtoky již v průběhu července. Nejčastěji byly zaznamenány nízké průtoky v srpnu a na začátku září. V druhé polovině září nastávají nízké průtoky v horských povodích, ve kterých je do pozdějších termínů posunuto také období tání. Zimní nízké průtoky nastávají v lednu a únoru. K podobným výsledkům došel také Ledvinka (2015). Datum nízkých průtoků se posouvá do dřívějšího termínu, což je patrně způsobeno dřívějším roztáním sněhové pokrývky (Ledvinka 2015; Fiala, Ouarda, Hladný 2010).

2.6 Vliv charakteristik povodí na vztah mezi sněhovou pokrývkou a letními nízkými průtoky

Průtok je během roku ovlivněn součinností čtyř základních faktorů. Výše maximálního průtoků je závislá předně na úhrnu srážek (Obrázek 2–a). Forma srážek a jejich distribuce během roku ovlivňují rozložení průtoků během roku (Obrázek 2–b). Geologickými podmínkami je dáno rozdělení srážkové vody mezi mělké a hluboké zvodně a také míra, kterou zvodně přispívají do povrchového odtoku. Poklesová větev hydrogramu je ovlivněna především propustností hornin a sklonem zvodně (Obrázek 2–c). Výšku odtoku ovlivňuje ztráta vody z povodí do atmosféry vlivem evapotranspirace (Obrázek 2–d). Evapotranspirace je nejvyšší v teplém půlroce, kdy je

vyšší teplota vzduchu a probíhá vegetační období. Pouze geologické podmínky jsou nezávislé na klimatu, ostatní faktory jsou klimatem ovlivněny (Safeeq et al. 2013).



Obrázek 2: Konceptní hydrogram ukazující vliv úhru a distribuce srážek na maximální průtok (a) a jeho načasování (b), vliv podloží na sklon poklesové větve (c) a vliv evapotranspirace na průtok (d). (Safeeq et al. 2013 - upraveno)

Doba trvání hydrologického sucha je ovlivněna primárně schopností povodí zadržet vodu. Doba trvání sucha tedy závisí na geologickém podloží, které ovlivňuje zásobu podzemní vody, dále na půdních poměrech a na využívání krajiny. Kromě toho je doba trvání sucha ovlivněna také délkou období bez srážek. Deficit vody je závislý na ročním úhrnu srážek a nadmořské výšce, která prostřednictvím teploty vzduchu určuje, zda (a na jak dlouhou dobu) jsou srážky zadrženy ve formě sněhu či ledu (Van Loon, Laaha 2015).

Změny klimatu způsobují snižování množství naakumulovaného sněhu a zvyšování teploty vzduchu v období tání. Oba tyto jevy způsobují posun roztání sněhové pokrývky do dřívějšího termínu. Tání sněhové pokrývky je ale proces, který je ovlivněn množstvím faktorů. Tání je samozřejmě ovlivněno teplotou vzduchu, která je propojena s nadmořskou výškou. Vliv na množství naakumulovaného sněhu, stínění slunečního záření a rozdílné teploty vzduchu v rámci povodí způsobují rozdíly v krajinném pokryvu, členitosti terénu a expozici (Hříbik, Škvarenina 2007; Kucerova, Jenicek 2014). Podobně se v různém prostředí výrazně liší vztah mezi sněhovou pokrývkou a letními průtoky. Významnou roli hrají geologické podloží (Tague, Grant 2009; Markovich, Maxwell, Fogg 2016), distribuce srážek a evapotranspirace v průběhu roku

(Jenicek et al. 2016). Z těchto důvodů se citlivost letních nízkých průtoků na změny sněhové pokrývky v různých povodích liší.

Vliv geologických podmínek na citlivost letních nízkých průtoků na změny sněhové pokrývky je často zkoumán pomocí porovnání reakce dvou povodí s výrazně rozdílným podložím (Tague, Grant 2009; Jefferson et al. 2008). Povodí jsou odlišena rozsahem podzemních zásob a doby odezvy povodí.

Tague et al. (2008) použili na modelování reakce dvou povodí s vulkanickým podložím distribuovaný hydrologický model. Zjistili, že vyšší zásoba podzemní vody tlumí účinky klimatických změn v tom smyslu, že v povodích s rozsáhlejším systémem podzemních vod nedochází k vysychání povrchových toků. Zároveň ukázali, že snížení objemu vody ve vodních tocích během léta je v povodí s rozsáhlejším podzemním systémem několikanásobně vyšší než u povodí s nižší zásobou podzemní vody.

Tague a Grant (2009) ve své studii zkoumají reakce povodí s různými geologickými poměry na oteplení. Pomocí koncepčního modelu ukázali, že jedním z klíčových faktorů ovlivňujících letní průtoky je účinnost podzemního odvodňovacího systému. Ve své studii zkoumali povodí s granitovým podložím, které má rychlejší podzemní odtok, a povodí s bazaltovým podložím, které reprezentuje pomalejší podzemní odtok. Výsledky ukázaly, že u povodí s pomalejším podpovrchovým odtokem lze očekávat vyšší náchylnost k absolutnímu snižování letních průtoků.

Pro ověření výsledků koncepčního modelu použili Tague a Grant (2009) fyzikálně založený distribuovaný hydrologický model. Tento model potvrdil, že při podobné změně poměrů sněhové pokrývky je u povodí s pomalejším podpovrchovým odtokem změna srpnových průtoků vyšší nežli u povodí s rychlejším podpovrchovým odtokem. V povodích s rychlým podzemním odtokem jsou v letním období mělké zvodně, ze kterých by povrchové toky mohly čerpat vodu, téměř nebo úplně vyčerpané (Huntington, Niswonger 2012). Vodní toky v těchto povodích mají tedy v létě řádově nižší průtoky oproti tokům, které se nacházejí na bazaltovém podloží a jsou zásobovány konzistentním základním odtokem. Z toho důvodu je absolutní změna jejich letních průtoků vyšší. S rostoucí teplotou vzduchu nemůže dojít ke stejně velkým absolutním změnám průtoků (Tague, Grant 2009; Markovich, Maxwell, Fogg 2016). K podobným závěrům došli také Safeeq et al. (2013), Mayer, Naman (2011) a Jefferson et al. (2008), kteří prováděli výzkum v povodích na západě USA, ale použili historická data.

Naopak Godsey, Kirchner a Tague (2014) při modelovaném oteplení o 4 °C pozorovali vyšší změnu letních nízkých průtoků u povodí s nižší zásobou podzemní vody. V případě, kdy oteplení mělo vliv pouze na změnu S/P, reagovala obě pozorovaná povodí s rozdílnými rozsahy zásob podzemní vody podobně a to poklesem průtoků o 10 %.

Markovich, Maxwell, Fogg (2016) zjistili, že doplňování zásob podzemní vody je v povodích s rychlejším podzemním odtokem závislejší na množství srážek než na tom, zda jsou srážky sněhové či dešťové. Ovšem nedostatek sněhové pokrývky, která by zadržovala vodu, v těchto povodích způsobuje posunutí průtoků do dřívějších termínů. Autoři dále ukázali, že povodí s pomalejším podzemním odtokem lépe vyrovnávají načasování a výši průtoků i přes změnu termínu tání a objemu uvolněné vody. Ovšem pouze na úkor výrazného snížení zásob podzemní vody.

Rozloha povodí nemá výrazný význam na reakci sněhové pokrývky a průtoků na změny klimatu (Jenicek et al. 2016; Bavay et al. 2009). Větší vliv má rozložení nadmořské výšky v jednotlivých povodích. Největší změny vyvolané změnami klimatu jsou očekávány v povodích, u kterých se střed rozsahu nadmořských výšek pohybuje poblíž sněžné čáry (Bavay et al. 2009). Dle Stewart (2009) dochází vlivem rostoucí teploty vzduchu k úbytku množství sněhové pokrývky a jejímu dřívějšímu roztání v povodích ve středních nadmořských výškách. V povodích ve vyšších nadmořských výškách, v nichž se teplota vzduchu pohybuje hluboko pod 0 °C, může vlivem nárůstu úhrnu srážek docházet i k nárůstu množství naakumulovaného sněhu. Další nárůst teploty vzduchu by znamenal úbytek sněhu i ve vyšších polohách.

Nadmořská výška povodí ovlivňuje způsob (změna S/P, zvýšená evapotranspirace, urychlení tání), jakým oteplení ovlivní nízké průtoky (Godsey, Kirchner, Tague 2014). Autoři u níže položeného povodí pozorovali výrazně vyšší ovlivnění načasování a hodnot nízkých průtoků změnou S/P nežli u povodí s vyšší nadmořskou výškou, kde byly nízké průtoky závislé hlavně na zvýšení evapotranspirace a urychlení tání. Tento rozdíl je způsobený nižší teplotou vzduchu ve výše položeném, povodí, která má za následek, že je nižší podíl zimních srážek přeměněn z pevné do kapalné formy.

Jenicek et al. (2016) prokázali statisticky významný vliv nadmořské výšky, sklonitosti povodí a hustoty říční sítě na citlivost letních nízkých průtoků na změny sněhové pokrývky. V autory zkoumaných povodích platí, že červencové a srpnové nízké průtoky jsou citlivější na změnu sněhové pokrývky v povodích, které mají vyšší

sklonitost svahů a vyšší hustotu říční sítě. Citlivost nízkých průtoků od června do srpna na změnu zimních sněhových podmínek má vliv nadmořská výška povodí. Sklonitost svahů a hustota říční sítě však jsou často provázány s nadmořskou výškou, podobně jako SWE. Také Součková (2016) ukázala významný vliv nadmořské výšky na citlivost nízkých průtoků v květnu a červnu na změnu sněhové pokrývky v českých povodích. Nadmořskou výškou je také ovlivněn odtokový režim. Letní nízké průtoky v povodích, která mají sněhový režim, jsou citlivější na změnu množství zadržené vody ve sněhové pokrývce a na změnu času výskytu roztání sněhové pokrývky nežli letní průtoky v povodích s dešťovým režimem (Safeeq et al. 2013; Stewart, Cayan, Dettinger 2005; Mayer, Naman 2011).

3 Data a metody

3.1 Zájmové území

Jelikož tato práce navazuje na práci Součková (2016), výběr zkoumaných povodí vycházel z výběru povodí dle Součkové (2016). Výběr hydrologických profilů proběhl na základě následujících podmínek:

- a) minimální antropogenní ovlivnění (povodí nad přehradními nádržemi)
- b) dostatečná délka časových řad
- c) povodí ve vyšších polohách, kde je předpokládáno vyšší ovlivnění průtoku sněhovou pokrývkou

K hydrologickým stanicím byly přiřazeny nejbližší vhodné klimatické stanice dle následujících kritérií:

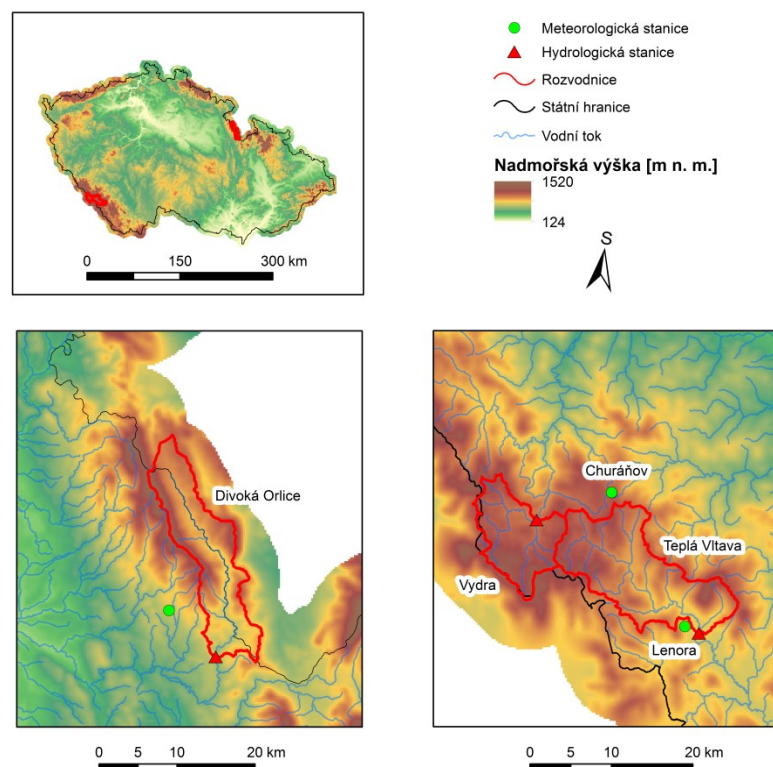
- a) stanice s dostatečně dlouhými časovými řadami popisujícími teplotu vzduchu, srážkové úhrny a parametry popisujícími sněhovou pokrývkou
- b) pokud bylo k dispozici více meteorologických stanic, byla vybrána ta stanice s vyšší hodnotou Spearmanova korelačního koeficientu sněhových a hydrologických proměnných

Zkoumána byla tři horská povodí. Povodí Vydry a Teplé Vltavy se nacházejí na Šumavě a povodí Divoké Orlice v Orlických horách (Obrázek 3). Povodí Vydry se závěrovým profilem v Modravě byla přiřazena meteorologická stanice Churáňov (Tabulka 1). V nejnižší části povodí Teplé Vltavy se nachází jak závěrový profil Lenora tak meteorologická stanice Lenora-Houžná. Povodí Divoké Orlice je ohraničeno závěrovým profilem Klášterec nad Orlicí. Vstupní meteorologická data do modelu tohoto povodí byla získána ze stanice Rokytnice v Orlických horách.

Povodí	Vydra	Teplá Vltava	Divoká Orlice
Rozloha [km ²]	90	176	154
Průměrná nadmořská výška [m n. m.]	1140	1011	728
Maximální nadmořská výška [m n. m.]	1375	1360	1110
Nadmořská výška závěrového profilu [m n. m.]	973	761	475
Nadmořská výška Meteorologické stanice [m n. m.]	1100	818	567
Závěrový profil	Modrava	Lenora	Klášteřec nad Orlicí
Meteorologická stanice	Churáňov	Lenora-Houžná	Rokytnice v Orlických h.

Tabulka 1: Vybrané charakteristiky zkoumaných povodí a jim přiřazených meteorologických a hydrologických stanic.

Po nízkých letních průtocích dochází na začátku hydrologického roku ve sledovaných povodích k mírnému nárůstu průtoků (Obrázek 4). V povodí Divoké Orlice pokračuje nárůst průtoků až do ledna. Naopak v povodích Teplé Vltavy a Vydry v průběhu zimy k výrazným změnám průměrných měsíčních průtoků nedochází. V jarních měsících nastává ve všech povodích vysoký nárůst průtoků, který je způsoben roztáním sněhové pokrývky. V nejnižše položeném povodí Divoké Orlice nastává maximální průtok o měsíc dříve než ve zbylých povodích, kde maximum nastává v dubnu. Ve všech povodích dochází během května a letních měsíců k poklesu průtoků. V povodí Divoké Orlice nastává minimální měsíční průtok v srpnu, v povodí Teplé Vltavy až na konci hydrologického roku. V nejvýše položeném povodí Vydry jsou nejnižší únorové průtoky. Chod průtoků ve sledovaných povodích odpovídá typickému chodu průtoků českých vodních toků, jak jej ve své práci popsali (Fiala, Ouarda, Hladný 2010). Tito autoři připisují výskyt minimálních průtoků v zimních měsících v povodích ve vysoké nadmořské výšce dvěma skutečnostem. Kvůli chladnějšímu klimatu jsou zde v chladném období srážky zadrženy ve sněhové pokrývce delší dobu a v tocích může



Obrázek 3: Poloha zkoumaných povodí a meteorologických a hydrologických stanic.

