

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoinformatika



Vojtěch Hlavatý

**Sněhové sucho a jeho význam pro odtok v kontextu
změn klimatických a sněhových charakteristik**

Snow drought and its importance for runoff in the context
of changes in climatic and snow characteristics

Bakalářská práce

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

Praha, 2021

Zadání bakalářské práce

Téma práce

Identifikace sněhového sucha a jeho význam pro odtok vody z povodí

Motivace

Probíhající zvyšování teploty vzduchu má mimo jiné za následek změny v celkových sněhových zásobách v horských oblastech. Sníh přitom hraje významnou úlohu v doplňování zásob podzemních vod a generování odtoku v teplé části roku, včetně suchých period. Nedostatek sněhových zásob bývá způsoben buď nedostatkem srážek v zimním půlroce, nebo vysokými zimními teplotami vzduchu, nebo kombinací obojího. Zároveň se období zimního sucha střídají s obdobími bohatými na sníh, což významně stěžuje efektivní řízení vodních děl. Proto je důležité zkoumat mechanismy způsobující zimy chudé na sníh a jejich vliv na odtok z povodí.

Cíle práce

- 1) Zhodnocení současného stavu výzkumu (pomocí rešerše odborné literatury) týkajícího se sněhového sucha – definice, důležitost pro koncentraci odtoku z povodí a možnosti stanovení.
- 2) Analýza dlouhých časových řad klimatických a sněhových veličin ze stanice Churáňov s ohledem na meteorologické příčiny ovlivňující meziroční variabilitu sněhových zásob. Důraz bude kladen na příčiny vedoucí ke sněhově podprůměrným zimám.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

První část práce bude tvořena zhodnocením současného stavu výzkumu (pomocí rešerše odborné literatury) týkajícího se sněhového sucha – definice, důležitost pro koncentraci odtoku z povodí a možnosti stanovení.

Druhou část práce bude tvořit analýza dlouhých časových řad klimatických a sněhových veličin ze stanice Churáňov s ohledem na meteorologické příčiny ovlivňující meziroční variabilitu sněhových zásob. Důraz bude kladen na příčiny vedoucí ke sněhově podprůměrným zimám. Volitelně je také možné podrobněji analyzovat průběh posledních šesti zim na základě dat ze stanic KFGG na Šumavě.

Datum zadání: 25. 11. 2019

Jméno studenta: Vojtěch Hlavatý

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Michal Jeníček

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení

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

V Praze, 2. 5. 2021

.....

Vojtěch Hlavatý

Poděkování

Rád bych poděkoval vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph.D. za věnovaný čas a cenné rady při psaní práce.

Abstrakt

Sněhové sucho, definované jako nedostatečná akumulace sněhu, je jedním z následků zvyšující se teploty vzduchu a má značný dopad na tvorbu odtoku a zajištění vodních zásob v teplé části roku. Pozornost mu ale byla věnována hlavně v Severní Americe. Proto si tato práce dala za cíl zhodnotit dosavadní stav výzkumu na toto téma a analyzovat data ze stanice Churáňov na Šumavě. Pomocí lineární regrese a Mann-Kendalova testu byly popsány dlouhodobé trendy klimatických a sněhových charakteristik v rámci hydrologických roků 1966-2017 a korelačními koeficienty byly zkoumány vztahy mezi nimi. Následně byly různými přístupy klasifikovány případy sněhového sucha. Dle výsledků byl hlavní příčinou meziročních změn v zásobách sněhu na Šumavě růst průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně, způsobující úbytek sněhových srážek a tím snížení maximální vodní hodnoty sněhu, které může být zesíleno úbytkem srážek v chladné sezóně. To naznačila i četnost výskytu odlišných typů sněhového sucha, zejména přibývání teplých sněhově chudých sezón, což vzhledem k předpovídaným změnám klimatu vyzdvihlo důležitost tohoto fenoménu.

Klíčová slova: sněhové sucho, vodní hodnota sněhu, odtok ze sněhu, změna klimatu

Abstract

Snow drought, defined as a lack of snow accumulation, is one of the consequences of increasing air temperature, which has a considerable impact on the runoff generation as it provides a substantial part of water supplies in the warm season. However, the attention to snow drought has been paid mainly to North America. Therefore, this work aimed to evaluate the current state of research on this topic and to analyze data from the Churáňov station in the Šumava Mountains. Long-term trends in climatic and snow characteristics in the period 1966-2017 were described using linear regression and Mann-Kendall test and relationships between them were examined by correlation coefficients. Consequently, the occurrences of snow drought were classified using different approaches. According to the results, the main cause of interannual changes in snow storage in the Šumava Mountains was the increasing mean cold season air temperature, causing a decrease in snowfall and thus a reduction in the maximum snow water equivalent, which can be intensified by a decrease in cold season precipitation. This was also indicated by the frequency of different types of snow drought, especially an increase in warm snow-poor seasons, which, considering the predicted climate change, highlighted the importance of this phenomenon.

Keywords: snow drought, snow water equivalent, snowmelt runoff, climate change

Obsah

1 Úvod a cíle práce	9
2 Sněhové sucho	10
2.1 Původ tematiky sněhového sucha	10
2.1.1 Sucho obecně	10
2.1.2 Role sněhu v problematice hydrologického sucha	11
2.1.3 Dosavadní meziroční vývoj sněhové pokrývky ve světě.....	12
2.1.4 Význam sněhové pokrývky	14
2.2 Definice sněhového sucha	16
2.3 Příčiny sněhového sucha.....	17
2.3.1 Teplota vzduchu.....	17
2.3.2 Srážky	19
2.3.3 Prostorová distribuce sněhového sucha	19
2.4 Klasifikace sněhového sucha	22
2.4.1 Suché vs. teplé sněhové sucho.....	22
2.4.2 Teplé a suché sněhové sucho	23
2.4.3 Časová klasifikace	25
2.5 Sněhové sucho a odtok	26
2.5.1 Odtok ze sněhu obecně	26
2.5.2 Účinky sněhového sucha na odtok	26
2.5.3 Důležitost klasifikace sněhového sucha na případu vodních nádrží	28
2.6 Budoucí vývoj sněhové pokrývky v důsledku změn klimatu.....	28
2.6.1 Budoucí změny klimatu.....	29
2.6.2 Reakce sněhové pokrývky	31
2.6.3 Vývoj sněhového sucha	33
2.6.4 Změny odtokových poměrů.....	34
3 Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území	36

3.1	Vymezení území	36
3.2	Geologické poměry	37
3.3	Geomorfologické poměry	38
3.4	Klimatické poměry	40
3.5	Hydrologické poměry	42
3.6	Pedologické poměry	44
3.7	Krajinný pokryv	45
4	Použitá data a pracovní metody	47
4.1	Vstupní data	47
4.1.1	Výběr dat	47
4.1.2	Software pro zpracování dat	47
4.2	Sledované charakteristiky	48
4.2.1	Maximální vodní hodnota sněhu	48
4.2.2	Počet dní se sněhovou pokrývkou	49
4.2.3	Podíl sněhových na celkových srážkách.....	49
4.2.4	Den roztání sněhové pokrývky	50
4.2.5	Průměrná teplota vzduchu a celkový úhrn srážek v chladné sezóně	50
4.3	Vlastnosti sledovaných charakteristik	51
4.3.1	Základní popisné statistiky	51
4.3.2	Normalita dat	51
4.3.3	Odlehlá pozorování.....	51
4.4	Trendy meziročního vývoje	52
4.4.1	Lineární regrese	52
4.4.2	Mann-Kendallův test	53
4.4.3	Theil-Senova směrnice	54
4.5	Faktory ovlivňující hodnotu sněhových charakteristik.....	55
4.5.1	Kendallův korelační koeficient.....	56