častěji docházet k výskytu ledových jevů. V horských povodích jsou vyšší úhrny srážek a díky tomu letní průtoky nemusí výrazněji klesnout. Proto mohou být zimní nízké průtoky nižší nežli letní nízké průtoky. Obecně platí, že s rostoucí nadmořskou výškou roste i pravděpodobnost výskytu minimálního ročního průtoku v chladném období. Avšak není vyloučeno, že minimální průtoky mohou v horských povodích nastat i v létě a naopak v zimě v povodích, která se nacházejí v nižší nadmořské výšce (Fiala, Ouarda, Hladný 2010).

Ve všech sledovaných meteorologických stanicích je součet průměrných měsíčních srážkových úhrnů z teplého půlroku vyšší nežli součet průměrných srážkových úhrnů z chladného půlroku (Obrázek 4). Nejnižší průměrné srážkové úhrny nastávají na všech stanicích v dubnu, kdy jsou naopak průtoky nejvyšší. Od dubna dochází k nárůstu průměrných měsíčních srážkových úhrnů, který vrcholí maximálními srážkovými úhrny v červenci. Během podzimu dochází opět k postupnému snižování srážkových úhrnů. Průměrné srážkové úhrny v zimních měsících jsou vyšší nežli průměrné podzimní úhrny srážek.

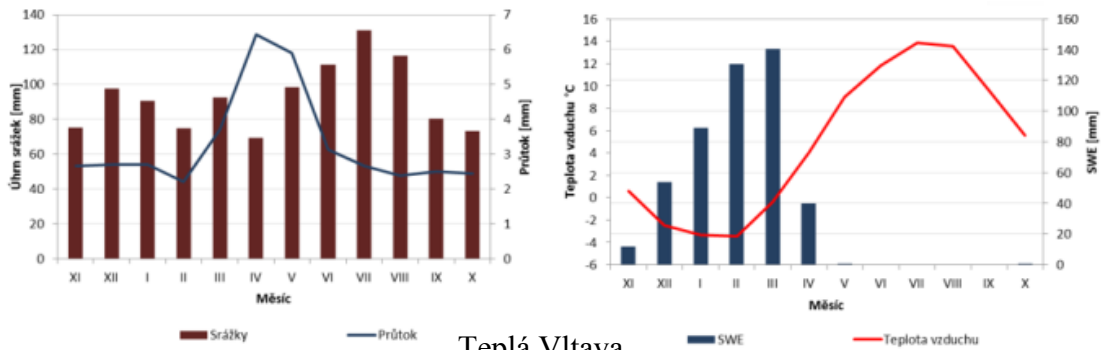
Roční chod teploty vzduchu je na všech stanicích podobný, liší se pouze minimálně (Obrázek 4). Hodnoty průměrných měsíčních teplot vzduchu jsou nejnižší v nejvýše položené churáňovské stanici. Naopak nejvyšší průměrné měsíční teploty vzduchu jsou v Rokytnici v Orlických horách. Průměrné měsíční teploty z churáňovské stanice jsou záporné od prosince do března. Průměrné měsíční teploty vzduchu ze zbylých stanic klesají pod nulu pouze od prosince do února. Také minimální teplota vzduchu na těchto stanicích nastává o měsíc dříve než na Churáňově, kde jsou nejnižší únorové průměrné teploty. Nejvyšší teploty nastávají na všech stanicích v červenci.

Nejvyšší průměrné měsíční hodnoty SWE pochází z údajů naměřených stanicí na Churáňově. Průměrná měsíční SWE je na této stanici nejvyšší v březnu. Na ostatních níže položených stanicích jsou nejvyšší únorové hodnoty. Na těchto stanicích dochází k dřívějšímu roztání sněhové pokrývky než na Churáňově. Přesto, že se stanice Lenora-Houžná nachází ve vyšší nadmořské výšce než stanice Rokytnice v Orlických horách, jsou průměrné měsíční SWE ze stanice Lenora-Houžná nižší. Důvodem jsou zřejmě nižší úhrny srážek na této stanici.

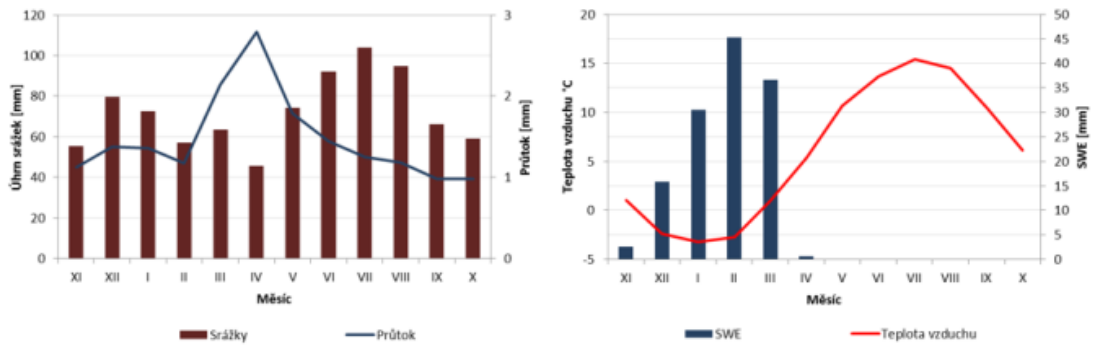
Půdní pokryv ve všech povodích tvoří převážně podzoly, kryptopodzoly a kambizemě. Dále jsou zastoupeny gleje, pseudogleje, fluvizemě a rankery. Ve všech povodích jsou zastoupeny také organozemě, největší podíl organozemí se vyskytuje v povodí Vydry. Podloží zkoumaných povodí tvoří převážně metamorfované horniny.

V povodí Divoké Orlice jsou to spodně paleozoické ruly. V šumavských povodích pak hlavně pararuly a migmatity paleozoického až proterozoického stáří, dále zde jsou zastoupeny paleozoické granity. V povodí Divoké Orlice se nacházejí také mezozoické pískovce, slínovce a vápence (ČGS a-d).

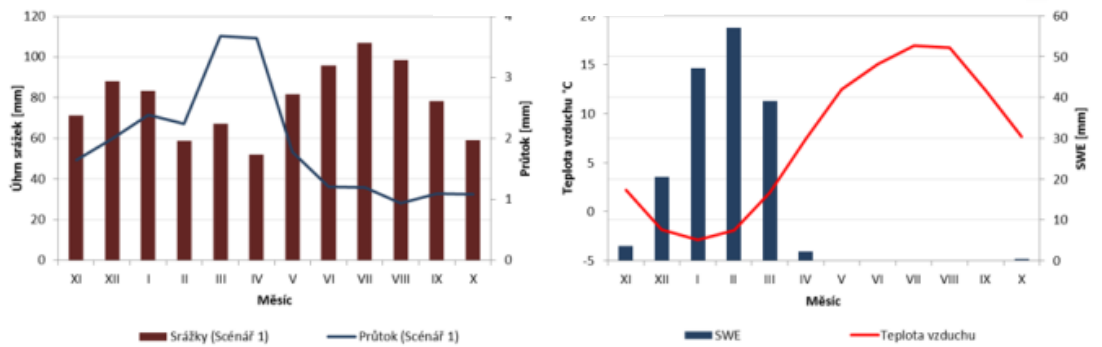
Vydra



Teplá Vltava



Divoká Orlice



Obrázek 4: Průměrné měsíční srážkové úhrny, průtoky, teploty vzduchu, a vodní hodnoty sněhu z let 1981-2014 ze stanic přiřazených ke zkoumaným povodím.

3.2 Použitá data

Hydrologická a meteorologická data použitá v této práci pocházejí z meteorologických stanic a hydrologických profilů Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ). Použity byly časové řady průměrných denních průtoků, průměrné

denní teploty vzduchu, denní úhrny srážek a jednou týdně měřená vodní hodnota sněhu. Všechny časové řady pokrývají hydrologické roky 1981–2014. Jelikož v časových řadách teplot a srážek ze stanice Rokytnice v Orlických horách chybělo několik hodnot, byly časové řady doplněny pomocí lineární regrese z 5 let dlouhých časových řad naměřených na nejbližší dostupné meteorologické stanici Deštné v Orlických horách.

Analýza výškového členění byla provedena na základě vrstevnic z Digitálního modelu území 1:25 000 (DMÚ 25) vytvořeného Vojenským geografickým a hydrometeorologickým úřadem. Rozvodnice jednotlivých povodí byly získány z Digitální databáze vodohospodářských dat (DIBAVOD) od Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. Masaryka (VÚV). Pro tvorbu mapových výstupů byla použita data z databázi ArcČR 500 Verze 3.3. (ARCDATA PRAHA) a DIBAVOD (VÚV) a DMU 25 (VGHÚ). Pro statistické zpracování dat byly využity programy R a MS Excel, pro vizualizaci map a analýzu výškové členitosti povodí ArcGIS desktop 10.3.

3.3 HBV-light, kalibrace modelu

Pro analýzu vlivu jarních a letních srážek na vztah mezi sněhovou pokrývkou a letními nízkými průtoky byl v rámci této práce použit koncepční, semidistribovaný, srážko-odtokový model HBV-light verze 4.0.0.14 (Seibert, Vis 2012), pomocí kterého bylo simulováno snížení úhrnů jarních a letních srážek a následný vliv této změny na průtoky. Použití modelu umožňuje zkoumat srážko-odtokový proces v rámci určitého povodí. Model zohledňuje například rozlohu a výškové členění povodí. Proto je v modelu možné rozčlenit povodí do dílčích zón dle nadmořské výšky. Zkoumaná povodí byla rozdělena na dílčí zóny po 100 výškových metrech. Srážko-odtokový proces byl simulován v denním kroku.

Výhodou tohoto modelu (a koncepčních modelů obecně) je nízká náročnost na množství vstupních dat. Základními vstupními daty tohoto modelu jsou časové řady teploty vzduchu, úhrnů srážek, průtoků a údaje o ročním chodu potenciální evapotranspirace. Pro hodnocení úspěšnosti modelu je možné použít ještě další data například údaje o vodní hodnotě sněhu, hladině podzemní vody či údaje o rozsahu sněhové pokrývky v povodí. V této práci byly pro hodnocení úspěšnosti simulací použity časové řady SWE. Výstupem modelu jsou časové řady srážkových úhrnů, teploty vzduchu, simulovaných průtoků, aktuální a potenciální evapotranspirace a údaje o simulovaném množství vody zadržené ve sněhové pokrývce, půdě a v zásobách

podzemní vody. Dalším výstupem je informace o tom, jakým podílem k průtoku přispívá voda ze sněhové pokrývky a jakým podílem přispívá dešťová voda.

Jelikož data o potenciální evapotranspiraci nejsou pro vybrané stanice k dispozici, byla potenciální evapotranspirace vypočítána dle metody, kterou popsal Thornthwaite (Thornthwaite 1948). Výhodou této metody je, že je založená pouze na průměrné měsíční teplotě vzduchu. Nevýhodou je, že při nulové či záporné průměrné měsíční teplotě vzduchu je v daném měsíci dle této metody potenciální evapotranspirace nulová (Litschmann 2005). Výpočet potenciální evapotranspirace (P_{ET}) byl proveden dle vzorců, které jsou uvedeny v práci Palutikof, Goodessa a Guo (1994):

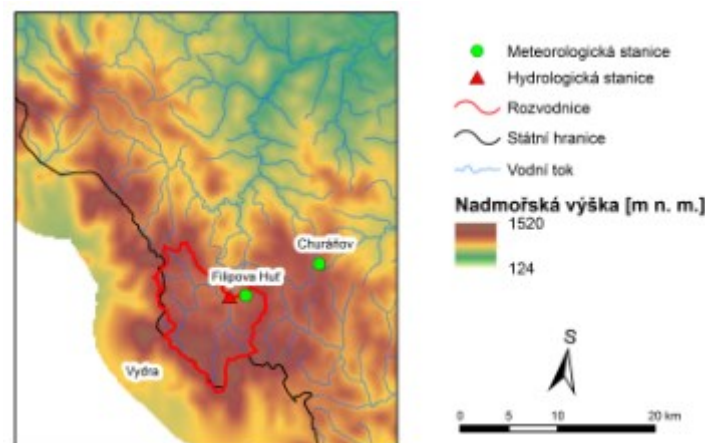
$$P_{ET} = 1,6(10t/I)^a$$

$$I = \sum_{1}^{12} (T_i/5)^{1.51}$$

$$a = 0,675 \times 10^{-6} I^3 + (77,11 \times 10^{-6}) I^2 + (17,921 \times 10^{-6}) I + 0.49239.$$

kde t je průměrná měsíční teplota vzduchu a T_i je dlouhodobá průměrná teplota vzduchu v i -tém měsíci v roce.

V průběhu kalibrace bylo zjištěno, že úhrny srážek z churáňovské stanice zřejmě neodpovídají úhrnům srážek v povodí Vydry. Srovnáním průměrných měsíčních, půlročních a ročních srážkových úhrnů z let 2003 až 2014 z Churáňova a Filipovy Hutě (Obrázek 5) bylo zjištěno, že roční úhrny srážek jsou na churáňovské stanici v průměru



Obrázek 5: Pozice meteorologických stanic Filipova Huť a Churáňov

nižší o více než 6 % (Tabulka 2). V chladném půlroce je rozdíl mezi průměrnými srážkovými úhrny obou stanicemi vyšší (12.4 %) nežli v teplém půlroce (2.1 %). Nejvyšší rozdíl byl zjištěn mezi průměrnými prosincovými srážkovými úhrny (21.9 %). Jelikož je rozdíl v nadmořské výšce obou stanic pouze 10 metrů a Filipova Huť se

nachází v nejnižší části povodí Vydry, lze předpokládat, že úhrny srážek z Churáňova se výrazně liší od úhrnů srážek v rámci celého povodí Vydry.

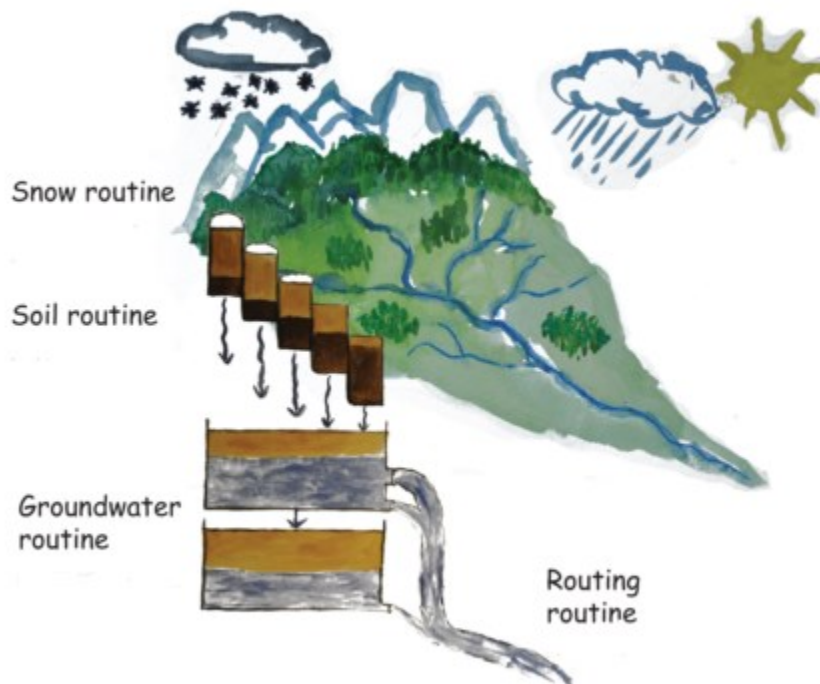
Data z Filipovy Hutě pocházejí také ze stanice ČHMÚ. Data z této stanice nebyla použita, jelikož nebyla dostupná pro celé sledované období. Podobný vliv srážkového stínu na severovýchodních svazích pozorovali také například Vlasák (2004) a Kindlmann et al. (2012). Časové řady srážek z Churáňova byly před vložením do modelu zvýšeny na 120 %. Zvýšení srážkových úhrnů právě o 20 %, bylo zvoleno z více zkoušených variant na základě nejlepšího hodnocení simulace modelu.

Měsíc	Průměrné srážkové úhrny [mm]		Rozdíl [mm]	Rozdíl [% z Churáňova]
	Filipova Huť	Churáňov		
12	101.9	83.6	18.3	21.9
1	116.4	100.9	15.5	15.3
11	71.3	63.4	7.9	12.5
10–3	525.7	467.6	58.1	12.4
2	80.7	73.3	7.4	10.1
9	84.3	77.6	6.7	8.7
3	86.9	80.3	6.6	8.2
7	158.7	147.9	10.8	7.3
Celkem	1200.5	1128.3	72.2	6.4
10	68.5	66.1	2.4	3.6
5	122.3	118.8	3.5	2.9
4–9	674.8	660.6	14.1	2.1
6	129.9	127.4	2.5	2.0
8	118.4	118.7	-0.3	-0.2
4	61.1	70.3	-9.2	-13.1

Tabulka 2: Rozdíl průměrných měsíčních, půlročních a ročních úhrnů srážek na stanicích Churáňov a Filipova Huť z let 2003 až 2014. Světlými odstíny modré jsou vyznačeny měsíce v chladném půlroce, oranžově měsíce v teplém půlroce. Tmavé odstíny značí chladný (modře) a teplý (oranžově) půlrok. Zelenou barvou je vyznačeno období celého roku. Data jsou seřazena dle hodnot procentuálního rozdílu mezi Filipovou hutí a Churáňovem.

Model HBV-light se dělí na dílčí moduly (Obrázek 6), které reprezentují jednotlivé části srážko-odtokového procesu. Sněhový modul (snow routine) simuluje akumulaci a tání sněhu. V tomto modulu je podle prahové teploty určeno, zda jsou srážky sněhové, či dešťové. V případě, že je teplota vzduchu nižší nežli prahová hodnota, jsou srážky sněhové. Jestliže je teplota vzduchu vyšší než prahová hodnota, srážky mají formu deště. Sněhové srážky jsou upraveny koeficientem, který kompenzuje systematické chyby při měření sněhových srážek a evaporaci ze sněhové pokrývky, která v modelu není počítána přímou metodou. Simulace tání sněhové pokrývky je založena na metodě

degree-day. Voda v kapalné formě (dešť a tavná voda) je ve sněhové pokrývce zadržena, dokud není překročen limit, který určuje množství kapalné vody, jež může být ve sněhové pokrývce o dané SWE zadrženo. V případě překročení limitu je voda uvolněna do modulu půdní vlhkosti. Jestliže teplota vzduchu klesne pod prahovou hodnotu, určitá část (upraveno koeficientem) kapalné vody obsažené ve sněhové pokrývce mrzne a mění se ve sněh. Přemrzání kapalné vody je počítáno pomocí podobného principu jako tání sněhové pokrývky (Seibert, Vis 2012).



Obrázek 6: Schéma struktury HBV-light (Seibert, Vis 2012 - upraveno)

Tavná a dešťová voda uvolněná ze sněhové pokrývky je přesunuta do modulu půdní vlhkosti (soil routine). Na základě aktuálního množství půdní vlhkosti a koeficientu určujícího maximální množství vody, které je půda schopna zadržet, je vypočítáno, jaké množství tavné a dešťové vody je v půdě zadrženo a jaké množství je doplněno do zásob podzemní vody. V tomto modulu je také vypočítána aktuální evapotranspirace. Aktuální evapotranspirace (AET) je určena na základě toho, zda množství vody zadržené v půdě překračuje určitou prahovou hodnotu. V případě, že je množství vody zadržené v půdě vyšší nežli prahová hodnota, AET odpovídá potenciální evapotranspiraci. Jestliže je množství vody v půdě nižší nežli prahová hodnota, je AET nižší než potenciální evapotranspirace. Snížení AET oproti potenciální evapotranspiraci je provedeno pomocí lineární funkce (Seibert, Vis 2012).

V modulu podzemní vody (groundwater routine) je zásoba podzemní vody rozdělena do dvou nádrží. Do horní nádrže vstupuje voda z modulu půdní vlhkosti. Pomocí koeficientu je určeno, jaké množství vody za určitý čas je z horní nádrže přesouváno do nádrže spodní. Pomocí tohoto procesu je tedy simulována intenzita perkolace vody do hlubokých zvodní. Na základě hladin podzemní vody v obou nádržích je podle lineárních vztahů určen odtok z těchto nádrží. Suma odtoků z obou nádrží představuje celkový odtok ze zásob podzemní vody (Seibert, Vis 2012).

V posledním modulu, který představuje odezvu povodí (routing routine), dochází k přerozdělení množství vody odtékající z podzemních zásob v jednom dni do jednotlivých hodnot průtoků v následujících dnech (Seibert, Vis 2012).

Kalibrace modelu na datech z první poloviny sledovaného období (1981–1997) byla provedena automaticky pomocí nástroje Genetic Algorithm and Powell optimization (Seibert 2000; Seibert, Vis 2012). V prvním kroku kalibrace je nejdříve vygenerován určený počet náhodných setů parametrů, které jsou ohodnoceny uživatelem vybranými funkcemi hodnotícími shodu mezi simulovaným a pozorovaným průtokem. Z těchto prvních setů parametrů vznikají nové generace setů parametrů. Nové generace setů vznikají kombinací 2 starých setů parametrů. Výběr starých parametrů do dvojic je sice náhodný, ale pravděpodobnost výběru je ovlivněna tím, jak byly jednotlivé sety parametrů ohodnoceny hodnotícími funkcemi. Sety s nejlepším hodnocením mají nejvyšší pravděpodobnost, že budou vybrány. Tento proces se opakuje po určený počet generací (Seibert 2000; Seibert, Vis 2012). V dalším kroku kalibrace jsou sety parametrů doladěny dle metody Powell's quadratically convergent, která je popsána v Press et al. (1992). Kalibrace modelu v rámci této práce byla provedena pomocí základního nastavení kalibračního nástroje. Změněny byly pouze limity jednotlivých parametrů.

Jelikož má každá hodnotící funkce své výhody a nevýhody, je vhodné při kalibraci kombinovat více hodnotících funkcí (Seibert 2000). Vzhledem k cílům této práce byly při hodnocení úspěšnosti modelu kromě denních pozorovaných průtoků využity také týdenní časové řady vodní hodnoty sněhu.

Pro hodnocení setů parametrů během kalibrace byly využity 3 hodnotící funkce: Nash-Sutcliffe pro průtok (E_Q), relativní objemová chyba (V_E) a Nash-Sutcliffe pro vodní hodnotu sněhu (E_{SWE}). Každá z funkcí se podílela na výsledném hodnocení určitou vahou. Nejvyšší váhu na výsledné hodnocení měla funkce E_Q (40 %), nižší

vahou přispívaly k výslednému hodnocení funkce V_E a E_{SWE} obě 30 %. Funkce E_Q byla vypočítána dle vzorce:

$$E_Q = 1 - \frac{\sum(Q_{OBS} - Q_{SIM})^2}{\sum(Q_{OBS} - Q_{OBS})^2}$$

kde Q_{OBS} je pozorovaný průtok a Q_{SIM} je simulovaný průtok. Funkce E_Q nabývá hodnot od $-\infty$ do 1. $E_Q < 0$ znamená, že průměr pozorovaných hodnot je lepší prediktor nežli simulovaná hodnota (Nash, Sutcliffe 1970). Obecně se za uspokojivé považují hodnoty vyšší než 0.5. Dle Moriasi et al. (2007) jsou přijatelné hodnoty E_Q vyšší než 0. Výše popsaný výpočet E_Q je pro E_{SWE} totožný, pouze místo hodnot průtoků jsou použity hodnoty SWE.

Relativní objemová chyba byla vypočítána dle vzorce:

$$V_E = 1 - \frac{|\sum(Q_{OBS} - Q_{SIM})|}{\sum(Q_{OBS})}$$

kde Q_{OBS} je pozorovaný průtok a Q_{SIM} je simulovaný průtok. Také u této funkce znamená hodnota 1 nejlepší možnou shodu.

3.4 Hypotetické simulace odtoku při snížených jarních a letních srážkách

Kvůli analýze vlivu jarních a letních srážek na vztah mezi sněhovou pokrývkou a letními nízkými průtoky byly pomocí modelu HBV-light simulovány dvě hypotetické situace, které simulují snížení jarních a letních srážkových úhrnů. V této práci je variabilita sněhové pokrývky charakterizována pomocí maximální SWE. Proto byly jarní a letní srážky definovány jako srážkové úhrny mezi dnem výskytu maximální SWE a 30. 9. Konec období, v němž jsou srážky sníženy, bylo určeno na konec posledního měsíce, jehož nízké průtoky jsou analyzovány.

Snížení srážkových úhrnů v hypotetických scénářích bylo provedeno dle následujícího postupu. Pro každý rok bylo zjištěno datum, kdy došlo k výskytu maximální vodní hodnoty sněhu. Následně byly vytvořeny nové časové řady srážek, ve kterých byly srážky mezi datem výskytu maximální SWE a 30. 9. sníženy na 75, nebo 50 %. Tyto nové časové řady srážek byly vloženy do modelu, s jehož pomocí byly namodelovány nové časové řady průtoků, které odpovídají provedenému snížení srážek.

Ve statistických analýzách jsou zkoumány tři scénáře. V prvním scénáři nejsou srážkové úhrny a průtoky vůbec změněny. Ve druhém scénáři byly ve všech letech mezi

datem výskytu maximální SWE a 30. 9. srážky sníženy na 75 %. Ve třetím scénáři byly srážky mezi výskytem SWE a 30. 9. sníženy na 50 % (Tabulka 3).

Scénář	Úhrn srážek mezi max. SWE a 30. 09. [%]
1	100
2	75
3	50

Tabulka 3: Změny úhrnů srážek v simulovaných scénářích.

3.5 Analýza vlivu sněhové pokrývky na průtoky

V této práci je analyzován vztah mezi sněhovou pokrývkou a nízkými průtoky v teplém půlroce. Tento vztah je porovnán se vztahem mezi nízkými průtoky a srážkovými úhrny, které nízkým průtokům předcházejí. Zkoumán je též vliv variability sněhové pokrývky na časový výskyt minimálního letního průtoku. Dále je v práci zkoumáno, jak se výše zmíněné vztahy změní v případě snížení jarních a letních srážek na 75 a 50 %.

Pro analýzu vlivu variability sněhové pokrývky a předchozích srážek na nízké průtoky byly použity maximální SWE a srážky předcházející nízkým průtokům. Maximální SWE reprezentuje meziroční variabilitu sněhové pokrývky (Tabulka 4). Srážky, které předcházely nízkým průtokům, byly vypočteny jako suma srážek z 60 dnů předcházejících danému nízkému průtoku. Testovány byly i varianty srážkových úhrnů předcházejících nízkým průtokům o 30 a 90 dní, zásadní změny trendů však nebyly odhaleny.

Jako závislá proměnná popisující nízké průtoky byl vybrán minimální 7denní průtok (podobně jako Jenicek et al. (2016) a Součková (2016)). Shlazení časových řad průtoků 7denním klouzavým průměrem bylo provedeno z důvodu odstranění případných chyb v měření či antropogenního ovlivnění. Minimální 7denní průtoky byly vypočítány pro měsíce duben až září, aby mohla být pozorována změna síly a významnosti vlivu nezávislých proměnných na nízké průtoky v čase. Všechny závislé i nezávislé proměnné byly vyjádřeny jako procentuální rozdíl od průměru v daném povodí z celého sledovaného období, aby bylo možné porovnávat povodí mezi sebou.

Pro analýzu vlivu variability sněhové pokrývky na časový výskyt nízkých průtoků v letním období byly použity následující nezávislé proměnné reprezentující variabilitu sněhové pokrývky. Maximální SWE, den výskytu maximální SWE a den roztání sněhové pokrývky, který byl určen jako den v roce, kdy je poprvé SWE rovna nule. Další použitou nezávislou proměnou byl počet dní mezi dnem v roce výskytu maximální SWE a dnem roztání sněhové pokrývky (dále uváděno jako délka období tání). Závislou proměnnou představoval minimální 7denní průtok v období od června do září (Tabulka 4).

Nezávislá proměnná	Závislá proměnná
Maximální SWE	Minimální 7denní průtok v daném měsíci
Přechozí srážky	
Den v roce výskytu maximální SWE	Minimální letní 7denní průtok
Den v roce roztání sněhové pokrývky	
Délka tání	

Tabulka 4: Závislé a nezávislé proměnné použité ve statistických analýzách.

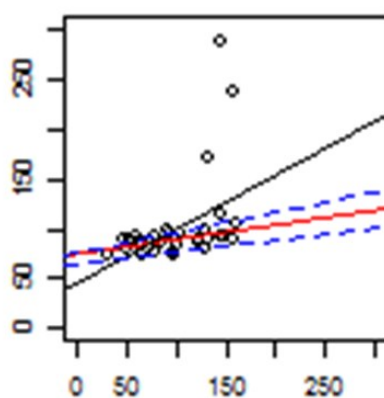
Pro zjištění podobnosti ročního chodu SWE a průtoků byly použity průměrné denní hodnoty průtoků a SWE z let 1981-2014.

Díky tomu, že model HBV-light uchovává v průběhu simulace srážko-odtokového procesu údaj o původu vody (sníh/děšť), mohl být pozorován podíl tavné vody na celkovém průtoku (Q_s/Q). Tento podíl, stejně jako podíl sněhových srážek na celkovém úhrnu srážek P_s/P , byl vypočítán z dat z celého zkoumaného období. V modelu je dešťová voda a voda ve formě sněhu rozlišena podle následujících pravidel. Forma srážek je v modelu určena prahovou hodnotou teploty vzduchu, v případě, že je teplota vzduchu nižší nežli tato hodnota, simulované srážky jsou sněhové. V případě deště na sněhovou pokrývku, je kapalná voda ve sněhové pokrývce považována za vodu dešťovou. Naopak při tání sněhové pokrývky je kapalná voda ve sněhové pokrývce považována za tavnou vodu. V případě přemrznutí kapalné vody ve sněhové pokrývce se dešťová voda mění na součást sněhové pokrývky, ze které je po roztání tavná voda. Jestliže dochází k míchání dešťové a tavné vody, předpokládá se dokonalé promíchání.

Vztah mezi maximální SWE, předchozími srážkami a nízkými průtoky byl zkoumán pomocí Spearmanova korelačního koeficientu. Tento korelační koeficient hodnotí sílu monotónního vztahu. Jedná o robustní metodu, která je odolná vůči odlehlým hodnotám (Wilks 2011). Pomocí Spearmanova korelačního koeficientu byl

také zkoumán vztah mezi datem výskytu minimální 7denního průtoku v období června až září (DVR_{Qmin}) a nezávislými proměnnými zvedenými v Tabulce 4.

Pro analýzu citlivosti nízkých průtoků na změnu SWE či předchozích srážek byl použit Siegelův model lineární regrese (Siegel 1982). Tento regresní model nejdříve pro každý bod vypočítá sklony spojníc mezi tímto bodem a body ostatními. Z těchto sklonů je následně určen medián. Tímto způsobem je pro každý bod vypočítán medián ze sklonů spojníc s ostatními body. Z těchto hodnot je opět spočítán medián, jenž je výsledným sklonem regresní přímky. Díky tomu se jedná o metodu velmi odolnou vůči odlehlým hodnotám (Obrázek 7). V případě, že v souboru nejsou žádné odlehlé hodnoty, je výsledek modelu podobný jako při použití metody nejmenších čtverců.