4.6	Identifikace a klasifikace sněhového sucha	57
4.6.1	Klasifikace vycházející z Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017)	57
4.6.2	Klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019)	59
4.6.3	Závěrečné srovnání	59
5	Výsledky	60
5.1	Vlastnosti sledovaných charakteristik	60
5.2	Trendy meziročního vývoje	60
5.3	Faktory ovlivňující hodnotu sněhových charakteristik.....	62
5.4	Identifikace a klasifikace sněhového sucha	66
5.4.1	Srovnání klasifikací	66
5.4.2	Sněhové sucho dle preferované klasifikace	69
6	Diskuse.....	72
6.1	Diskuse použitých dat a metod	72
6.1.1	Vstupní data	72
6.1.2	Sledované charakteristiky	72
6.1.3	Trendy meziročního vývoje.....	74
6.1.4	Faktory ovlivňující hodnotu sněhových charakteristik.....	76
6.1.5	Identifikace a klasifikace sněhového sucha.....	76
6.2	Diskuse výsledků	77
6.2.1	Širší interpretace výsledků a jejich zasazení do kontextu jiných studií.....	77
6.2.2	Další vývoj a budoucí výzkum	81
7	Závěr	83
8	Použité zdroje	84
8.1	Literatura.....	84
8.2	Datové zdroje.....	92
	Seznam obrázků.....	93
	Seznam tabulek.....	95

1 Úvod a cíle práce

Mezi následky probíhajícího zvyšování teploty vzduchu patří mimo jiné změny v celkových zásobách sněhu v horských oblastech. Sníh přitom hraje významnou roli v hydrologickém cyklu, konkrétně např. v doplňování zásob podzemní vody a generování odtoku po značnou část roku, včetně suchých letních period. Úbytek sněhové pokrývky bývá způsoben buď nedostatkem srážek v zimní sezóně, nebo vysokými zimními teplotami vzduchu, nebo kombinací obojího. Zároveň se období tzv. sněhového sucha střídají s obdobími relativně bohatými na sníh, což významně stěžuje efektivní řízení vodních děl. Proto je důležité zkoumat mechanismy způsobující na sníh chudé zimy a jejich vliv na odtok z povodí.

Hlavním cílem této práce bylo za prvé zhodnocení současného stavu výzkumu týkajícího se sněhového sucha pomocí rešerše odborné literatury, za druhé, vzhledem k dosud nepříliš prostudované problematice sněhového sucha v Česku, analýza dlouhých časových řad klimatických a sněhových veličin ze stanice Churáňov v oblasti centrální Šumavy a nalezení meteorologických příčin ovlivňujících meziroční variabilitu sněhových zásob.

Dílčím cílem pak bylo jednak popsání trendů dlouhodobého vývoje sněhových charakteristik spolu s průměrnou teplotou vzduchu a celkovým úhrnem srážek v chladné sezóně, jednak zmapování sněhově podprůměrných chladných sezón s důrazem na příčiny jejich vzniku.

Hlavní výzkumné otázky byly položeny takto:

- 1) Jak lze definovat sněhové sucho, čím je způsobeno a jaké může mít dopady?
- 2) Jak se problematikou sněhového sucha zabýval dosavadní výzkum?
- 3) Projevují se znaky sněhového sucha i na území Česka, konkrétně na Šumavě? Pokud ano, jak a čím je to dáno?

Byly taktéž formulovány hlavní výzkumné hypotézy, a to následovně:

- 1) Vývoj průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně na Churáňově vykazuje dlouhodobě pozitivní trend, zatímco celkový úhrn srážek v chladné části roku je zde meziročně více proměnlivý.
- 2) Na Churáňově existuje dlouhodobý trend úbytku sněhové pokrývky.
- 3) Sněhové sucho se tak vyskytuje i na Šumavě a je zde primárně způsobeno rostoucí teplotou vzduchu.

2 Sněhové sucho

2.1 Původ tematiky sněhového sucha

2.1.1 Sucho obecně

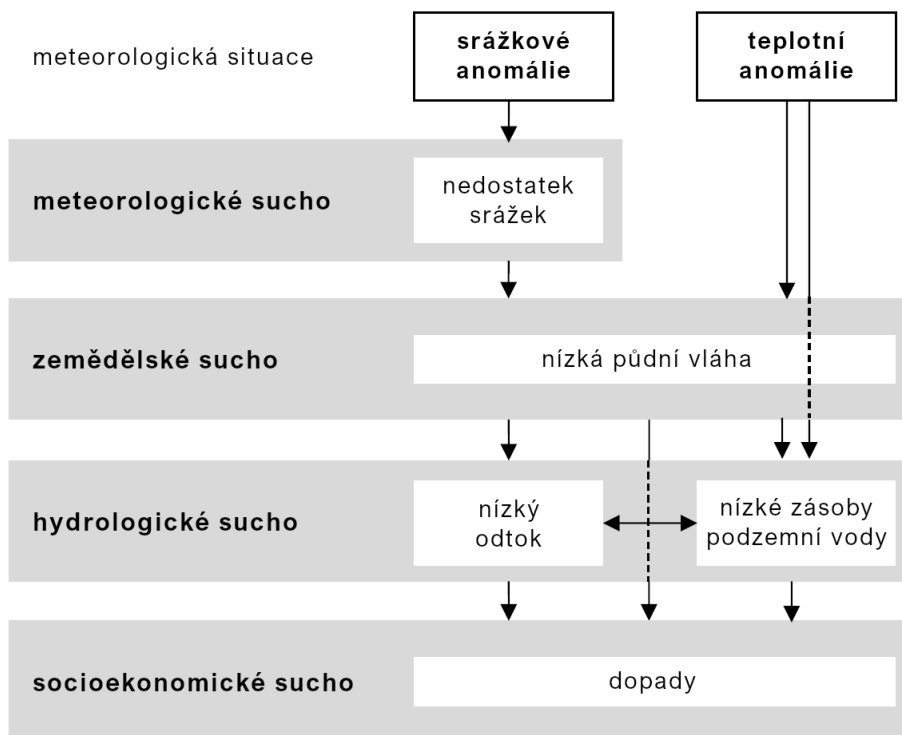
Sucho je pojem, který je poměrně složité jednoznačně definovat, znamená totiž v různých kontextech něco poněkud odlišného. V první řadě je potřeba si uvědomit, že sucho je dočasné, čímž se liší od tzv. aridity, což je trvalá charakteristika klimatu určité oblasti (American Meteorological Society 2020). V nejobecnějším smyslu je sucho podle American Meteorological Society (2020) definováno jako „*období neobvykle suchého počasí dostatečně dlouhé na to, aby způsobilo vážnou hydrologickou nerovnováhu*“.

Přístupů k definici a klasifikaci sucha lze nalézt mnoho. Ostatně už jen příčin samotného sucha existuje více. Vedle úbytku kapalných, či pevných (sněhových) srážek jsou častými doprovázejícími faktory např. vysoká teplota vzduchu, nízká relativní vlhkost vzduchu nebo vysoká rychlost větru a tím podpořená evapotranspirace. Rovněž existuje i mnoho lidských faktorů, které v konečném důsledku ovlivňují dostupnost vody. Ale pro naprostou většinu typů sucha shodně platí, že pocházejí primárně z nedostatku srážek, který posléze způsobí nedostatek vody potřebné pro určitý přírodní děj (např. růst rostlin) nebo antropogenní činnost (např. zemědělství) (Wilhite, Glantz 1985).

Wilhite, Glantz (1985) rozdělili sucho dle čtyř základních přístupů k jeho měření na sucho meteorologické, zemědělské, hydrologické a socioekonomické.

- *Meteorologické* sucho je nejčastěji definováno jako období podprůměrných úhrnů srážek. Jednotlivé definice se liší normálním (průměrným) množstvím srážek, se kterým se srovnávají aktuální data, a dobou trvání sucha.
- *Zemědělské* sucho spojuje různé charakteristiky meteorologického sucha s dopady, jaké může mít na zemědělství, se zaměřením na nedostatek srážek, nebo rozdíly mezi skutečnou a potenciální evapotranspirací a tím vzniklý deficit půdní vláhy.
- *Hydrologické* sucho se týká vodních toků, nádrží a podzemních vod, u kterých hodnota průtoku, resp. výška hladiny, klesá pod určitou definovanou hranici.
- *Socioekonomická* definice sucha pak dává do souvislosti nabídku a poptávku určitého ekonomického zboží s prvky meteorologického, zemědělského a hydrologického sucha.