Obrázek 7: Ukázka proložení regresní přímky souborem hodnot s odlehlými hodnotami dle Siegelova modelu (červená přímka) a dle metody nejmenších čtverců (černé přímka). Modře jsou vyznačeny 95% konfidenční intervaly Siegelova regresního modelu.

Pro zjištění podobnosti mezi ročním chodem denních průměrných průtoků a denních průměrných SWE byla použita křížová korelační funkce. Tato funkce zjišťuje korelaci mezi hodnotami dvou řad, přičemž jedna z řad je postupně posouvána vůči řadě druhé. Křížová korelační funkce použitá v rámci této práce je založena na Pearsovu korelačním koeficientu, maximální možná hodnota funkce je tedy 1 a minimální možná je hodnota -1 (Box, Jenkins, Reinsel 2008). Křížová korelační funkce byla vypočítána pro posun průměrné denní SWE vůči průměrnému dennímu průtoku o 365 dní vpřed i vzad v denním kroku.

4 Výsledky

4.1 Kalibrace modelu

Pomocí split-sample testu bylo provedeno hodnocení úspěšnosti simulací modelu. Kalibrace byla provedena na období 1981–1997 a validace na období 1998–2014 (Tabulka 5). Úspěšnost modelu byla hodnocena pomocí stejných funkcí, které byly použity při automatické kalibraci. Hodnoty V_E jsou ve všech případech kromě validačního období Teplé Vltavy (hodnota V_E 0.85) vyšší nežli 0.93, což ukazuje na velmi dobrou shodu pozorovaných a simulovaných průtoků, co se objemu týče. Výrazně nižších hodnot dosahují hodnoty E_Q a E_{SWE} . Nejnížší hodnoty E_Q byly dosaženy

Povodí	Kalibrace (1981–1997)			Validace (1998–2014)		
	E_Q	V_E	E_{SWE}	E_Q	V_E	E_{SWE}
Divoká Orlice	0.54	0.99	0.73	0.58	0.95	0.64
Vydra	0.49	0.93	0.83	0.41	0.97	0.80
Teplá Vltava	0.51	1.00	0.41	0.62	0.85	0.35

Tabulka 5: Hodnoty objektivních funkcí hodnotících úspěšnost simulací modelu v kalibračním a validačním období.

u povodí Vydry. Hodnota E_Q v kalibračním období v povodí Vydry se výrazně neliší od hodnot v ostatních povodích. Výrazně nižší než 0.5 je hodnota E_Q pro validační období povodí Vydry. U ostatních dvou povodí jsou hodnoty E_Q vyšší než 0.5. Hodnoty E_{SWE} jsou nejnižší pro povodí Teplé Vltavy, kde je ve validačním období hodnota E_{SWE} pouze 0.35. Naopak vysokých hodnot E_{SWE} bylo dosaženo u povodí Vydry. Pouze u povodí Divoké Orlice se neobjevují u žádné funkce hodnoty nižší než 0.54.

Pro zpřesnění údajů o úspěšnosti simulací byla hodnotící funkce E_Q také vypočítána pro chladný a teplý půlrok pro období 1981–2014. U povodí Vydry bylo zjištěno, že model výrazně hůře simuluje průtoky v teplém půlroce. U povodí Teplé Vltavy a Divoké Orlice nebyl zjištěn výrazný rozdíl hodnot E_Q v teplém a chladném půlroce (Tabulka 6).

Povodí	1981–2014	
	Teplý půlrok	Chladný půlrok
Divoká Orlice	0.59	0.54
Vydra	0.36	0.52
Teplá Vltava	0.55	0.58

Tabulka 6: Hodnoty E_Q pro teplý a chladný půlrok, pro období 1981–2014.

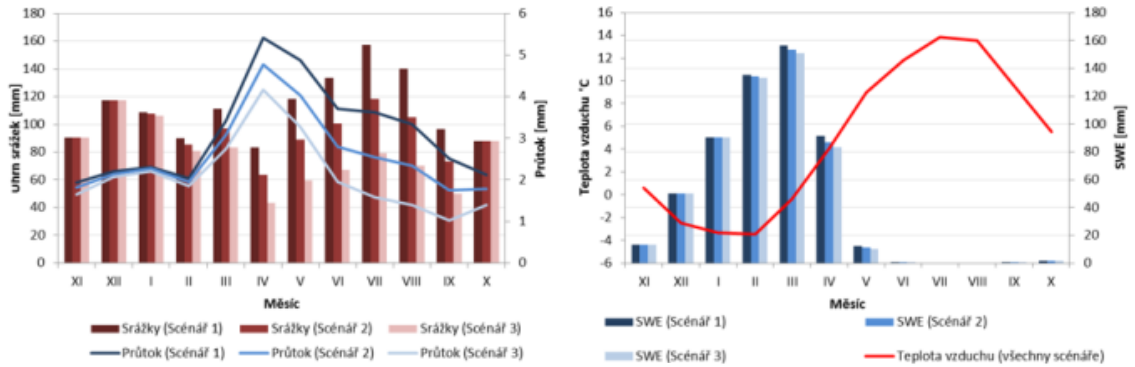
4.2 Výsledky modelovaných experimentů

Jelikož práce analyzuje vliv jarních a letních srážkových úhrnů na vztahy mezi sněhovou pokrývkou a nízkými průtoky, byl využit hydrologický model pro simulaci snížení srážkových úhrnů mezi dnem výskytu maximální SWE a 30. 9. na 75 a 50 %.

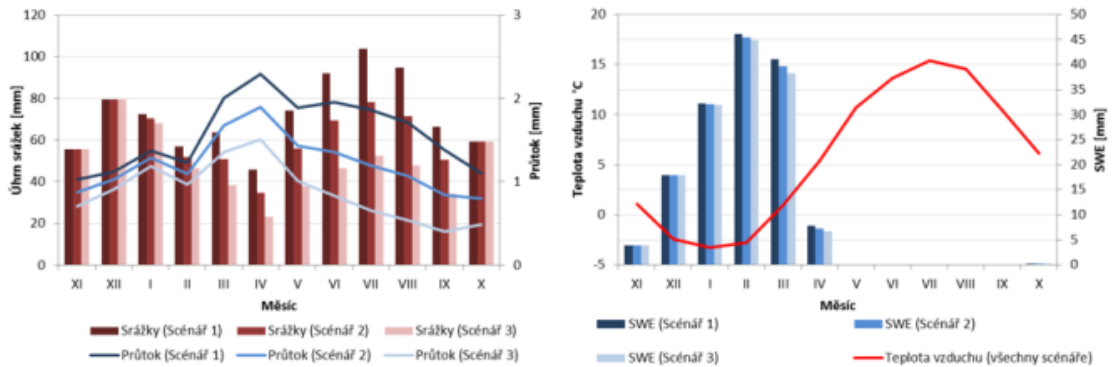
Ve všech třech povodích v průběhu všech scénářů jsou modelované úhrny srážek nejnižší v dubnu (Obrázek 8). V prvním scénáři jsou průměrné srážkové úhrny ve všech povodích nejvyšší v červenci. Při snížení jarních a letních srážek dochází k přesunu nejvyšších průměrných srážkových úhrnů do prosince. V období od ledna do září, ve kterém jsou srážkové úhrny ve druhém a třetím scénáři sníženy, se snížení srážek neprojevuje rovnoměrně. Nejméně jsou změnami scénáře zasaženy srážkové úhrny v měsících na začátku roku, protože v letech kdy nastává maximální SWE později, nejsou srážky v tomto měsíci vůbec změněny. Tento jev můžeme na Obrázku 8 pozorovat například v povodí Vydry u lednových a březnových průměrných srážkových úhrnů, které jsou v prvním scénáři srovnatelné, avšak v ostatních scénářích jsou březnové srážkové úhrny výrazně nižší. Vlivem rozdílné nadmořské výšky dochází v pozorovaných povodích k výskytu maximální SWE v různých termínech. V nejvýše položeném povodí Vydry dochází k výskytu maximální SWE (tedy i k začátku období se sníženými srážkami) v pozdějších termínech nežli ve zbylých povodích. V tomto povodí jsou při změně scénářů srážkové úhrny v měsících na začátku roku sníženy o menší díl než v ostatních povodích. Výsledkem snížení jarních a letních srážek je vyšší úhrn srážek v chladném půlroce nežli v půlroce teplém.

Vliv změny scénářů na průměrné měsíční průtoky je patrný po celý rok. Podobně jako u srážek dochází v průběhu roku k nárůstu rozdílů mezi průtoky z jednotlivých scénářů. Kromě celkového poklesu hodnot měsíčních průtoků můžeme na Obrázku 8 pozorovat i změnu tvaru křivek reprezentujících průměrné měsíční průtoky. Výrazné je zejména urychlení poklesu průměrných průtoků od května do září v povodí Teplé Vltavy. Ve všech povodích v průběhu třetího scénáře dochází mezi zářím a říjnem k výraznému nárůstu průtoků. Tento nárůst je zřejmě způsoben nepoměrem mezi výrazně sníženými průtoky a nezměněnými srážkovými úhrny v průběhu října. V prvním scénáři v tomto období pokračuje pokles průtoků započatý v dřívějších měsících. Ve druhém scénáři jsou zářijové a říjnové průtoky v jednotlivých povodích srovnatelné. V prvním a druhém scénáři nastává podzimní nárůst průtoků až v pozdějším termínu.

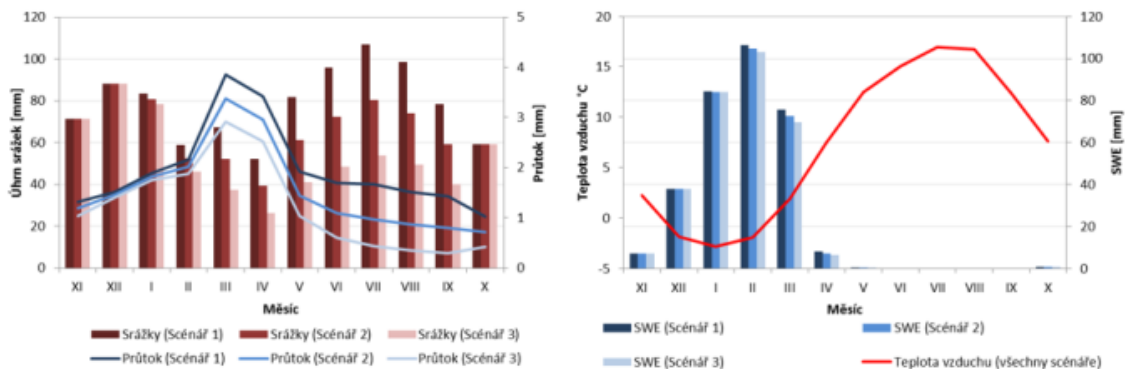
Vydra



Teplá Vltava



Divoká Orlice



Obrázek 8: Modelované průměrné měsíční úhrny srážek, průtoky, teploty vzduchu a vodní hodnoty sněhu z let 1981-2014.

Měsíční průměry SWE z prvního scénáře v povodí Vydry jsou srovnatelné s průměry SWE ze staničních dat (Obrázek 4), což odpovídá umístění meteorologické stanice v nadmořské výšce, která je podobná průměrné nadmořské výšce povodí. Simulované SWE jsou ve většině měsíců mírně vyšší než měřené SWE. Pouze v dubnu je průměrná SWE z modelu výrazně vyšší nežli průměrná SWE z měřených dat (o více než 40 mm). Simulované průměrné SWE v povodí Divoké Orlice jsou přibližně dvojnásobné oproti průměrům ze staničních hodnot, což je zřejmě způsobeno umístěním stanice v nižší nadmořské výšce oproti průměrné nadmořské výšce v povodí. Naopak průměrné měsíční hodnoty SWE z naměřených a simulovaných dat jsou v povodí Teplé Vltavy srovnatelné, přestože se stanice Lenora-Houžná nachází v nejnižší položené části

povodí Teplé Vltavy. Simulované hodnoty SWE jsou tedy zřejmě podhodnocené. Na neuspokojivou simulaci SWE v tomto povodí ukazují také nízké hodnoty E_{SWE} v Tabulce 5. Vliv změny scénářů na SWE se projevuje od ledna, kdy je minimální, do roztání sněhové pokrývky. Celkově lze říci, že v porovnání se změnami ostatních pozorovaných veličin jsou změny SWE způsobené změnou scénáře nízké.

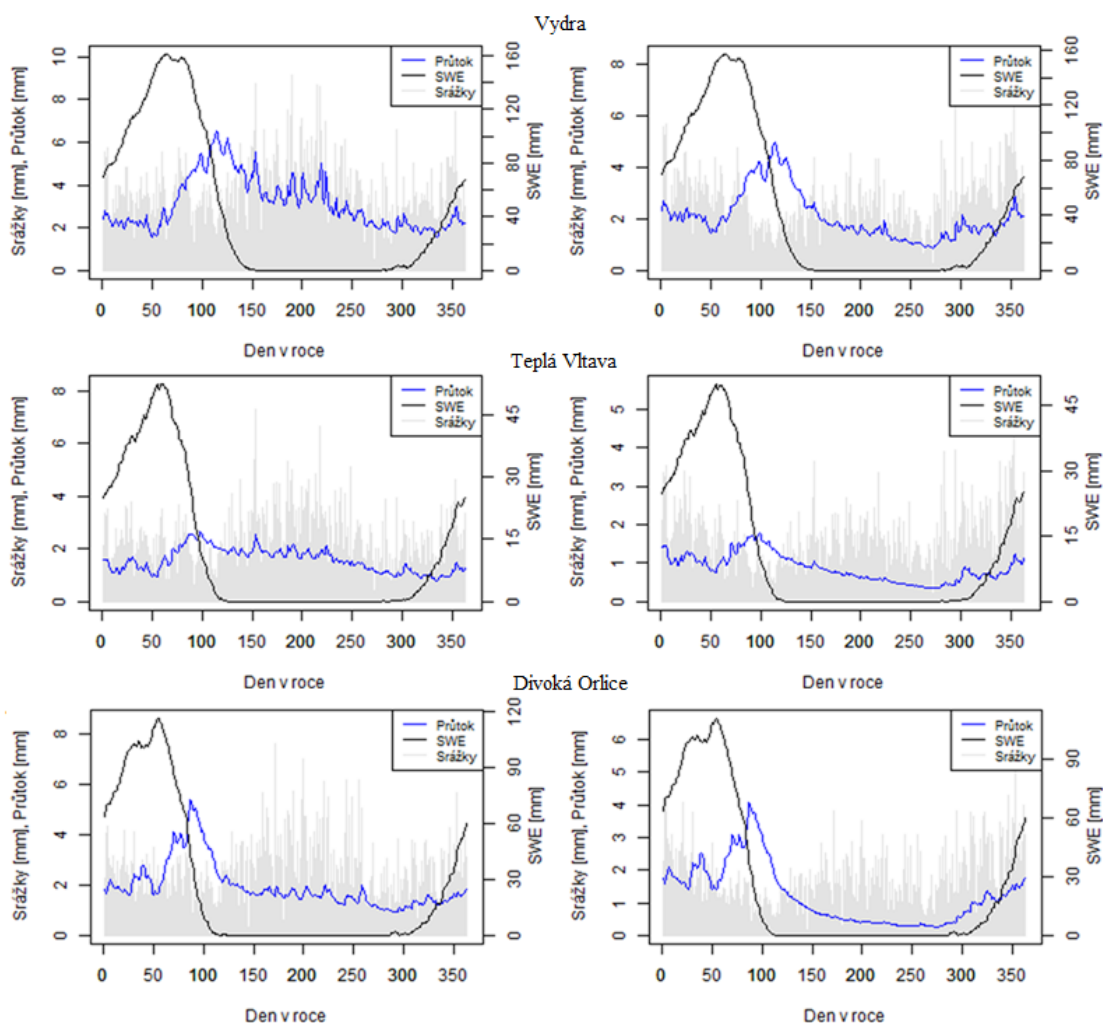
Jelikož výstupní časové řady, které jsou výsledkem modelových simulací, mají denní krok, mohly být určeny průměrné dny v roce, kdy dochází k výskytu maximální SWE či roztání sněhové pokrývky. Nejdříve sněhová pokrývky roztává v povodí Teplé Vltavy, kde jsou hodnoty SWE násobně nižší než u ostatních povodí. V průměru dochází v prvním scénáři k úplnému roztání sněhové pokrývky v povodí Teplé Vltavy 88. den, v povodí Divoké Orlice v 96. den a v povodí Vydry 121. den (Tabulka 7). Platí, že ve všech povodích dojde se změnou scénáře z 1. na 2. a z 2. na 3. k roztání sněhové pokrývky v průměru o jeden den dříve. V povodí Vydry dochází v průměru k výskytu maximální SWE nejpozději, což znamená že je toto povodí nejméně zasaženo změnami scénáře. Nejdéle působí snížení srážek na povodí Divoké Orlice, kde v průměru nastává maximální SWE nejdříve.

Povodí	Vydra	Teplá Vltava	Divoká Orlice
Průměrný den v roce výskytu maximální SWE	65	51	45
Průměrný den v roce roztání sněhové pokrývky	121	88	96
Průměrná délka období tání	56	37	51
Průměrný počet dní mezi roztáním sněhové pokrývky a 30. 9.	152	185	177

Tabulka 7: Vybrané charakteristiky sněhové pokrývky z prvního scénáře z let 1981-2014.

Ve sněhové pokrývce je zadrženo velké množství vody, které je v období tání uvolněno. Uvolněná voda odtéká a výrazně zvyšuje hladinu vodních toků. Ve zkoumaných povodích je roční chod průtoků výrazně ovlivněn táním sněhové pokrývky (Obrázek 9).

Na grafech průměrných denních hodnot lze pozorovat, že průběh křivek průtoků a SWE je tvarem podobný, avšak posunutý v čase. V průběhu prvních tří měsíců dosahuje průměrná SWE maxima, poté postupně klesá až do úplného roztání sněhové pokrývky. V průběhu léta je SWE nulová, nárůst průměrné denní SWE se objevuje až v podzimních měsících. Nejvýraznější nárůst průtoků nastává v jarních měsících. Oproti průměrným denním SWE neklesají hodnoty průtoků na nulu. Přestože křivka průměrných denních průtoků odpovídá tvarem křivce průměrných hodnot SWE, nemá stejně hladký průběh.



Obrázek 9: Denní průměrné hodnoty průtoku, srážek a SWE z let 1981-2014. Grafy vlevo ukazují první scénář a grafy vpravo scénář třetí.

Ve vybraných povodích byla pomocí křížové korelace zjištěna těsnost vztahu mezi průměrnými denními hodnotami průtoku a SWE při různém posunutí hodnot SWE v čase. Z Obrázku 10 je patrné, že nejvyšší hodnoty korelačního koeficientu mezi průměrnými denními hodnotami průtoku a SWE nastávají posunem hodnot průměrných denních SWE o 35-69 dní vpřed. Nejvyšší hodnoty korelace byly zjištěny v povodí Divoké Orlice (Tabulka 8). Nejvyšší korelace v tomto povodí nastává při posunu hodnot průměrné denní SWE o 38 dní, což je nejkratší doba posunu ze všech sledovaných povodí. Nejnižší závislost je mezi denními průměry SWE a průtoky v povodí Teplé Vltavy. Zde je časový posun mezi křivkami průměrných denních SWE a průtoků nejdelší, a to 69 dní. Nižší závislost v tomto povodí lze vysvětlit nízkou akumulací sněhu, jehož roztání nezpůsobuje podobně výrazné jarní nárůsty průtoku, jako v ostatních povodích.

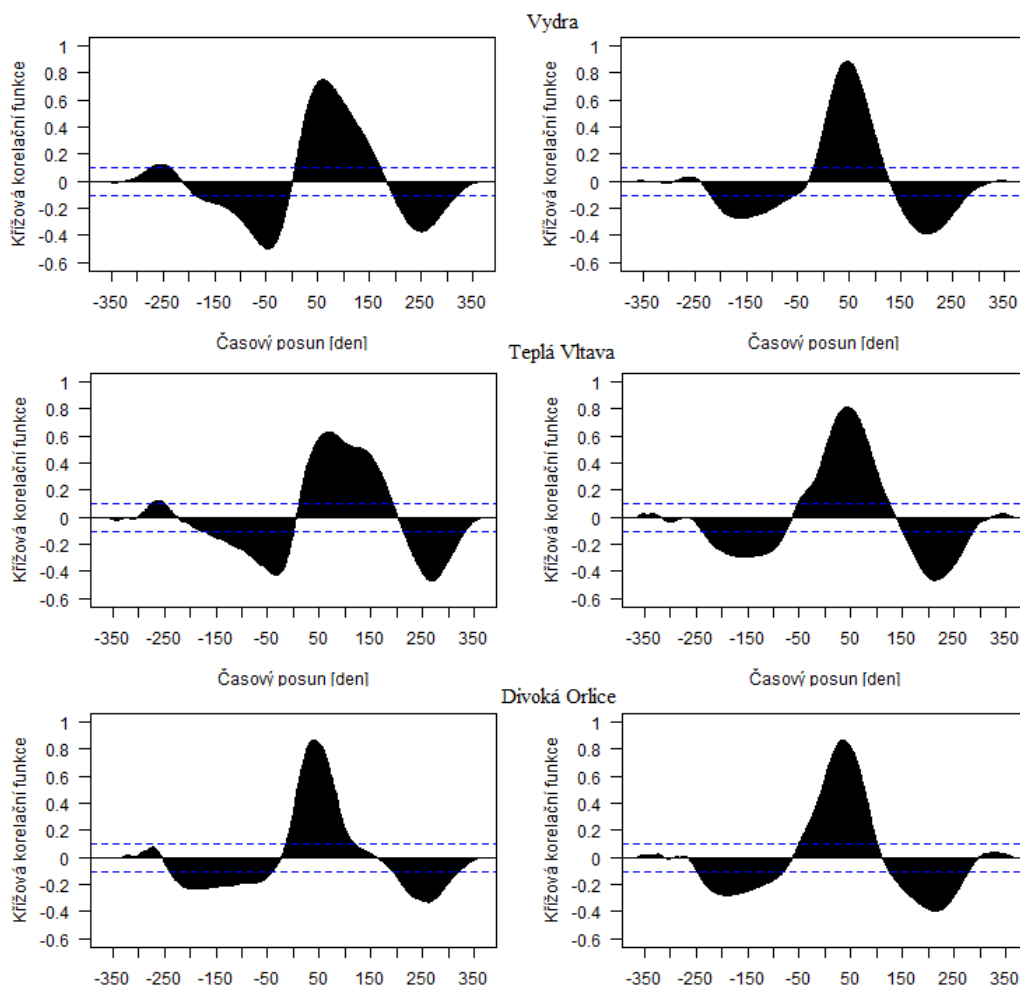
Povodí	100% srážky mezi max. SWE a 30. 9.		50% srážky mezi max. SWE a 30. 9.	
	Křížová korelační funkce	Časový posun SWE vpřed [den]	Křížová korelační funkce	Časový posun SWE vpřed [den]
Vydra	0.75	59	0.88	46
Teplá Vltava	0.63	69	0.81	42
Divoká Orlice	0.87	38	0.87	35

Tabulka 8: Maximální hodnoty křížové korelační funkce mezi průměrnými denními hodnotami průtoku a SWE z let 1981-2014 a jim odpovídající časové posuny průměrných denních hodnot SWE vpřed.

Se změnou scénáře dochází dle křížové korelační funkce k nárůstu pozitivní závislosti mezi průměrnými denními hodnotami průtoku a SWE. Naopak se snižuje časový posun, jemuž odpovídají nejvyšší korelace (Obrázek 10, Tabulka 8). Tento jev je nejspíše způsoben shlazením křivky průměrného průtoku a celkovým snížením jeho hodnot vlivem poklesu jarních a letních srážek. Největší rozdíl se při změně scénářů projevil v povodí Teplé Vltavy, kde jsou nejnižší hodnoty SWE. Z toho důvodu není v tomto povodí v prvním scénáři jarní průtok výrazně vyšší nežli letní průtoky. Po snížení jarních a letních srážek došlo v tomto povodí k posunu k sněhovému odtokovému režimu. Naopak minimální změna maximální hodnoty křížové korelační funkce vlivem snížení jarních a letních srážek nastala v povodí Divoké Orlice, kde je výrazný vliv roztání sněhové pokrývky na hodnoty průtoku jasně patrný již v prvním scénáři (Obrázek 9).

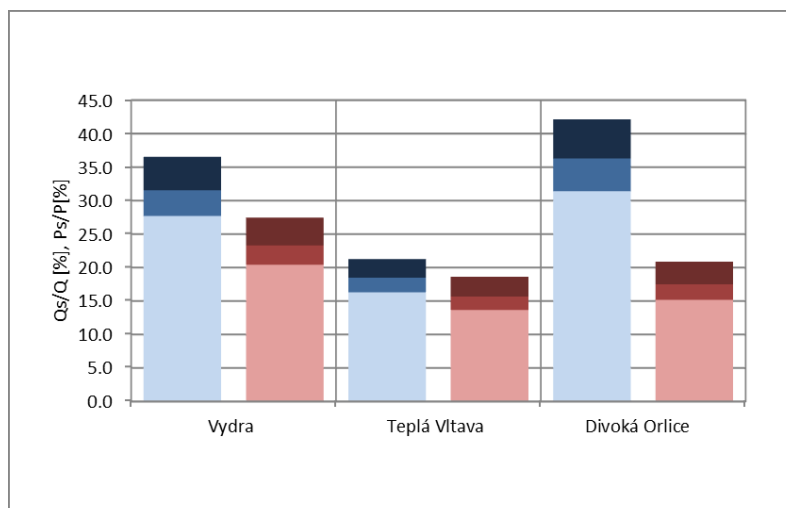
Z výše uvedeného vyplývá, že existuje těsný vztah mezi ročním chodem SWE a průtokem. Křížová korelační funkce hodnotí pouze těsnost vztahu mezi dvěma časovými řadami a časový posun mezi těmito řadami. Nelze z ní usuzovat, kam až v průběhu roku dosahuje vliv variability sněhové pokrývky na průtok.

Díky tomu, že model HBV-light během celého srážko-odtokového procesu uchovává informaci o tom, zda voda pochází z dešťových srážek, nebo ze sněhu (bližší popsáno v kapitole Data a metody), je možné porovnat, jak se tavná a dešťová voda podílí na odtoku. V prvním scénáři přispívá do celkového odtoku nejvyšším podílem tavná voda v povodí Divoké Orlice (Obrázek 11). V povodí Vydry je podíl tavné vody na celkovém průtoku srovnatelný, ale v povodí Teplé Vltavy je Q_s/Q téměř poloviční, což odpovídá nízkým hodnotám SWE, nízkému poměru P_s/P a časnému roztání sněhové pokrývky v tomto povodí (Tabulka 7). V povodí Teplé Vltavy je také nejnižší rozdíl mezi podílem tavné vody na celkovém průtoku a podílem sněhových srážek na celkovém úhrnu srážek (méně než 3 %). Nejvyšší rozdíl mezi Q_s/Q a P_s/P je v povodí Divoké Orlice. Ve všech povodích je podíl Q_s/Q vyšší nežli podíl P_s/P .



Obrázek 10: Grafy křížových korelačních funkcí mezi průměrnými hodnotami průtoku a SWE z let 1981-2014 a jim odpovídající časové posuny průměrných denních hodnot SWE. Kladná čísla na ose x značí posun hodnot SWE vpřed a záporná posun hodnot SWE vzad. Modré čárkované linie představují 5% hladinu významnosti. Hodnoty vně těchto linií jsou významné. Grafy vlevo ukazují první scénář a grafy vpravo scénář třetí.

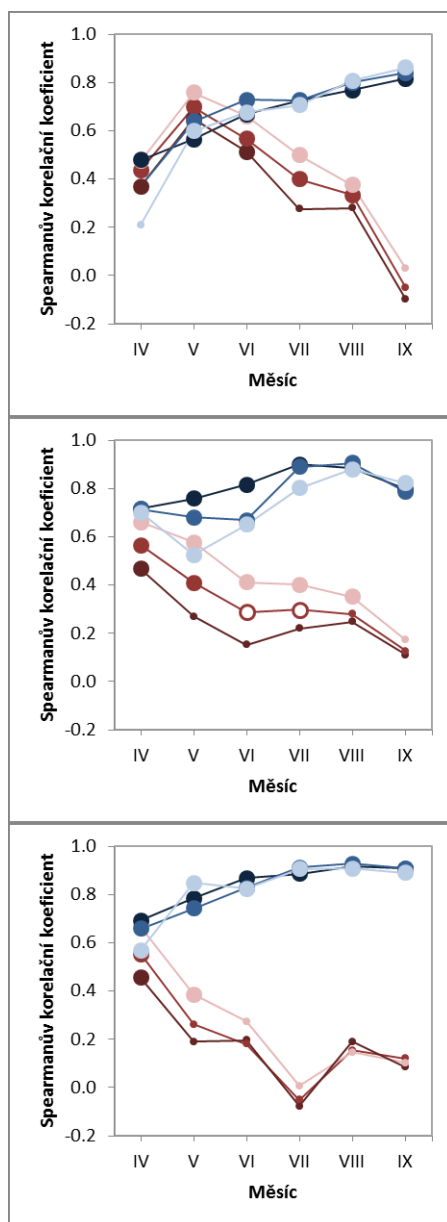
Se snížením jarních a letních srážek dochází k nárůstu rozdílu mezi Q_s/Q a P_s/P , pouze při změně scénáře z druhého na třetí dochází v povodí Teplé Vltavy ke snížení tohoto rozdílu. Obecně lze říci, že se změnou scénáře dochází k podobným relativním změnám Q_s/Q a P_s/P ve všech povodích. A to i přesto, že se mezi povodími výrazně liší poměr délky období, kdy změněné srážky dopadají na sněhovou pokrývku, ku délce období mezi roztáním sněhové pokrývky a 30. zářím (Tabulka 7). Rozdíly relativní změny Q_s/Q nebo P_s/P mezi jednotlivými povodími jsou při přechodu z prvního scénáře na druhý nižší než 2.5 % a při změně scénáře z prvního na třetí je nejvyšší rozdíl 3.5 %. Mezi jednotlivými povodími se více liší změna Q_s/Q než P_s/P , což lze vysvětlit tím, že průtok je v rámci modelu ovlivněn více faktory nežli srážky. Relativní změny mezi scénáři jsou nejvyšší v povodí Divoké Orlice, což je nejspíše způsobeno tím, že maximální SWE, a tedy začátek období se sníženými srážkami, se v tomto povodí vyskytuje nejdříve.



Obrázek 11: Změny Q_s/Q (odstíny modré) a P_s/P (odstíny červené) způsobené změnami scénářů. První scénář je zobrazen nejsvětlejším, druhý scénář tmavším a třetí scénář nejtmašším odstínem.