Socioekonomické a ekologické dopady sucha (např. snížení úrody, požáry, nedostatek pitné vody, nedostatek energie) tedy souvisejí s meteorologickým suchem nepřímo, neboť přetrvávající anomální atmosférické podmínky (nejčastěji podprůměrné srážkové úhrny, nebo např. nadprůměrná teplota vzduchu) způsobují v první řadě úbytek půdní vláhly či hydrologické sucho (Wilhite, Glantz 1985; Van Loon a kol. 2015). Proto kromě kvalitní meteorologické předpovědi je zásadní i znalost šíření sucha v hydrologickém cyklu (viz Obrázek 1).



Obrázek 1: Šíření sucha (zdroj: Van Loon a kol. (2015), upraveno).

2.1.2 Role sněhu v problematice hydrologického sucha

Hydrologické sucho může být výsledkem různých procesů (Obrázek 1), které se liší v regionech s odlišnými charakteristikami podnebí a povodí (Van Loon, Laaha 2015). Nejen pro statistické analýzy, ale i predikci hydrologického sucha je důležité kvantifikovat relativní vliv těchto procesů na konkrétní události sucha (Van Loon a kol. 2015).

Van Loon, Van Lanen (2012) proto rozlišili šest typů hydrologického sucha, lišících se hlavním činitelem, který je způsobuje (srážkové/teplotní anomálie), a částí roku, kdy se vyskytují. V této klasifikaci se také poprvé výrazněji uplatnilo sucho reprezentované úbytkem sněhové pokrývky. Jedním z typů bylo totiž tzv. „sucho v teplé sněhové sezóně“ („warm snow season drought“), způsobené především nadprůměrnou zimní teplotou

vzduchu, která má za následek dřívější jarní tání sněhu. Pokud se navíc jako klíčový faktor přidá i úbytek srážek v chladném půlroce, může docházet k již velmi výraznému úbytku sněhové pokrývky během celé zimy a odtok je pak na jaře značně ochuzen. To s využitím obdobné metody klasifikace potvrdili ve střední Evropě Blahušiaková a kol. (2020).

V návaznosti na tato zjištění definovali Van Loon a kol. (2015) dodatečně ještě další typ hydrologického sucha v povodích s chladným klimatem a významně ovlivněných sněhem: „*snowmelt drought*“ – sucho projevující se sníženým množstvím na jaře tajícího sněhu a analogicky i následně nižšími maximálními průtoky vodních toků. Jejich výzkum prováděný ve 21 povodích Rakouska a Norska ukázal, že tento typ sucha opět dominantně souvisí s abnormálně teplými a suchými zimami, které způsobují nedostatečnou akumulaci sněhu v zimě – fenomén, který se v současnosti stává stále aktuálnější.

2.1.3 Dosavadní meziroční vývoj sněhové pokrývky ve světě

Výzkum na regionální úrovni

Rozsáhlé úbytky sněhové pokrývky, resp. snížení tzv. vodní hodnoty sněhu – SVH – tj. dle DeWalle, Rango (2008, s. 17) „*množství kapalné vody, která by se uvolnila po úplném roztání sněhové pokrývky*“ – byly pozorovány v posledních desetiletích na mnoha místech světa: od západní Severní Ameriky (Mote a kol. 2005), přes Alpy (Marty, Tilg, Jonas 2017) a Skandinávii (Skaugen, Stranden, Saloranta 2012), až po centrální vysokou Asii (Smith, Bookhagen 2018).

Nejčtenější záznamy o nedostatečné akumulaci sněhu pocházejí ze západních Spojených států amerických (USA) a Kanady (Hamlet a kol. 2005; Mote a kol. 2005; Harpold a kol. 2012). Například dle Mote a kol. (2018) se sněhová pokrývky v této oblasti snížila o 21 % od roku 1915.

Kromě dlouhodobého úbytku sněhu se zde pak začaly v posledních letech vyskytovat i více patrné extrémy. V Kaskádovém pohoří byly zaznamenány rekordní sněhové podprůměrné zimy 2014 a 2015 – vodní hodnota sněhu naměřená 1. dubna, kdy je v této oblasti SVH zhruba nejvyšší, byla v roce 2015 nižší o 89 % oproti normálu (Cooper, Nolin, Safeeq 2016).

Ve vysoké Asii vodní hodnota sněhové pokrývky vykazovala mezi lety 1987 a 2009, krom nejvýše položených míst Pamíru či východní Himálaje, rovněž klesající trend, především ve středních nadmořských výškách okolo 4 500 m n. m., což mělo zásadní vliv na vodnost řek střední a hustě osídlené jižní Asie (Smith, Bookhagen 2018).

Také v jižním Norsku byl v období 1991-2009 pozorován úbytek sněhové pokrývky (snížení SVH) až do nadmořské výšky 1 350 m vlivem pozitivního trendu růstu teploty a zároveň ubývání srážek v tomto období, s významným přičiněním severoatlantické oscilace vzduchu (Skaugen, Stranden, Saloranta 2012).

Studie od Marty, Tilg, Jonas (2017) byla první, která prokázala meziroční úbytek SVH v celém regionu Alp. SVH zde klesala během posledních šesti dekad ve všech nadmořských výškách, včetně těch nejvyšších (cca 3 000 m n. m.). Tento pokles byl nejzřetelněji patrný na jaře (1. dubna – i tady zvoleno jako přibližný den maximální SVH) a navzdory široké škále klimatických oblastí v tomto regionu závisel primárně na nadmořské výšce. Relativní úbytek SVH mezi lety 1968 a 2012 se pohyboval mezi 80 % v nejnižších lokalitách a 10 % v těch nejvyšších.

Z dlouhodobého hlediska jsou hlavními hnacími silami výrazného úbytku sněhu v Alpách jasně rostoucí teplota vzduchu a zároveň slabý úbytek srážek (Marty, Tilg, Jonas 2017). Na rozdíl od jiných horských oblastí (Mote a kol. 2005; Skaugen, Stranden, Saloranta 2012) se ale jarní SVH v Alpách díky klesajícím srážkám meziročně snižuje i na nejvýše položených místech.

Další odlišností např. od západní Severní Ameriky je, že Alpy nejsou vystaveny výraznému letnímu suchu, a proto jsou v letních měsících méně závislé na sněhu jako vodním zdroji (Marty, Tilg, Jonas 2017). Eventuální snížení průtoku alpských řek vlivem nižší maximální SVH (Jenicek a kol. 2016) tak nemusí mít natolik závažné dopady.

V českých a slovenských pohořích byl nedostatek sněhové pokrývky zmiňován především v souvislosti s její nižší výškou a kratší dobou trvání v posledním půlstoletí (Kliment, Matoušková 2007; Kliment a kol. 2011; Blahušiaková, Matoušková 2015; Langhammer, Su, Bernsteinová 2015), ale většina prací na toto téma se zabývala vedle popisu samotného jevu a nastínění jeho možných příčin zejména výzkumem, jak tyto změny ovlivní odtok.

Globální trendy

S výše uvedenými zjištěními korespondují data Národního úřadu pro oceán a atmosféru USA (NOAA), která odhalila mezi lety 1972-2017 výrazný pokles jarního rozsahu sněhové pokrývky takřka na celé severní polokouli, přičemž největší absolutní pokles byl zaznamenán ve vyšších zeměpisných šířkách a na podkladě dat dálkového průzkumu Země (DPZ) agentury NASA taktéž v horských oblastech (Bormann a kol. 2018).

Obdobně Brown, Mote (2009) doložili s využitím DPZ za období 1966-2007 globální meziroční změny v době trvání sněhové pokrývky (resp. počtu dní se sněhovou pokrývkou). Nejvíce patrné relativní zkrácení doby trvání sněhové pokrývky bylo sledováno v nízko položených pobřežních oblastech (tj. územích s relativně vysokou SVH a mírnými zimními teplotami oceánského klimatu), jako jsou např. západní pobřeží Severní Ameriky, Skandinávie nebo tichomořské pobřeží Ruska. V těchto oblastech byl pozorován, i když s mírnějším průběhem, také největší relativní úbytek maximální SVH (SVH_{max} , neboli nejvyšší naměřené SVH v dané zimě / chladné sezóně).