4.3 Vliv sněhové pokrývky na nízké průtoky

Ve všech scénářích byl vliv maximální SWE na nízké průtoky nejdelší v povodí Vydry, dále v povodí Teplé Vltavy a nejkratší byl v povodí Divoké Orlice, což odpovídá nadmořským výškám povodí. Délka statisticky významného vlivu maximální SWE na nízké průtoky se ve všech povodích prodlužuje se snížením srážkových úhrnů po výskytu maximální SWE (Obrázek 12). Zatímco ve 3. scénáři byly nízké průtoky v povodích Vydry i Teplé Vltavy ovlivněny variabilitou maximální SWE od dubna až do srpna, v Povodí Divoké Orlice pouze v dubnu a květnu. Také hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu mezi maximální SWE a nízkými průtoky rostou se snižujícími se úhrny srážek po výskytu maximální SWE. Nejvyšší hodnoty korelačního koeficientu ve všech scénářích jsou v povodí Vydry u květnových průtoků. V ostatních povodích jsou hodnoty korelačního koeficientu nejvyšší u dubnových průtoků. Dřívější výskyt maxim korelačního koeficientu v povodí Vydry je nejspíše způsoben roztáním sněhové pokrývky v tomto povodí v pozdějším termínu. Po vysokých hodnotách korelačního koeficientu v jarních měsících následuje postupný pokles hodnot korelačního koeficientu ve všech povodích.



Obrázek 12: Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu mezi maximální SWE a nízkými průtoky v dubu až září (odstíny červené) a mezi předchozími srážkami a nízkými průtoky v dubu až září (odstíny modré). Odshora: Vydra, Teplá Vltava a Divoká Orlice. 1. scénář je zobrazen nejtmavším, 2. scénář světlejším a 3. scénář nejsvětlejším odstínem. Plný kruh značí p hodnotu < 0.05, prázdný kruh, p-hodnotu < 0.1 a tečka značí nesignifikantní korelace.

Vztah mezi předchozími srážkami a nízkými průtoky je všech případech významný. Pouze u dubnových průtoků v povodí Vydry při 50% snížení úhrnů srážek po výskytu maximální SWE vztah významný není. V povodí Vydry jsou korelační koeficienty mezi přechozími srážkami a dubnovými nízkými průtoky výrazně nižší než vysoké korelační koeficienty mezi předchozími srážkami a nízkými průtoky v ostatních měsících ve všech povodích za všech scénářů (Obrázek 12). Hodnoty korelačního koeficientu mezi předchozími srážkami a nízkými průtoky jsou ve většině případů výrazně vyšší nežli

koeficienty mezi SWE a nízkými průtoky. Hodnoty korelačního koeficientu mezi předchozími srážkami a nízkými průtoky jsou nejnižší v jarních měsících a s postupem času narůstají, což je opačný průběh než u koeficientů mezi SWE a nízkými průtoky. V průběhu roku tedy dochází k nárůstu rozdílu mezi vlivem maximální SWE a vlivem předchozích srážek na nízké průtoky. Naopak se snížením srážkových úhrnů po výskytu maximální SWE dochází ke snižování rozdílů mezi vlivem maximální SWE a vlivem předchozích srážek na nízké průtoky.

V průběhu prvního a druhého scénáře byly pozorovány pouze tři případy těsnějšího vztahu mezi maximální SWE a nízkými průtoky než mezi předcházejícími srážkami a nízkými průtoky, a to u květnových nízkých průtoků Vydry v obou scénářích a také u dubnových nízkých průtoků Vydry ve druhém scénáři. Ve třetím scénáři je vztah mezi maximální SWE a nízkými průtoky těsnější nežli vztahy mezi předchozími srážkami a nízkými průtoky u květnových průtoků Vydry a Teplé Vltavy a u dubnových nízkých průtoků Vydry a Divoké Orlice.

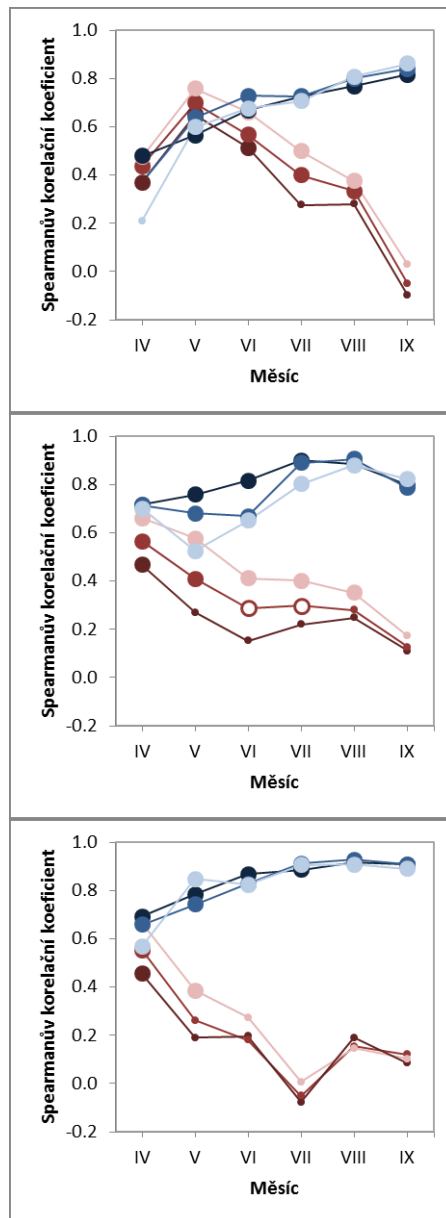
Citlivost nízkých průtoků na změnu maximální SWE a předchozích srážek byla zkoumána pomocí lineární regrese dle Siegela. Rozdíly trendů hodnot sklonu regresní přímky pro maximální SWE a předchozí srážky (Obrázek 13) jsou obdobné jako rozdíly mezi trendy korelačních koeficientů (Obrázek 12).

Nejcitlivější na změnu maximální SWE jsou v povodí Vydry květnové průtoky. V prvním scénáři změna maximální SWE o 10 % v průměru znamená změnu nízkých květnových průtoků Vydry o 5 % (Obrázek 13). Snížení maximální SWE o 10 % v prvním scénáři znamená pokles srpnových nízkých průtoků Vydry (poslední prokázaný nenulový sklon regresní přímky) pouze o 0.8 %. Nízké průtoky Divoké Orlice a Teplé Vltavy jsou nejcitlivější na změnu maximální SWE v dubnu (Obrázek 13). V prvním scénáři 10% pokles maximální SWE znamená průměrný pokles dubnových průtoků Divoké Orlice o 1.7 % a dubnových průtoků Teplé Vltavy o 3.3 %.

Obecně platí, že rozdíly sklonů regresních přímek mezi maximální SWE a nízkými průtoky, které jsou způsobeny změnou scénáře, jsou nejvyšší u měsíců, které následují po roztání sněhové pokrývky. Nejvyšší změna citlivosti na 10% změnu maximální SWE mezi 1. a 3. scénářem byla pozorována u dubnových průtoků Divoké Orlice (z 1.7 % na 4.6 %).

Časová délka statisticky významných lineárních vztahů mezi maximální SWE a nízkými průtoky je nejdelší v povodí Teplé Vltavy, dále v povodí Vydry a délka je výrazně kratší v povodí Divoké Orlice (Obrázek 13). V prvním scénáři je statisticky

významný nenulový sklon regresních přímek, mezi maximální SWE a nízkými průtoky, prokázán u Teplé Vltavy od dubna až do září, u Vydry od dubna do srpna a u Divoké Orlice pouze v dubnu.



Obrázek 13: Hodnoty sklonů regresních přímek lineární regrese mezi maximálním SWE a nízkými průtoky v dubu až září (odstíny červené) a hodnoty sklonů regresních přímek mezi předchozími srážkami a nízkými průtoky v dubu až září (odstíny modré). Odshora: Vydra, Teplá Vltava a Divoká Orlice. 1. scénář je zobrazen nejtmaším, 2. scénář světlejším a 3. scénář nejsvětlejším odstínem. Plný kruh značí p-hodnotu < 0.05, prázdný kruh p-hodnotu < 0.1 a tečka značí nesignifikantní lineární závislost.

Rozdíly hodnot sklonů regresních přímek mezi předchozími srážkami a nízkými průtoky a hodnot sklonů regresních přímek mezi maximální SWE a nízkými průtoky jsou nejnižší v dubnu (Divoká Orlice a Teplá Vltava) a v květnu (Vydra), kdy jsou hodnoty sklonů obou regresních přímek ve 3. scénáři téměř totožné. Od těchto měsíců

dochází k nárůstu rozdílu mezi citlivostí nízkých průtoků na maximální SWE a citlivostí na předchozí srážky (Obrázek 13). Nejméně citlivé na změnu předchozích srážek jsou nízké průtoky Vydry. Nejnižší změny sklonu regresních přímk vlivem změny scénáře byly pozorovány v povodí Teplé Vltavy. Naopak nejvyšší změny byly pozorovány v první polovině zkoumaného období u průtoků Vydry a v druhé polovině období u průtoků Divoké Orlice.

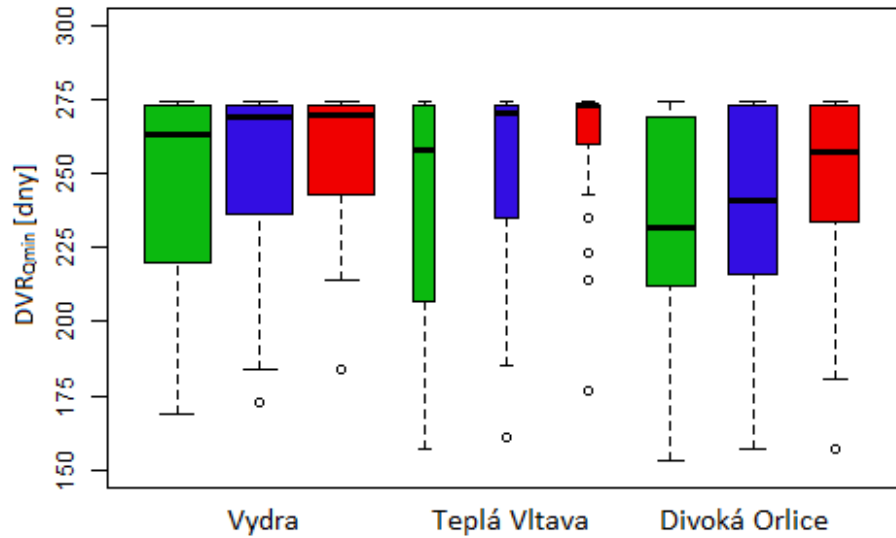
Vliv variability sněhové pokrývky na den výskytu nízkých průtoků byl zkoumán pomocí Spearmanova korelačního koeficient. Z Tabulky 9 vyplývá, že ve všech scénářích existuje statisticky významný vztah (p -hodnota < 0.05) mezi maximální SWE a dnem výskytu nízkého průtoku Vydry od června do září. Poměrně vysoký korelační koeficient zůstává při snižování jarních a letních srážek téměř nezměněn. Ve třetím scénáři, kdy byly srážkové úhrny po výskytu maximální SWE sníženy na 50 %, byla v povodích Teplé Vltavy a Divoké Orlice pozorována statisticky významná (p -hodnota < 0.1) závislost mezi dnem v roce, kdy došlo k roztání sněhové pokrývky a dnem v roce, ve kterém nastal minimální průtok. Těsnost této závislosti je u obou povodí podobná. Závislost mezi datem roztání sněhové pokrývky a datem minimálního průtoku je také významná v prvním scénáři v povodí Teplé Vltavy. Důvod nesignifikantnosti vztahu v tomto povodí v průběhu druhého scénáře nebyl objasněn. Přesto, že den výskytu maximální SWE určuje začátek, a tedy i délku období se sníženými srážkami, byl významný vztah mezi $DVR_{Q_{min}}$ a dnem v roce, kdy nastává maximální SWE, prokázán pouze ve třetím scénáři v povodí Teplé Vltavy. Žádný statisticky významný vliv délky období tání na čas výskytu letních minimálních průtoků nebyl pozorován.

Povodí	Vydra			Teplá Vltava			Divoká Orlice		
	100%	75%	50%	100%	75%	50%	100%	75%	50%
Srážky mezi maximální SWE a 30. 9.									
Den v roce výskytu maximální SWE	0.10	0.08	0.15	0.24	0.22	0.31	0.06	0.19	0.15
Den v roce roztání sněhové pokrývky	0.21	0.25	0.25	0.34	0.18	0.32	0.13	0.27	0.33
Délka období tání	0.14	0.18	0.07	-0.04	-0.16	-0.04	0.04	0.01	0.16
Maximální SWE	0.37	0.37	0.34	0.12	0.03	0.09	-0.08	-0.03	0.07

Tabulka 9: Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu mezi $DVR_{Q_{min}}$ a dnem v roce výskytu maximální SWE, dnem v roce roztání sněhové pokrývky, délkou období tání a maximální SWE pro všechna povodí. Tučně jsou zvýrazněny p -hodnoty < 0.05 a kurzívou jsou zvýrazněny p -hodnoty < 0.1 .

U všech povodí bylo při změně scénáře z 1. na 2. a 3. pozorováno snížení variability $DVR_{Q_{min}}$. Se snížením jarních a letních srážek dochází ve všech povodích k posunu $DVR_{Q_{min}}$ do pozdějších termínů. Nejnižší vliv změny scénářů na medián $DVR_{Q_{min}}$ byl pozorován v povodí Vydry (Obrázek 14). Variabilita $DVR_{Q_{min}}$ se se změnou scénáře nejvíce mění v povodí Teplé Vltavy. Nepotvrdila se hypotéza, že v povodí s nejnižší průměrnou maximální SWE nastávají minimální průtoky nejdříve. Nejdříve ve všech

scénářích nastávají minimální průtoky v povodí Divoké Orlice, přestože průměrná maximální SWE je zhruba o polovinu nižší v povodí Teplé Vltavy. V 1. scénáři



Obrázek 14: Variabilita DVRQmin v prvním (zeleně), druhém (modře) a třetím scénáři (červeně). V krabicovém diagramu je tučnou čarou vyznačen medián. Spodní a horní strana obdélníku zobrazují 1. kvartil (Q1) a 3. kvartil (Q3). Horní chybová úsečka zobrazuje maximální hodnotu, která je od Q3 vzdálena maximálně o $1,5 * (Q3 - Q1)$. Spodní chybová úsečka ukazuje minimální hodnotu, která je od Q1 vzdálena maximálně o $1,5 * (Q3 - Q1)$. Kružnicemi jsou vyznačeny odlehlé hodnoty, které jsou od kvartilů vzdáleny o více než $1,5 * (Q3 - Q1)$. Šířka obdélníku odpovídá průměrné maximální SWE.

odpovídají mediány dne výskytu minimálního průtoku nadmořským výškám povodí.

5 Diskuze

Pomocí křížové korelace byla v práci analyzována podobnost mezi ročním chodem SWE a průtoků. Tuto analýzu použili také například Jefferson et al. (2008) či Tague et al. (2008) pro sledování rychlosti reakce vodních toků na doplnění zásob podzemní vody. Pomocí křížové korelační funkce byl zjištěn těsný vztah mezi ročním chodem SWE a průtoků, v případě posunu SWE o 35-69 dní. Tento výsledek odpovídá výskytu vysokých průtoků v dubnu, kdy jsou ve sledovaných povodích nejnižší srážkové úhrny. Vysoké dubnové průtoky jsou způsobené tavnou vodou ze sněhové pokrývky. Při zvýšení sezonality distribuce srážek dochází ke zvýšení těsnosti vztahu mezi ročním chodem SWE a průtoků a zkrácení vzájemného posunu křivek reprezentujících denní průměry těchto dvou veličin. Ve všech povodích bylo zjištěno, že tavná voda se více podílí na celkovém průtoků, nežli se sněhové srážky podílí na celkovém srážkovém úhrnu. Snížení jarních a letních srážkových úhrnů způsobilo nárůst podílu, kterým přispívá tavná voda do celkového odtoku, a také nárůst podílu pevných srážek na celkových srážkových úhrnech.