Zde je důležité zmínit fakt, že zatímco relativní hodnoty úbytku SVH_{max} nebo zkrácení doby trvání sněhové pokrývky jsou obvykle nejmarkantnější v nižších nadmořských výškách (Mote a kol. 2005), největších absolutních hodnot nabývají tyto změny v horských regionech (což odpovídá i výše uvedeným poznatkům; Bormann a kol. 2018), kde vzhledem k tomu, že sněhové charakteristiky jako SVH_{max} či doba trvání sněhové pokrývky obecně rostou s nadmořskou výškou, a jsou tedy v těchto regionech celkově vyšší, procentuální změny nejsou tak velké (Harpold a kol. 2012; Marty, Tilg, Jonas 2017).

Meziroční poklesy SVH nebo zmenšení rozsahu sněhové pokrývky jsou připisovány především globálně vzrůstající teplotě vzduchu (regionálně v menší míře i úbytku srážek v chladném pólroce) a kromě již zmiňovaného zkrácení doby trvání sněhové pokrývky pak dále souvisí např. s dřívějším nástupem tání sněhu (Harpold a kol. 2012) nebo dlouhodobě se snižujícím podílem sněhových na celkových srážkách v zimě („*snowfall fraction*“, S_f , někdy též uváděným jako poměr S/P, kde P označuje celkový úhrn srážek – „*precipitation*“), který naznačuje, že díky vzrůstající teplotě vzduchu více srážek vypadává v podobě deště namísto sněhu (Knowles, Dettinger, Cayan 2006; Sfeeq a kol. 2016; Li a kol. 2020).

2.1.4 Význam sněhové pokrývky

Trvalá nebo sezónní sněhová pokrývka existuje ve velké části světa. Na severní polokouli přibližně jedna čtvrtina území vykazuje průměrnou roční teplotu vzduchu nižší než $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (tj. obecně teplotu znamenající přeměnu skupenství srážek) a více než jedna polovina území teploty pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ během nejméně jednoho měsíce v roce (Brown, Goodison 2005, cit. v Seibert a kol. 2015).

Sněhová pokrývka, resp. její tání, tak hraje důležitou roli v globálním hydrologickém cyklu. V mnoha oblastech světa jsou sněhová akumulace a následné tání nejvýznamnějšími určujícími faktory pro vytvoření dostatečných zásob vody (DeWalle, Rango 2008) a voda

uložená ve sněhové pokrývce tvoří značný příspěvek ke každoročnímu říčnímu odtoku (Seibert a kol. 2015). Například v nejvyšších horských oblastech na západě USA až 70 % celkového ročního odtoku pochází z tajícího sněhu (Hamlet a kol. 2005). V horských povodích Česka činí tento podíl v průměru 26 %, a to i navzdory skutečnosti, že zde jen 20 % srážek padá ve formě sněhu, což znamená, že při vytváření odtoku je sníh ve srovnání s kapalnými srážkami efektivnější (Jenicek, Ledvinka 2020).

Sníh je důležitý zdroj vody především v horských oblastech, kde přetrvává do pozdního jara až začátku léta, kdy je (mj. díky nízkým úhrnům srážek a vysoké evapotranspiraci) poptávka po vodě největší (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005; Mote a kol. 2018; Dierauer, Allen, Whitfield 2019).

Ovšem tento proces je neméně klíčový též pro hustě osídlené oblasti dále po proudu řek, které v horách pramení. Celkově má sníh zásadní vliv na fungování velmi rozsáhlé socioekonomické sféry. Voda z tajícího sněhu je stěžejním zdrojem pro více než miliardu lidí (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005), vyrábí vodní energii a podílí se významně na zavlažování, dopravě (Seibert a kol. 2015) či průmyslové výrobě (Bormann a kol. 2018; Dierauer, Allen, Whitfield 2019). Rovněž provoz umělých vodních nádrží je z velké části přizpůsoben distribuci sněhu v čase a prostoru. Zjednodušeně řečeno, sněhová pokrývka tvoří vlastně jakousi velkou přírodní nádrž rozšiřující užitečnost a spolehlivost umělých rezervoárů tím, že uvolňuje vodu relativně předvídatelně a blíže k dobám, kdy je nejvíce zapotřebí (Harpold, Dettinger, Rajagopal 2017).

Sněhová pokrývka je velmi cenná i ve svém počátečním stavu, kdy tvoří např. v Alpách nezbytnou podmínku zimního turismu (Marty, Tilg, Jonas 2017).

Dále stojí za zmínku, že ve srovnání s vodou poskytovanou kapalnými srážkami se ta z tajícího sněhu účinněji infiltuje skrze půdu pod kořenovou zónou a často se významnou měrou podílí na doplňování zásob podzemní vody (Earman a kol. 2006).

Také v ekologii je sněhová pokrývka velmi podstatným faktorem. Malá tepelná vodivost sněhu chrání vegetaci a hibernující zvěř před nízkými teplotami vzduchu, které panují těsně nad povrchem sněhu (DeWalle, Rango 2008; Seibert a kol. 2015). Zároveň tající sníh zásobuje vodou mnoho horských ekosystémů po notnou část roku. Dřívější roztání sněhu pak může mít za následek snížení půdní vlhkosti a tím i větší vodní stres pro vegetaci (Harpold 2016).

V extrémních případech může náhlé a intenzivní tání sněhu, někdy v kombinaci se silnými jarními srážkami, způsobit katastrofální záplavy nebo sesuvy půdy (Seibert a kol. 2015).

Na druhou stranu nedostatek sněhu může vést k nízkým průtokům řek v létě (viz kap. 2.5) (Godsey, Kirchner, Tague 2014; Jenicek a kol. 2016), nedostatku vody v nádržích či úbytku zásob podzemní vody a ve výsledku způsobit sucho s významnými socioekonomickými a ekologickými dopady.

Vzhledem ke všem těmto okolnostem se tak vedle základních, v kap. 2.1.1 zmíněných, typů sucha začíná čím dál častěji hovořit i o tzv. sněhovém suchu.

2.2 Definice sněhového sucha

Termín „*sněhové sucho*“ („*snow drought*“) se začal hojněji používat v posledních letech především v USA a Kanadě analogicky s nárůstem počtu prací rozebírajících nedostatečnou akumulaci sněhové pokrývky v této oblasti (Cooper, Nolin, Safeeq 2016; Harpold, Dettinger, Rajagopal 2017; Hatchett, McEvoy 2018).

Sněhové sucho lze zjednodušeně definovat jako „*nedostatek akumulace sněhu v zimě*“ (Wiesnet 1981, cit. v Dierauer, Allen, Whitfield 2019, s. 3076).

American Meteorological Society (2020) sněhové sucho definuje obsáhleji jako „*období, pro danou roční dobu, abnormálně nízké sněhové pokrývky, která odráží buď nižší než normální srážky v chladném období (suché sněhové sucho), nebo nedostatečnou akumulaci sněhu i přes téměř normální srážky, obvykle když vyšší teploty zabraňují vypadávání srážek v podobě sněhu nebo způsobují neobvykle časně tání sněhu (teplé sněhové sucho)*“.

Druhá definice se opírá o práci Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017), jež se zabývala jak definicí, tak klasifikací sněhového sucha na suché a teplé, která je detailněji rozebrána v kap. 2.4.1. Dle autorů sněhové sucho ve své podstatě odkazuje ke „*kombinaci obecného sucha a snížené akumulace sněhu*“, avšak jeho příčinou nemusí být jen prostý úbytek srážek. Jak již vyplývá z definice výše, nejčastěji zmiňovanou podmínkou jeho vzniku je vedle nedostatku srážek v zimě také teplotně iniciovaný nedostatek sněhu během přibližně normálních (z dlouhodobého hlediska průměrných) úhrnů zimních srážek.

Přestože typů sněhového sucha je rozeznáváno několik (viz kap. 2.4), pro všechny je společný jeden hlavní znak: vodní hodnota sněhu (ať už za sezónu nejvyšší, nebo naměřená v konkrétní den) nižší než její dlouhodobý průměr.

2.3 Příčiny sněhového sucha

Nedostatečná akumulace sněhu je jev, který se zpravidla nevyskytuje každý rok, nýbrž se jedná o neobvyklou událost lišící se více či méně od dlouhodobého průměru sněhových podmínek. Proto potenciální vznik sněhového sucha závisí na meziroční variabilitě sněhové pokrývky, resp. SVH, která je určena dílčími časově a prostorově proměnnými klimatickými faktory, a to hlavně teplotou vzduchu a úhrnem srážek.

2.3.1 Teplota vzduchu

Ústředním faktorem, který určuje, zda se budou srážky ukládat v podobě sněhu, je prostorové a časové kolísání izoterm $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Seibert a kol. 2015). Jen velmi malý rozdíl v teplotě vzduchu tak rozhoduje o možném vytvoření sněhové pokrývky.

Proti tomu v současnosti stojí významné zvyšování průměrné zimní teploty vzduchu, které bylo pozorováno takřka po celém světě (Mote a kol. 2005; Skaugen, Strandén, Saloranta 2012; Marty, Tilg, Jonas 2017), což koresponduje s dlouhodobým globálním trendem oteplování od minulého století, zejména pak jeho 2. poloviny (Hamlet a kol. 2005; Mote a kol. 2005). Teplota vzduchu se tím pádem velkoplošně podílí na úbytku sněhové pokrývky (Hamlet a kol. 2005; Harpold a kol. 2012).

Základními hybnými mechanismy, kterými vzrůstající průměrná zimní teplota vzduchu ovlivňuje existenci (omezuje vznik a urychluje zánik) sněhové pokrývky, jsou:

- vypadávání více srážek v podobě deště namísto sněhu (Hatchett, McEvoy 2018) a tím snížení podílu sněhových na celkových srážkách (S_f) v zimě (Knowles, Dettinger, Cayan 2006; Safeeq a kol. 2016; Blahušiaková a kol. 2020; Li a kol. 2020)
- pozdější (podzimní) nástup období se souvislou sněhovou pokrývkou a častější tání sněhu v průběhu zimy (Dierauer, Whitfield, Allen 2018)
- posun jarního tání sněhové pokrývky směrem do zimy (Stewart, Cayan, Dettinger 2005; Clow 2010; Harpold a kol. 2012; Langhammer, Su, Bernsteinová 2015).

Sněhové charakteristiky se v důsledku toho mění následovně:

- snižuje se vodní hodnota sněhu (SVH), konkrétně její sezónní maximum (SVH_{\max}) (Clow 2010; Harpold a kol. 2012), potažmo hodnota naměřená 1. dubna (Hamlet a kol. 2005; Mote a kol. 2005; Mote 2006)

- zkracuje se doba trvání sněhové pokrývky, resp. se zmenšuje počet dní se sněhovou pokrývkou (Brown, Mote 2009; Harpold a kol. 2012; Blahušiaková, Matoušková 2015; Blahušiaková a kol. 2020)
- snižuje se výška sněhové pokrývky (Blahušiaková, Matoušková 2015; Marcolini a kol. 2017; Blahušiaková a kol. 2020).

Cooper, Nolin, Safeeq (2016) analyzovali rekordně sněhově podprůměrné zimy 2014 a 2015 v Kaskádovém pohoří na západě USA. Teplotní anomálie v těchto letech dosahovaly hodnot $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ nad dlouhodobým zimním průměrem. Po simulaci podmínek, které během těchto zim nastaly, z výsledků vyplynulo, že každý $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ oteplení odpovídal poklesu SVH_{max} o 22-30 %, posunu 28 % srážek od sněhu k dešti a doba trvání sněhové pokrývky se zkrátila o 31-34 dní. U posledního zmiňovaného parametru sice krom zvýšení teploty může hrát výraznější roli i odlišné rozložení srážek během zimy, celkově se ale jedná o zcela zjevné potvrzení vlivu meziroční variability teploty vzduchu na stav sněhové pokrývky.

Výše zmíněné procesy vyvolané oteplováním v zimě se s odlišnou intenzitou uplatňují v široké škále klimatických oblastí. Například poměr sněhu ku celkovým srážkám (S_f) má v pohoří Ťan-šan v centrální Asii za posledních 30 let souvisle klesající trend (Li a kol. 2020) – tento posun má za následek snížení akumulace sněhu na většině území v nižších a středních nadmořských výškách (do 3 500 m n. m.).

Zkrácení doby trvání sněhové pokrývky a snížení průměrné výšky sněhu vlivem celoplošného oteplování bylo pozorováno za posledních cca 30 let i ve vybraných povodích Šumavy, Jeseníků a Krušných hor (Kliment a kol. 2011).

Méně efektivně se vzrůstající teplota projevuje jen v nejvyšších zeměpisných šířkách a nadmořských výškách, které se vyznačují nižší teplotou vzduchu (často stále pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$; Li a kol. 2020), a jsou tedy hojněji zásobeny sněhovými srážkami (Seibert a kol. 2015) a k roztání sněhové pokrývky je zde potřeba více tepla (Pierce, Cayan 2013). Sníh tu díky tomu má obecně větší výšku i vodní hodnotu a jeho tání nastává později (Clow 2010).

Zvyšování průměrné zimní teploty vzduchu má zásadní vliv také na roční chod odtoku ve sněhem ovlivněných povodích, způsobuje zde např: posun maximálních jarních průtoků z tajícího sněhu směrem do zimy (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005; Stewart, Cayan, Dettinger 2005), vyšší odtok během zimy (Hatchett, McEvoy 2018) nebo snížení celkového ročního odtoku (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014) – více v kap. 2.5.2.

2.3.2 Srážky

Na rozdíl od teploty vzduchu se zimní srážkové úhrny meziročně mění nejednoznačně a odlišně v různých regionech (Harpold a kol. 2012). Trendy jejich vývoje jsou velmi rozdílné v dílčích časových obdobích a jsou pravděpodobně kontrolovány desetiletou variabilitou klimatu spíše než dlouhodobějšími klimatickými trendy, jako je tomu u teploty (Hamlet a kol. 2005).

Například v severním Norsku bylo pozorováno přibývání zimních srážek v průběhu 20. st., avšak na jihu země jich začalo od 90. let ubývat (Skaugen, Stranden, Saloranta 2012).

Případný úbytek celkových srážkových úhrnů v zimě způsobuje:

- úbytek sněhových srážek jako takových
- snížení SVH (Harpold, Kohler 2017; Hatchett, McEvoy 2018).

Meziroční snížení zimních úhrnů srážek je dominantní příčinou úbytku SVH především ve vysokohorských regionech (viz kap. 2.3.3) – např. v Utahu či Nevadě (Harpold a kol. 2012). Největší pokles SVH pak nastává při ubývání srážek a současném zvyšování teploty (Hamlet a kol. 2005). V Alpách je z dlouhodobého hlediska slabé snížení srážkových úhrnů spolu s jednoznačně rostoucími teplotami dokonce hlavní hnací silou výrazného úbytku sněhu, a to napříč všemi nadmořskými výškami v regionu (Marty, Tilg, Jonas 2017).

Pokud ovšem srážky přibývají, nemusí to ještě nutně znamenat i zvětšení SVH. Na západě USA během 20. st. srážky v zimě spíše přibývaly, vlivem čehož v některých nejvýše položených regionech a oblastech s velmi velkým nárůstem srážek SVH i vzrostla (Mote a kol. 2005). Na většině území ale zůstala dominantním činitelem teplota vzduchu, díky které i při zvětšování úhrnů srážek SVH klesala (Hamlet a kol. 2005). Nárůst srážek mohl tento pokles jen lokálně zmírnit (Mote 2006).

2.3.3 Prostorová distribuce sněhového sucha

Před samotnou klasifikací sněhového sucha je potřeba porozumět rovněž prostorovému rozložení činitelů, které stojí za jeho vznikem. To, jaký typ sněhového sucha by se mohl v určitém regionu s největší pravděpodobností vyskytovat, závisí hlavně na meziroční variabilitě klimatickými faktorů dané oblasti, především teploty vzduchu a úhrnu srážek, které rozhodují o existenci sněhové pokrývky. Předmětem studia této problematiky je proto často tzv. citlivost („*sensitivity*“) sněhové pokrývky, resp. SVH, na výkyvy (změny) srážek („*P-sensitivity*“) nebo teploty („*T-sensitivity*“) v dané lokalitě.