Výsledky této práce ukazují, že maximální SWE ovlivňuje jarní a letní nízké průtoky. K podobným závěrům dospěly také Godsey, Kirchner a Tague (2014), Jenicek et al. (2016), Součková (2016). Nejdelší významný vliv (dle Spearmanova korelačního koeficient) ve všech scénářích byl prokázán v povodí Vydry, dále v povodí Teplé Vltavy a nejkratší vliv byl prokázán v povodí Divoké Orlice. Platí tedy, že délka statisticky významného vztahu mezi maximální SWE a nízkými průtoky v pozorovaných povodích klesá s nadmořskou výškou povodí. Tento výsledek je shodný s výsledky Jenicek et al. (2016) a Součková (2016). Je ovšem třeba upozornit na fakt, že tito autoři zkoumali násobně vyšší počet povodí, a že v této práci byly zkoumány pouze, 3 povodí a z toho 2 v těsné blízkosti, což má jistě vliv na pozorované výsledky. V souladu s výše zmíněnými autory je také fakt, že nejtěsnější korelace je v povodí v nevyšší výšce a s nejvyšší maximální SWE (Vydra) posunuta do pozdějšího termínu než v níže položených povodích s nižší SWE. Posunutí je zřejmě způsobeno vyšší maximální SWE a roztáním sněhové pokrývky v pozdějším termínu. Hodnoty korelačních koeficientů a délka statisticky významného vlivu SWE na nízké průtoky v prvním scénáři (kde nedošlo k žádné změně srážek) jsou u povodí Vydry a Divoké Orlice srovnatelné s výsledky v práci Součková (2016), která analyzovala stejná staniční data, ale bez využití modelu. Výrazný rozdíl byl zjištěn v délce významnosti

vlivu SWE na nízké průtoky v povodí Teplé Vltavy. V této práci byl zjištěn vliv maximální SWE pouze na dubnové průtoky, kdežto Součková (2016) prokázala významný vliv na průtoky od dubna až do září. Je otázkou, který výsledek více odpovídá realitě, jelikož model by sice měl lépe propojovat staniční data se srážko-odtokovým procesem na úrovni povodí, ale na druhou stranu přináší do analýz další nejistoty.

Citlivost nízkých průtoků na změnu maximální SWE byla zkoumána pomocí Siegelova lineárního modelu. Výsledky ukázaly, že citlivost nízkých průtoků v jednotlivých měsících postupně klesá. Hodnoty sklonů regresních přímek a délka statisticky významných lineárních vztahů mezi nízkými průtoky a maximální SWE v prvním scénáři ve všech povodích dobře odpovídají výsledkům Součkové (2016). A to včetně fyzikálně obtížně interpretovatelné statisticky významné citlivosti srpnových (v práci Součkové (2016) červencových) nízkých průtoků, které následují po 3 měsících bez významné citlivosti nízkých průtoků na změnu maximální SWE. Podobně jako v práci Součkové (2016) byly pozorovány i některé negativní sklony regresních přímek a korelační koeficienty ve vztahu maximální SWE a nízkých průtoků v pozdějších měsících. Uspokojivé fyzikální vysvětlení tohoto jevu nebylo zjištěno. Obecně jsou trendy citlivostí nízkých průtoků na změnu SWE ve vztahu k nadmořské výšce, podobně jako trendy Spearmanova korelačního koeficientu, ve shodě s výsledky Jenicek et al. (2016).

Podobně jako výsledky výše zmíněných autorů také výsledky této práce ukazují, že samotná variabilita sněhové pokrývky nemůže, v podnebí s rovnoměrnou distribucí srážek, vysvětlit variabilitu nízkých průtoků v teplém půlroce. Na rozdíl od oblastí s výraznou sezonalitou distribuce srážek například na JZ USA (Godsey, Kirchner, Tague 2014).

Jenicek et al. (2016) ve své práci ukázali, že vliv sněhové pokrývky na letní nízké průtoky je vyšší v letech s podprůměrnými jarními a letními srážkami. V této práci je vliv jarních a letních srážek na tento vztah zkoumán 2 způsoby. Jednak je v analýzách jako prediktor použit také úhrn srážek z 60 dní předcházejících nízkému průtoku. A jednak byly pomocí modelu HBV-light modelovány 2 hypotetické scénáře se 75% a 50% srážkovými úhrny mezi datem maximální SWE a 30. 9. v daném roce.

Vztah předchozích srážek s nízkými průtoky je ve všech povodích a všech scénářích statisticky významný dle Spearmanova korelačního koeficientu i podle Siegelova lineárního modelu. Jedinou výjimku tvoří dubnové průtoky Vydry ve 3. scénáři. Tento

jev by mohl být způsoben tím, že tání sněhové pokrývky, která průměrně zcela roztává až 1. května, dokáže utlumit vliv předchozího sníženého úhrnu srážek na nízké průtoky na minimum.

Nejnižší vliv mají předchozí srážky na průtoky v jarních měsících, kdy je síla korelace mezi maximální SWE a nízkými průtoky nejvyšší. Těsnost vztahu stejně jako hodnoty sklonu regresní přímky mezi nízkými průtoky a předchozími srážkami s postupem času narůstají. Narůstá tedy i rozdíl mezi vlivem SWE a předchozích srážek na nízké průtoky. V hypotetických scénářích bylo snížením úhrnů srážek po výskytu maximální SWE dosaženo snížení tohoto rozdílu. Snížení tohoto rozdílu v jednotlivých povodích odpovídalo nadmořským výškám povodí. K nejvyššímu snížení došlo v povodí Vydry. Ve 3 scénáři byl pozorován silnější vliv na nízké průtoky způsobený maximální SWE než předchozími srážkami ve všech povodích. Výsledky z modelovaných hypotetických situací odpovídají obecnému vysvětlení rozdílného vlivu sněhové pokrývky na nízké průtoky v oblastech s různou distribucí srážek během roku (Godsey, Kirchner, Tague 2014; Jenicek et al. 2016). Výsledky dále potvrdily názor Součkové (2016), že samotný stav sněhové pokrývky není v prostředí Česka dobrým prediktorem letních nízkých průtoků, ale má na ně určitý vliv. Naopak se ukázal výrazný vliv předchozích srážek na letní nízké průtoky.

Významný (P-hodnota < 0.05) vliv maximální SWE na den výskytu minimálního průtoky se podařilo prokázat pouze v nejvýše položeném povodí Vydry. Podobně také Jenicek et al. (2016) prokázali statisticky významný vliv maximální SWE na den výskytu pouze u výše položených povodí. Z výsledků této práce dále vyplývá, že významný (p-hodnota < 0.1) vliv na den výskytu minimálního průtoky má v prvním scénáři den roztání sněhové pokrývky v povodí Teplé Vltavy. Podobně významný vliv měl na den výskytu minimálního průtoky den roztání sněhové pokrývky ve třetím scénáři v povodí Teplé Vltavy a Divoké Orlice. Silný vztah mezi dnem výskytu minimálního průtoky a dnem roztání sněhové pokrývky popsali Godsey, Kirchnera Tague (2014) v podnebí se silnou sezonalitou srážek. Právě ve 3. scénáři byla ve zkoumaných povodích v této práci sezonalita srážkových úhrnů nejvyšší. Podobný výsledek prezentovali také Whitaker, Sugiyama a Hayakawa (2008), kteří našli významný vztah mezi časovým výskytem prvního výraznějšího tání a dnem v roce výskytu minimálního průtoky. Přestože je den výskytu maximální SWE začátkem období snížených srážek ve druhém a třetím scénáři a určuje tak délku období se sníženými srážkami, byl nalezen statisticky významný vztah mezi touto proměnnou

a DVR_{Qmin} pouze v povodí Teplé Vltavy ve třetím scénáři. Jelikož v podnebí Česka existuje silný vztah mezi předchozími srážkami a nízkými průtoky, je variabilita dne výskytu minimálního průtoku nejvyšší v 1. scénáři a se snižováním jarních a letních srážek, dochází ke snížení této variability. Zároveň dochází k posunu DVR_{Qmin} do pozdějších termínů.

Na vztah mezi sněhovou pokrývkou nízkými průtoky působí mnoho faktorů, které v této práci nebyly brány v potaz. Už samotná akumulace a tání sněhové pokrývky je ovlivněna například vegetačním krytem (Hříbik, Škvarenina 2007) či členitostí terénu (Kucerova, Jenicek 2014), což vede k rozdílné rychlosti tání sněhové pokrývky, a tím pádem také k ovlivnění časového výskytu roztání sněhové pokrývky. Právě na význam časového výskytu tání sněhové pokrývky a jeho následnému doplnění či vyprázdnění zvodní upozorňují například Huntington a Niswonger (2012), Scibek et al. (2007) nebo Dettinger et al. (2004). Rychlost tání ovlivňuje množství vody a načasování jejího doplnění do zásob podzemní vody (Earman et al. 2006; Flint, Flint, Dettinger 2008; Segal et al. 2014). Na vztah mezi sněhovou pokrývkou a nízkými průtoky mají dále vliv půdní kryt a geologické podloží (Tague, Grant 2009; Markovich, Maxwell, Fogg 2016; Van Loon, Laaha 2015). Projevit se také může změna krajinného pokryvu, například v důsledku disturbancí způsobených kůrovcem, což v šumavských povodích zkoumali Langhammer, Su a Bernsteinová (2015).

Výsledky této práce jsou ovlivněné řadou nejistot. Počínaje nejistotami dat vstupujících do srážko-odtokového modelu. Důležitý je výběr stanice, která vhodně reprezentuje podmínky v povodí. Dostupnost dlouhých časových meteorologických a hydrologických dat je však omezená. Proto se meteorologické stanice, z nichž pocházejí data použitá v této práci nacházejí mimo studovaná povodí, což může způsobovat například podhodnocení úhrnů srážek na stanici oproti zkoumanému povodí (viz kapitola Data a metody). Staniční data jsou zatíženy nejistotami způsobenými chybami a výpadky měřících přístrojů. V případě výpadků pak data musí být doplněna ze stanic, které jsou ještě vzdálenější od studovaného povodí. Při měření srážek dochází obecně k výrazným chybám v měření, a to zvláště v případě sněhových srážek (Sevruk 2004). Na homogenitu dat mají vliv změny měřících přístrojů a změny polohy měření (Štěpánek, Řezníčková, Brázdil 2009). Výhodou použitého modelu HBV-light je sice nízká náročnost na vstupní data. Avšak nízká náročnost na vstupní data je svázána s vysokým zjednodušením simulace srážko-odtokového procesu, které přináší řadu nejistot. Výsledky této práce jsou založeny na modelovaných časových řadách, ale

hodnocení úspěšnosti simulací mimo jiné ukázalo, že simulace průtoků během teplého půlroku v povodí Vydry nejsou uspokojivé (Tabulka 6) podobně jako simulace vodní hodnoty sněhu v povodí Teplé Vltavy (Tabulka 5). Dále je práce zatížená nejistotou nahodilých chyb při zpracování dat.

Další výzkum této problematiky by se mohl věnovat simulaci dopadu předpovídaných klimatických změn na vztah mezi sněhovou pokrývkou a jarními a letními průtoky. Simulace by mohly být založeny na základě modelovaných scénářů budoucího vývoje teploty vzduchu a úhrnů srážek z globálních klimatických modelů. Přínosné by také bylo objasnit, jaké jsou vztahy mezi sněhovou pokrývkou, podzemní vodou a nízkými průtoky v povodích s různým podložím v podnebí s rovnoměrnou distribucí srážek během roku.

6 Závěr

Tato práce se zabývá vlivem sněhové pokrývky na nízké průtoky v teplém půlroce ve 3 povodích v Česku. Míra ovlivnění nízkých průtoků sněhovou pokrývkou je porovnávána s ovlivněním srážkovými úhrny, které nízkým průtokům předcházejí. Při zkoumání vztahů mezi sněhovou pokrývkou předcházejícími srážkovými úhrny a nízkými průtoky, byly využity 2 hypotetické scénáře, které simulují zvýšení sezonality srážkových úhrnů. V práci je ukázáno, jak se liší síla a délka vlivu vodní hodnoty sněhu a předchozích srážek na nízké průtoky v jednotlivých povodích a scénářích.

Hlavní zjištění jsou:

- Ve všech sledovaných povodích je vliv předchozích srážkových úhrnů na nízké průtoky vyšší nežli vliv maximální vodní hodnoty sněhu. Pouze v nejvýše položeném povodí, jsou květnové průtoky ovlivněny více vodní hodnotou sněhu nežli předchozími srážkami.
- Vliv vodní hodnoty sněhu na nízké průtoky je nevyšší v době po tání sněhové pokrývky a s postupem času klesá. Naopak vliv předchozích srážek je v jarních měsících nejvyšší a s postupem času narůstá.
- Se snížením úhrnů srážek po výskytu maximální vodní hodnoty sněhu dochází ke zvýšení a prodloužení vlivu maximální vodní hodnoty sněhu na průtoky v teplém období.
- Při snížení srážkových úhrnů v období po výskytu maximální vodní hodnoty sněhu o 50 %, jsou ve všech povodích nízké průtoky v měsíci po tání sněhové pokrývky více ovlivněny variabilitou maximální vodní hodnoty sněhu nežli variabilitou předchozích srážek
- Délka a síla vztahu mezi nízkými průtoky v teplém půlroce a vodní hodnotou sněhu klesá s nadmořskou výškou
- V nejvýše položeném povodí je ve všech scénářích časový výskyt minimálního průtoky ovlivněn variabilitou maximální vodní hodnoty sněhu.

7 Zdroje

- ADAM, J. C., HAMLET, A. F., LETTENMAIER, D. P. (2009): Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century. *Hydrological Processes*, 7, 23, 962–972.
- ALLEN, D. M., CANNON, A. J., TOEWS, M. W. et al. (2010): Variability in simulated recharge using different GCMs. *Water Resources Research*, 10, 46.
- ANDERMANN, C., LONGUEVERGNE, L., BONNET, S. et al. (2012): Impact of transient groundwater storage on the discharge of Himalayan rivers. *Nature Geoscience*, 2, 5, 127–132.
- BARNETT, T. P., ADAM, J. C., LETTENMAIER, D. P. (2005): Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 7066, 438, 303–309.
- BAVAY, M., LEHNING, M., JONAS, T. et al. (2009): Simulations of future snow cover and discharge in Alpine headwater catchments. *Hydrological Processes*, 1, 23, 95–108.
- BERGHUIJS, W. R., WOODS, R. a, HRACHOWITZ, M. (2014): A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow-supplement. *Nature Climate Change*, 7, 4, 583–586.
- BOX, G. E. P., JENKINS, G. M., REINSEL, G. C. (2008): *Time series analysis : forecasting and control*. John Wiley.
- DAŇHELKA, J., BHÁČ M., CRHOVÁ L. a kol. (2015): *Vyhodnocení sucha na území České republiky v roce 2015*. ČHMÚ, Praha.
- DETTINGER, M. D., CAYAN, D. R., MEYER, M. K. et al. (2004): Simulated Hydrologic Responses to Climate Variations and Change in the Merced, Carson, and American River Basins, Sierra Nevada, California, 1900–2099. *Climatic Change*, 1–3, 62, 283–317.
- EARMAN, S., CAMPBELL, A. R., PHILLIPS, F. M. et al. (2006): Isotopic exchange between snow and atmospheric water vapor: Estimation of the snowmelt component of groundwater recharge in the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 9, 111.
- ECKHARDT, K., ULBRICH, U. (2003): Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range. *Journal of Hydrology*, 1–4, 284, 244–252.