Meziroční a prostorová variabilita teploty vzduchu, srážek a tím i sněhové pokrývky, resp. SVH, je vedle zeměpisné šířky primárně předurčena kontinentalitou podnebí (vzdáleností od oceánu) a nadmořskou výškou. V menším měřítku se na akumulaci a tání sněhu podílí také topografie – zejména sklon a orientace svahu nebo krajinný pokryv (Beven 2001, cit. v DeWalle, Rango 2008) – či přítomnost lesních porostů (Seibert a kol. 2015).

Kontinentalita klimatu

Ve vnitrozemských regionech s chladným kontinentálním podnebím je meziroční variabilita SVH dominantně řízena variabilitou srážek (Cline 1997, cit. v Dierauer, Allen, Whitfield 2019; Brown, Mote 2009; Harpold, Kohler 2017). V přímořských regionech, s převahou oceánského podnebí charakteristického dlouhodobým relativním dostatkem srážek, je však meziroční variabilita SVH řízena především variabilitou teploty vzduchu (Harpold a kol. 2012; Harpold, Kohler 2017).

Z výše uvedeného vyplývá, že v teplejších (oceánských) oblastech, kde jsou průměrné zimní teploty blízko 0 °C, je sněhová pokrývka výrazně více citlivá na změny teploty než v chladnějším a relativně sušším vnitrozemí (Brown, Mote 2009; Luce, Lopez-Burgos, Holden 2014), což dokládá existenci jednak nelineární závislosti mezi citlivostí SVH na změny teploty vzduchu a průměrnou zimní teplotou (Luce, Lopez-Burgos, Holden 2014), jednak prahové hodnoty teploty, nad kterou citlivost SVH na změny teploty prudce stoupá (Dierauer, Allen, Whitfield 2019) – viz kap. 2.4.2. Zvýšení teploty nad tuto mez, jež se často nachází právě v blízkosti 0 °C, tedy ovlivní vodní hodnotu a celkově životnost sněhové pokrývky mnohem víc, než oteplení v rámci záporných hodnot.

Nadmořská výška

Výše zmiňovaná citlivost SVH závisí velmi významně i na nadmořské výšce, která hraje stejně jako poloha vůči oceánu zcela zásadní roli při utváření podmínek vzniku sněhového sucha.

Množství sněhových srážek obecně přibývá s nadmořskou výškou (Seibert a kol. 2015). Proto také, jak již bylo zmíněno v kap. 2.1.3, pokud dochází k úbytku SVH, je relativně (procentuálně) větší v nižších nadmořských výškách, zatímco nejvýraznější absolutní ztráty vykazují vyšší polohy (Mote a kol. 2005; Mote 2006; Harpold a kol. 2012; Marty, Tilg, Jonas 2017), kde je celkově vyšší sněhová pokrývka. Zásadnější je ovšem poznání toho, co stojí za úbytkem SVH v různých nadmořských výškách.

Mnoho výzkumů, jako např. ten od Sospedra-Alfonso, Melton, Merryfield (2015), ukázalo, že závislost mezi nadmořskou výškou a korelací teploty nebo srážek s SVH (popř. dobou trvání sněhové pokrývky) je většinou reprezentována téměř lineárním vztahem a že existují prahové hodnoty nadmořské výšky, nad nimiž je meziroční variabilita SVH dominantně určena srážkovými úhrny, zatímco pod nimi teplotou vzduchu.

Morán-Tejeda, López-Moreno, Beniston (2013) stanovili tuto prahovou nadmořskou výšku ve Švýcarsku přibližně na 1 400 m n. m. Vycházeli při tom z meziroční variability výšky a doby trvání sněhové pokrývky. Zdůraznili také podstatný fakt, že s oteplováním podnebí se zvyšuje nadmořská výška, ve které je teplota vzduchu hlavním omezením akumulace sněhu (více v kap. 2.6.2).

K obdobným zjištěním dospěli s využitím průměrných dubnových hodnot SVH rovněž Scalzitti, Strong, Kochanski (2016) na západě USA, kde se napříč šesti horskými celky pohybovala kritická hodnota v rozmezí 1 580 až 2 181 m n. m.

Přítomnost prahových hodnot nadmořské výšky je patrná také ze studií trendů vývoje SVH. V Severní Americe byly zdokumentovány mírné změny ve vysokých nadmořských výškách (nad cca 2 500 m n. m.), kde teplota roste jen minimálně a hlavního činitele – srážek – je dlouhodobě relativní dostatek, místy se úhrny dokonce meziročně zvyšují a s nimi roste i SVH. Oproti tomu v nižších nadmořských výškách dochází vlivem vyšší (a z dlouhodobého hlediska postupně vzrůstající) průměrné zimní teploty vzduchu k velkému úbytku sněhové pokrývky (Mote a kol. 2005; Mote 2006).

I v Alpách níže položené lokality, kde rostoucí teploty způsobují jak vypadávání méně srážek v podobě sněhu, tak intenzivnější tání sněhu, vykazují zejména na jaře velké meziroční ztráty SVH. Ovšem ve vyšších nadmořských výškách (nad 1 400 m n. m.) je situace odlišná od té v Severní Americe. I přes to, že teploty jsou zde ještě natolik nízké, aby zajistily sněžení, díky úbytku srážek dochází k meziročnímu snižování sněhové pokrývky, a to i v nejvyšších polohách (Marty, Tilg, Jonas 2017).

Z uvedených poznatků vyplývá, že v oblastech, kde je meziroční variabilita SVH primárně závislá na množství srážek, nemusí ještě nezbytně docházet k úbytku sněhové pokrývky v souvislosti s kontinuálním oteplováním klimatu. Záleží především na regionálním rozložení srážkových úhrnů a jejich vývoji v dané klimatické oblasti do budoucna.

2.4 Klasifikace sněhového sucha

I přes poměrně krátkou existenci tématu sněhového sucha lze nalézt hned několik přístupů k jeho klasifikaci. Níže jsou rozebrány jak ty nejčastěji skloňované, tak nejnovější a inovativní způsoby dělení sněhového sucha.

2.4.1 Suché vs. teplé sněhové sucho

Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017) klasifikovali sněhové sucho na základě podmínek, které panovaly během extrémně sněhově podprůměrné zimy 2015 (listopadu 2014-březnu 2015) na západním pobřeží USA, na:

- *suché sněhové sucho* – způsobené nedostatkem srážek
- *teplé sněhové sucho* – kdy teplota zabraňuje hromadění srážek na povrchu v podobě sněhové pokrývky.

Oba tyto typy se vyznačují SVH (naměřenou 1. dubna – což velmi zhruba odpovídá datu maximální akumulace sněhu, resp. největší SVH, v pohořích západních USA; Hamlet a kol. 2005) nižší, než je dlouhodobý průměr, ale liší se vztahem celkového úhrnu srážek („*precipitation*“, P) v zimě (od 1. listopadu do 1. dubna) k dlouhodobému průměru, potažmo výsledným poměrem SVH/P.

Suché sněhové sucho

Pokud jsou SVH a úhrn srážek v zimě téměř stejné (SVH/P se blíží 1), ale SVH je z dlouhodobého hlediska podprůměrná, musejí být podprůměrné i zimní srážky (Tabulka 1). Tehdy je nízká SVH odrazem právě abnormálně nízkých srážek jako takových (bez ohledu na skupenství) a nastává suché sněhové sucho (Harpold, Dettinger, Rajagopal 2017).

Teplé sněhové sucho

Teplé sněhové sucho je charakterizováno nízkou SVH i přes to, že zimní úhrn srážek dosahuje obvyklých, nebo dokonce nadprůměrných hodnot, a tím pádem $SVH/P < 1$ (Tabulka 1). V tomto případě totiž vyšší (nadprůměrná) zimní teplota vzduchu zapříčiňuje, že více srážek vypadává v podobě deště než sněhu, nebo dochází k dřívějšímu a intenzivnějšímu tání sněhové pokrývky, popř. se kombinují oba tyto děje (Cooper, Nolin, Safeeq 2016).