- FENG, S., HU, Q. (2007): Changes in winter snowfall/precipitation ratio in the contiguous United States. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 15, 112, 1–12.
- FIALA, T., OUARDA, T. B. M. J., HLADNÝ, J. (2010): Evolution of low flows in the Czech Republic. *Journal of Hydrology*, 3–4, 393, 206–218.
- FLINT, A. L., FLINT, L. E., DETTINGER, M. D. (2008): Modeling Soil Moisture Processes and Recharge under a Melting Snowpack. *Vadose Zone Journal*, 1, 7, 350.
- GODSEY, S. E., KIRCHNER, J. W., TAGUE, C. L. (2014): Effects of changes in winter snowpacks on summer low flows: Case studies in the Sierra Nevada, California, USA. *Hydrological Processes*, 19, 28, 5048–5064.
- HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. (2007): Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. In: Hříbik, M., Holko, L., Škvarenina, J. (eds.): 12. stretnutie snehárov: Zborník zo seminára. 88–98.
- HUNTINGTON, J. L., NISWONGER, R. G. (2012): Role of surface-water and groundwater interactions on projected summertime streamflow in snow dominated regions: An integrated modeling approach. *Water Resources Research*, 11, 48, 1–20.
- IPCC (2013): Summary for Policymakers. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 33.
- JEFFERSON, A., NOLIN, A., LEWIS, S. et al (2008): Hydrogeologic controls on streamflow sensitivity to climate variation. *Hydrological Processes*, 22, 22, 4371–4385.
- JENICEK, M., SEIBERT, J., ZAPPA, M. et al. (2016): Importance of maximum snow accumulation for summer low flows in humid catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2, 20, 859–874.
- JYRKAMA, M. I., SYKES, J. F. (2007): The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario). *Journal of Hydrology*, 3–4, 338, 237–250.
- KINDLMANN, P., MATĚJKA, K., DOLEŽAL, P. (2012): *Lesy Šumavy, lýkožrout a ochrana přírody*. Karolinum, Praha.
- KRASTING, J. P., BROCCOLI, A. J., DIXON, K. W. et al. (2013): Future changes in northern hemisphere snowfall. *Journal of Climate*, 20, 26, 7813–7828.

- KUCEROVA, D., JENICEK, M. (2014): Comparison of Selected Methods Used for the Calculation of the Snowpack Spatial Distribution, Bystrice River Basin, Czechia. *Geografie*, 3, 119, 199–217.
- LANGHAMMER, J., SU, Y., BERNSTEINOVÁ, J. (2015): Runoff response to climate warming and forest disturbance in a mid-mountain basin. *Water (Switzerland)*, 7, 7, 3320–3342.
- LEDVINKA, O. (2015): Evolution of low flows in Czechia revisited. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 369, 369, 87–95.
- LITSCHMANN, T. (2005): Srovnání výpočetních metod potenciální evapotranspirace. In: Rožnovský, J., Litschmann, T. (eds.): *Evaporace a evapotranspirace*. Brno, 47–58.
- LUNDQUIST, J. D., CAYAN, D. R., DETTINGER, M. D. (2004): Spring Onset in the Sierra Nevada: When Is Snowmelt Independent of Elevation? *Journal of Hydrometeorology*, 2, 5, 327–342.
- MARKOVICH, K. H., MAXWELL, R. M., FOGG, G. E. (2016): Hydrogeological response to climate change in alpine hillslopes. *Hydrological Processes*, 18, 30, 3126–3138.
- MAYER, T. D., NAMAN, S. W. (2011): Streamflow response to climate as influenced by geology and elevation. *Journal of the American Water Resources Association*, 47, 724–738.
- MEIXNER, T., MANNING, A. H., STONESTROM, D. A. et al. (2016): Implications of projected climate change for groundwater recharge in the western United States. *Journal of Hydrology*, 534, 124–138.
- MORIASI, D. N., ARNOLD, J. G., VAN LIEW, M. W. et al. (2007): Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 3, 50, 885–900.
- MOTE, P. W., HAMLET, A. F., CLARK, M. P. et al. (2005): DECLINING MOUNTAIN SNOWPACK IN WESTERN NORTH AMERICA*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1, 86, 39–49.
- NASH, J. E., SUTCLIFFE, J. V. (1970): River Flow Forecasting Through Conceptual Models Part I-a Discussion of Principles*. *Journal of Hydrology*, 10, 282–290.
- PALUTIKOF, J. P., GOODESS, C. M., GUO, X. (1994): Climate change, potential evapotranspiration and moisture availability in the mediterranean basin. *International Journal of Climatology*, 8, 14, 853–869.

- PRESS, W. H., FLANNERY, B. P., TEUKOLSKY, S. A. et al. (1992): Numerical recipes in C : the art of scientific computing. Cambridge University Press.
- SAFEEQ, M., GRANT, G. E., LEWIS, S. L. et al. (2013): Coupling snowpack and groundwater dynamics to interpret historical streamflow trends in the western United States. *Hydrological Processes*, 5, 27, 655–668.
- SCIBEK, J., ALLEN, D. M., CANNON, A. J. et al. (2007): Groundwater-surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model. *Journal of Hydrology*, 2–4, 333, 165–181.
- SEGAL, D. C., MORAN, J. E., VISSER, A. et al. (2014): Seasonal variation of high elevation groundwater recharge as indicator of climate response. *Journal of Hydrology*, PD, 519, 3129–3141.
- SEIBERT, J. (2000): Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2, 4, 215–224.
- SEIBERT, J., VIS, M. J. P. (2012): Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9, 16, 3315–3325.
- SEVRUK, B. (2004): Niederschlag als Wasserkreislauelement - Theorie und Praxis der Niederschlagsmessung. Institute für Atmosphäre und Klima ETH, Zürich.
- SIEGEL, A. F. (1982): Robust regression using repeated medians. *Biometrika*, 1, 69, 242–244.
- SINGLETON, M. J., MORAN, J. E. (2010): Dissolved noble gas and isotopic tracers reveal vulnerability of groundwater in a small, high-elevation catchment to predicted climate changes. *Water Resources Research*, 12, 46.
- SOUČKOVÁ, M. (2016): Vliv zimních sněhových podmínek na minimální průtoky v teplém období roku v horských povodích ČR. Magisterská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, 83 stran.
- STEWART, I. T. (2009): Changes in snowpack and snowmelt runoff for key mountain regions. *Hydrological Processes*, 1, 23, 78–94.
- STEWART, I. T., CAYAN, D. R., DETTINGER, M. D. (2005): Changes toward earlier streamflow timing across western North America. *Journal of Climate*, 8, 18, 1136–1155.
- ŠTĚPÁNEK, P., ŘEZNÍČKOVÁ, L., BRÁZDIL, R. (2009): Homogenization of daily air pressure and temperature series for Brno (Czech Republic) in the period 1848-2005. In: *Proceedings of the Fifth Seminar for Homogenization and Quality*

- Control in Climatological Databases. WCDMP-No. 71, WMO, Geneva, 107–121.
- TAGUE, C., GRANT, G. E. (2009): Groundwater dynamics mediate low-flow response to global warming in snow-dominated alpine regions. *Water Resources Research*, 7, 45, 1–12.
- TAGUE, C., GRANT, G., FARRELL, M. et al. (2008): Deep groundwater mediates streamflow response to climate warming in the Oregon Cascades. *Climatic Change*, 1–2, 86, 189–210.
- THORNTHWAITE, C. W. (1948): An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, 1, 38, 55–94.
- VAN LOON, A. F., LAAHA, G. (2015): Hydrological drought severity explained by climate and catchment characteristics. *Journal of Hydrology*, 526, 3–14.
- VLASÁK, T. (2004): Přehled a klasifikace historických povodní v povodí Otavy. In: Langhammer, J. (ed.): Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní. 227–238.
- WHITAKER, A. C., SUGIYAMA, H., HAYAKAWA, K. (2008): Effect of snow cover conditions on the hydrologic regime: Case study in a pluvial-nival watershed, Japan. *Journal of the American Water Resources Association*, 4, 44, 814–828.
- WILKS, D. S. (2011): *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press.
- WILSON, L. G., DECOOK, K. J., NEUMAN, S. P. (1980): *Regional Recharge Research for Southwest Alluvial Basins*. 406.
- ZHANG, D., CONG, Z., NI, G. et al. (2015): Effects of snow ratio on annual runoff within the Budyko framework. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4, 19, 1977–1992.
- ARCDATA PRAHA. *ArcČR 500 verze 3.3: Digitální geografická databáze*. Praha, 2017. dostupné na: <http://www.arcdata.cz/produkty-a-sluzby/geograficka-data/arccr-500/>
- ČHMÚ. *Průměrné denní průtoky vybraných vodoměrných stanic 1980-2014*. Praha, 2016.
- ČHMÚ. *Sněhová a meteorologická data vybraných klimatologických stanic 1980-2014*. Praha, 2016.
- ČGSa. *Geologická mapa ČR 1 : 50 000*. dostupné na: <http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms>

- ČGSb. *Geologická mapa ČR 1 : 500 000.* dostupné na:
<<http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms>>
- ČGSc. *Půdní mapa 1 : 50 000.* dostupné na:
<<http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms>>
- ČGSd. *Půdní mapa 1 : 1000 000.* dostupné na:
<<http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms>>
- VGHMÚ. *Digitální model území v měřítku. 1: 25 000.* Dobruška, 2016
- VÚV TGM. *Digitální báze vodohospodářských dat.* Praha, 2014. dostupné na:<
<http://www.dibavod.cz/>>

8 Seznam obrázků

Obrázek 1: Interakce povrchové toku a podzemní vody v povodí se sněhovým režimem: a) nízká hladina podzemní vody v zimě, b) doplňování zásob podzemní vody v průběhu jarního tání, c) pokles hladiny a maximální napájení toku podzemní vodou, d) nízký průtok v létě. (Huntington, Niswonger 2012)	16
Obrázek 2: Koncepční hydrogram ukazující vliv úhrnu a distribuce srážek na maximální průtok (a) a jeho načasování (b), vliv podloží na sklon poklesové větve (c) a vliv evapotranspirace na průtok (d). (Safeeq et al. 2013 - upraveno)	20
Obrázek 3: Poloha zkoumaných povodí a meteorologických a hydrologických stanic. 25	
Obrázek 4: Průměrné měsíční srážkové úhrny, průtoky, teploty vzduchu, a vodní hodnoty sněhu z let 1981-2014 ze stanic přiřazených ke zkoumaným povodím. . 27	
Obrázek 5: Pozice meteorologických stanic Filipova Huť a Churáňov	29
Obrázek 6: Schéma struktury HBV-light (Seibert, Vis 2012 - upraveno).....	31
Obrázek 7: Ukázka proložení regresní přímky souborem hodnot s odlehlými hodnotami dle Siegelova modelu (červená přímka) a dle metody nejmenších čtverců (černé přímka). Modře jsou vyznačeny 95% konfidenční intervaly Siegelova regresního modelu.	36
Obrázek 8: Modelované průměrné měsíční úhrny srážek, průtoky, teploty vzduchu a vodní hodnoty sněhu z let 1981 2014.....	39
Obrázek 9: Denní průměrné hodnoty průtoky, srážek a SWE z let 1981-2014. Grafy vlevo ukazují první scénář a grafy vpravo scénář třetí.....	41
Obrázek 10: Grafy křížových korelačních funkcí mezi průměrnými hodnotami průtoky a SWE z let 1981-2014 a jim odpovídající časové posuny průměrných denních hodnot SWE. Kladná čísla na ose x značí posun hodnot SWE vpřed a záporná posun hodnot SWE vzad. Modré čárkované linie představují 5% hladinu významnosti. Hodnoty vně těchto linií jsou významné. Grafy vlevo ukazují první scénář a grafy vpravo scénář třetí.....	43
Obrázek 11: Změny Q_s/Q (odstíny modré) a P_s/P (odstíny červené) způsobené změnami scénářů. První scénář je zobrazen nejsvětlejším, druhý scénář tmavším a třetí scénář nejtmavším odstínem.	44
Obrázek 12: Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu mezi maximální SWE a nízkými průtoky v dubu až září (odstíny červené) a mezi předchozími srážkami	

a nízkými průtoky v dubu až září (odstíny modré). Odshora: Vydra, Teplá Vltava a Divoká Orlice. 1. scénář je zobrazen nejtmašším, 2. scénář světlejším a 3. scénář nejsvětlejším odstínem. Plný kruh značí p hodnotu < 0.05 , prázdný kruh, p -hodnotu < 0.1 a tečka značí nesignifikantní korelace.	45
Obrázek 13: Hodnoty sklonů regresních přímek lineární regrese mezi maximálním SWE a nízkými průtoky v dubu až září (odstíny červené) a hodnoty sklonů regresních přímek mezi předchozími srážkami a nízkými průtoky v dubu až září (odstíny modré). Odshora: Vydra, Teplá Vltava a Divoká Orlice. 1. scénář je zobrazen nejtmašším, 2. scénář světlejším a 3. scénář nejsvětlejším odstínem. Plný kruh značí p -hodnotu < 0.05 , prázdný kruh p -hodnotu < 0.1 a tečka značí nesignifikantní lineární závislost.	47
Obrázek 14: Variabilita DVRQmin v prvním (zeleně), druhém (modře) a třetím scénáři (červeně). V krabicovém diagramu je tučnou čarou vyznačen medián. Spodní a horní strana obdélníku zobrazují 1. kvartil (Q1) a 3. kvartil (Q3). Horní chybová úsečka zobrazuje maximální hodnotu, která je od Q3 vzdálena maximálně o $1,5 * (Q3 - Q1)$. Spodní chybová úsečka ukazuje minimální hodnotu, která je od Q1 vzdálena maximálně o $1,5 * (Q3 - Q1)$. Kružnicemi jsou vyznačeny odlehle hodnoty, které jsou od kvartilů vzdáleny o více než $1,5 * (Q3 - Q1)$. Šířka obdélníku odpovídá průměrné maximální SWE.	49
9 Seznam tabulek	
Tabulka 1: Vybrané charakteristiky zkoumaných povodí a jim přiřazených meteorologických a hydrologických stanic.	24
Tabulka 2: Rozdíl průměrných měsíčních, půlročních a ročních úhrnů srážek na stanicích Churáňov a Filipova Huť z let 2003 až 2014. Světlými odstíny modré jsou vyznačeny měsíce v chladném půlroce, oranžově měsíce v teplém půlroce. Tmavé odstíny značí chladný (modře) a teplý (oranžově) půlrok. Zelenou barvou je vyznačeno období celého roku. Data jsou seřazena dle hodnot procentuálního rozdílu mezi Filipovou hutí a Churáňovem.	30
Tabulka 3: Změny úhrnů srážek v simulovaných scénářích.	34
Tabulka 4: Závislé a nezávislé proměnné použité ve statistických analýzách.	35
Tabulka 5: Hodnoty objektivních funkcí hodnotících úspěšnost simulací modelu v kalibračním a validačním období.	37
Tabulka 6: Hodnoty E_Q pro teplý a chladný půlrok, pro období 1981-2014.	37

Tabulka 7: Vybrané charakteristiky sněhové pokrývky z prvního scénáře z let 1981-2014.....	40
Tabulka 8: Maximální hodnoty křížové korelační funkce mezi průměrnými denními hodnotami průtoku a SWE z let 1981-2014 a jim odpovídající časové posuny průměrných denních hodnot SWE vpřed.	42
Tabulka 9: Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu mezi DVRQmin a dnem v roce výskytu maximální SWE, dnem v roce roztání sněhové pokrývky, délkou období tání a maximální SWE pro všechna povodí. Tučně jsou zvýrazněny p-hodnoty < 0.05 a kurzívou jsou zvýrazněny p-hodnoty < 0.1.....	48