Tabulka 1: Porovnání suchého a teplého sněhového sucha. Charakteristiky SVH, srážek a teploty jsou vztaženy k jejich dlouhodobému průměru (podle Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017)).

sněhové sucho	SVH	celkové srážky (P) v zimě – kapalně i sněhové	průměrná zimní teplota vzduchu	SVH/P
suché	podprůměrná	podprůměrné	jakákoliv (nemá přímý vliv)	≈ 1
teplé	podprůměrná	průměrné až nadprůměrné	nadprůměrná	< 1

2.4.2 Teplé a suché sněhové sucho

Klasifikační systém navržený Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017) je sice jasně definovaný a snadno použitelný, nezohledňuje ovšem společný výskyt teplých a suchých podmínek, které v klasifikaci hydrologického sucha vzali do úvahy i Van Loon a kol. (2015) a u nichž bylo prokázáno, že mají za následek výrazně vážnější snížení průtoků řek v létě než samotné suché podmínky (Dierauer, Whitfield, Allen 2018) – viz kap. 2.5.2. Tento systém navíc nebere v potaz fakt, že den, kdy SVH nabývá svého maxima v dané zimě, se podstatně různí jednak časově mezi jednotlivými roky, jednak prostorově napříč horskými celky i uvnitř nich (Wrzesien a kol. 2018), a nemusí se tedy nutně jednat o 1. duben. Sezónní maximum SVH může být často dokonce až o 100 % vyšší než SVH z 1. dubna (Harpold a kol. 2012).

Dalším faktorem, který by se při klasifikaci sněhového sucha měl zohlednit, je citlivost SVH na změny teploty vzduchu („*T-sensitivity*“) a srážkových úhrnů („*P-sensitivity*“). Obzvláště stěžejní je poznatek, že citlivost SVH na výkyvy teploty prokazatelně koreluje s teplotou vzduchu a zvyšuje se nelineárně s jejím růstem, což bylo doloženo jak v Severní Americe (Luce, Lopez-Burgos, Holden 2014), tak Evropě (Hantel, Hirtl-Wielke 2007), a dá se tudíž předpokládat, že tato skutečnost platí i v dalších sněhem ovlivněných regionech. Krom prostého popisu závislosti lze zároveň identifikovat prahové hodnoty průměrné zimní teploty, obvykle okolo 0 °C, nad nimiž se citlivost SVH na změny teploty rychle zvyšuje (Dierauer, Allen, Whitfield 2019). V praxi to znamená, že např. v oblastech s průměrnou zimní teplotou vzduchu blízko bodu mrazu bude mít oteplení (kladná teplotní anomálie) velký vliv na SVH, zatímco ochlazení (záporná teplotní anomálie) může mít dopad pouze minimální. Proto by bylo vhodné při klasifikaci namísto průměrné zimní teploty využít spíše parametr, na kterém charakteristiky sněhové pokrývky závisí více lineárně.

Dierauer, Allen, Whitfield (2019) v souvislosti s výše uvedenými argumenty namítli, že aby bylo možné oddělit teplé od suchého sněhového sucha, je zapotřebí robustnější klasifikační systém, který funguje pro celou řadu různých klimatických podmínek. Rozdělili proto sněhové sucho (resp. zimy s nižší než normální maximální SVH, které se vyskytly v západních USA a jihozápadní Kanadě v průběhu let 1951-2013) na suché, teplé, nebo teplé a suché, a to na základě úhrnu srážek v zimě (P) a (na rozdíl od klasifikace v kap. 2.4.1) též zimních stupňů tání („*thawing degrees*“, TD), které představují součet průměrných denních teplot všech zimních dnů s průměrnou teplotou vzduchu vyšší než $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ a oproti průměrné zimní teplotě vzduchu se liší tím, že jejich růst neovlivňuje SVH nelineárně. Přičemž zima byla v tomto případě namísto striktního kalendářního vymezení od listopadu do března, jaké v podobném regionu použili Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017), definována na základě průměrných denních teplot vzduchu (konkrétně zimu tvořily ty dny, jejichž 25. percentil průměrné teploty vzduchu za období 1951-2000 byl nižší než $0\text{ }^{\circ}\text{C}$), což umožňuje více relevantní meziroční srovnání.

Tuto klasifikaci shrnují následující tři vzorce:

$$(SVH_i < \overline{SVH}) \wedge (P_i < \overline{P}) \wedge (TD_i < \overline{TD}) \Rightarrow \text{suché sněhové sucho}$$

$$(SVH_i < \overline{SVH}) \wedge (P_i > \overline{P}) \Rightarrow \text{teplé sněhové sucho}$$

$$(SVH_i < \overline{SVH}) \wedge (P_i < \overline{P}) \wedge (TD_i > \overline{TD}) \Rightarrow \text{teplé a suché sněhové sucho,}$$

kde SVH_i , P_i a TD_i jsou maximální SVH, celkový úhrn srážek a stupně tání v dané zimě (roku i) a \overline{SVH} , \overline{P} a \overline{TD} jsou dlouhodobé průměry těchto charakteristik.

Při vytvoření této metody klasifikace ovšem Dierauer, Allen, Whitfield (2019) zároveň zdůraznili možné negativum použití SVH pro definování sněhových such, a sice identifikaci mnoha menších událostí sněhového sucha, kdy maximální SVH byla téměř normální (tj. blízko dlouhodobého průměru).

Riziko vzniku teplého/suchého sněhového sucha

V návaznosti na zmíněný vztah průměrné teploty vzduchu a citlivosti SVH na změny teploty analyzovali Dierauer, Allen, Whitfield (2019) dodatečně i riziko vzniku sněhového sucha. Riziko bylo vypočteno jako součin frekvence a závažnosti historických suchých, teplých nebo teplých a suchých sněhových such na západě Severní Ameriky za období 1951-2013.

Výsledky ukázaly, že riziko vzniku teplého nebo suchého sněhového sucha je velmi pravděpodobně spojeno s citlivostí maximální SVH (SVH_{max}) na změny jak teploty, tak srážek. Zásadní je především informace, že riziko vzniku teplého sněhového sucha (stejně jako citlivost SVH_{max} na výkyvy teploty) prokazatelně koreluje s teplotou vzduchu a zvyšuje se s ní nelineárně. Tím pádem existují také prahové hodnoty průměrné zimní teploty vzduchu, nad kterými riziko teplého sněhového sucha rychle roste. Tyto teplotní prahy, nad nimiž je, zjednodušeně řečeno, dominantní teplé a pod nimi suché sněhové sucho, se v území zkoumaném Dierauer, Allen, Whitfield (2019) nacházejí kolem $-3,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$.

2.4.3 Časová klasifikace

Výše uvedené klasifikace a definice jednotlivých typů sněhového sucha jsou shodně založeny na vnímání zimy jako celku – jednoho momentu v čase. Proti tomu se postavili Hatchett, McEvoy (2018), kteří tvrdí, že takovéto definice by neměly opomíjet fakt, jak a hlavně kdy v rámci zimy sněhové sucho vzniká, přetrvává a končí.

Dle jejich studie z pohoří Sierra Nevada v Kalifornii může být sněhové sucho nejčastěji výsledkem buď extrémně nadprůměrných úhrnů dešťových srážek v zimě a s nimi spojených četných tzv. událostí „rain on snow“ (ROS, více v kap. 2.5.2) vlivem vyšší teploty vzduchu, nebo celkově nízkých srážkových úhrnů. Tyto podmínky mohou nastat v různých částech zimy, s odlišnými dopady na vodní zdroje či horské ekosystémy. Z toho důvodu autoři rozdělili sněhové sucho na základě doby, kdy byl identifikován jeho počátek, na časné (říjen-listopad), střední (prosinec-únor) a pozdní (březen-duben). Tyto typy sněhového sucha mohou být jak suché, tak teplé, přičemž byly vymezeny na základě definic Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017), ale nad podrobnější časovou řadou.

Aby takováto klasifikace byla možná, je primárně zapotřebí nepřetržité, ideálně každodenní, pozorování meteorologických a sněhových podmínek, které je klíčové např. pro identifikaci časného sněhového sucha během zimy, jež následně pokračovala intenzivním sněžením před 1. dubnem a SVH tak ke konci zimy dosáhla téměř běžného stavu. Toto sucho tedy nemuselo být zaznamenáno klasifikačním systémem Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017) nebo Dierauer, Allen, Whitfield (2019) a přitom mohlo způsobit přinejmenším rozsáhlé ekonomické škody omezením turistického ruchu v období Vánoc (Hatchett, McEvoy 2018). Ovšem zatímco časné/střední sněhové sucho může být ještě z velké části vykompenzováno dostatečnými sněhovými srážkami ve zbytku zimy, jako nejrizikovější z hlediska možného přímého pokračování suchého období po zbytek roku se jeví pozdní sněhové sucho.

2.5 Sněhové sucho a odtok

2.5.1 Odtok ze sněhu obecně

Když teplota v celém sněhovém profilu dosáhne 0 °C, dochází k tání sněhové pokrývky (Seibert a kol. 2015) a následně odtoku tím vzniklé kapalné vody. Tento odtok tvoří jednak voda z tajícího sněhu, jednak srážky, které mohou dopadat na tající sněhovou pokrývku či do táním produkované vody, jež stéká po povrchu. Povrchový odtok ze sněhu může být urychlen a dříve transformován do proudění v korytech vodních toků v důsledku zmrzlé nebo vodou nasycené půdy. Na říčním odtoku se pak kromě vody ze sněhu či srážek, padajících přímo do koryta, mohou různou měrou podílet také podpovrchový a podzemní odtok (DeWalle, Rango 2008).

Řeky oblastí, jejichž odtokové poměry jsou významně ovlivněny sněhovou pokrývkou jako zdrojem vodnosti, se obecně vyznačují výrazně vyššími (nebo i ročními maximálními) průtoky v době jarního, ve vyšších polohách až letního, tání sněhu, kdy se během několika týdnů odehrává velká část ročního odtoku (Seibert a kol. 2015). Sněhová pokrývka je tak klíčová pro zajištění dostatečných zásob vody po značnou část roku, zejména pak v průběhu relativně suššího léta v nižších nadmořských výškách, kde jinak dominuje výpar, průtoky jsou nízké, a voda je tudíž nejvíce potřeba (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005).

2.5.2 Účinky sněhového sucha na odtok

Bylo vyzpozorováno, že výskyt sněhového sucha zcela jednoznačně zasahuje do rozložení odtoku v průběhu roku. Zároveň platí, že různé typy sněhového sucha mají vlivem odlišných klimatických příčin i jiné hydrologické dopady.

Dopady teplého sněhového sucha

Teplé sněhové sucho se vyznačuje nadprůměrnou zimní teplotou vzduchu, která v návaznosti na mechanismy zmíněné v kap. 2.3.1, jako jsou: zvýšení množství dešťových srážek na úkor těch sněhových (snížení podílu S_f), tání v průběhu zimy, posun vrcholu jarního tání více směrem k počátku roku či úbytek sněhové pokrývky (resp. SVH) sám o sobě, dále způsobuje:

- posun maximálních (kulminačních) jarních průtoků (z dříve tajícího sněhu) směrem do zimy (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005; Stewart, Cayan, Dettinger 2005; Clow 2010; Langhammer, Su, Bernsteinová 2015)

- nedostatečné doplňování podzemní vody během jara, což se posléze projevuje snížením nízkých letních průtoků a jejich posunem blíže k jaru (Godsey, Kirchner, Tague 2014; Jenicek a kol. 2016; Blahušiaková a kol. 2020)
- vyšší odtok (resp. průtok) během zimy (Dierauer, Whitfield, Allen 2018; Hatchett, McEvoy 2018; Blahušiaková a kol. 2020)
- snížení celkového ročního odtoku (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014; Zhang a kol. 2015; Jenicek, Ledvinka 2020).

Za těchto podmínek se též zvyšuje riziko vzniku událostí deště na sněhovou pokrývku („*rain on snow*“, ROS) (Harpold, Kohler 2017), kdy déšť dopadá na již (vlivem vyšší teploty vzduchu – kdykoli v průběhu zimy) tající sněhovou pokrývku, kapalné vodě je znemožněno se do sněhu uložit, rychle prosakuje a vytváří odtok. Teplota kapalných srážek samo o sobě se na tání podílí minimálně, rozhodující je hlavně dlouhodobější tání sněhu poskytující nasycení prostředí vodou, což může posléze vést k velmi rychlému zvýšení průtoku a nástupu povodně (Seibert a kol. 2015). Kulminační průtoky způsobené událostmi ROS mohou být mnohem větší než průtoky ze samotného tání sněhu nebo dešťových srážek, a být tak příčinou vážných povodní (DeWalle, Rango 2008).

Především nižší podíl S_f v zimě zapříčiňuje, že je k dispozici méně celkového množství sněhu, který se může podílet na odtoku (Harpold a kol. 2017), a to v kombinaci s předpokladem neměnného sezónního načasování a konstantní velikosti celkových úhrnů srážek znamená, že dalším významným projevem teplého sněhového sucha je snížení průměrného ročního průtoku řek (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014).

Dále např. Musselman a kol. (2017) ukázali, že dřívější nástup tání sněhu obvykle znamená i pomalejší průběh tání. Důvodem je sluneční radiace, která je brzy na jaře nižší než na konci jara. To má za následek větší výpar vody pocházející ze sněhu a o to méně efektivní generování povrchového a podpovrchového odtoku (Barnhart a kol. 2016). Déletrvajícím tání a s tím souvisejícím nižším ročním odtokovým maximum (které obvykle nastává na jaře, nebo začátkem léta) doložili výzkumem ve Skalnatých horách také Rood a kol. (2016).

Rovněž na území Česka a Slovenska se od 80. let 20. st. zřetelně projevují teplotně iniciované procesy snižování výšky sněhové pokrývky a poklesu počtu dní se sněhovou pokrývkou. Zejména se jedná o snížení letního odtoku – u kterého Jenicek, Ledvinka (2020) prokázali, že je v českých pohořích významně ovlivněn nejen nízkými úhrny srážek a vysokou evapotranspirací, ale právě i předešlou sněhovou pokrývkou – a posun vysokých

jarních průtoků blíže k počátku jara – např. v povodí Otavy (Kliment, Matoušková 2007; Langhammer, Su, Bernsteinová 2015) – nebo snížení průměrných měsíčních i ročních hodnot průtoku – např. v povodí horního Hronu (Blahušiaková, Matoušková 2015).

Dopady suchého sněhového sucha

Na rozdíl od teplého sněhového sucha, které se často pojí se zvýšením průtoku vodních toků v zimě, suché sněhové sucho snižuje odtok po celý rok (tj. včetně zimy), a tím pádem se majoritně podílí na snížení hodnoty celkového ročního odtoku (Harpold, Dettinger, Rajagopal 2017; Dierauer, Whitfield, Allen 2018). To vše v důsledku úbytku celkových srážek a tím nižší sněhové pokrývky.

Pro teplé i suché sněhové sucho je naopak společné, že způsobují nízký odtok v létě (Harpold, Dettinger, Rajagopal 2017; Dierauer, Whitfield, Allen 2018). Mezi typické dopady obou těchto typů sněhového sucha tak lze zařadit nízkou úroveň hladin vodních nádrží, sníženou produkci vodní energie a ve vážných případech i nedostatek pitné a zavlažovací vody (Dierauer, Allen, Whitfield 2019).

Dopady teplého a suchého sněhového sucha

Nejvýznamnější období sněhového sucha, následně kritické letní sucho a obecně nejzávažnější následky nejen pro vodní hospodářství vznikají, pokud se současně vyskytují podmínky vzniku teplého a suchého sněhového sucha (tj. nadprůměrná teplota vzduchu a nedostatek celkových srážek) – nastává tedy teplé a suché sněhové sucho.

Tuto skutečnost vyzdvihli Dierauer, Whitfield, Allen (2018), kteří zjistili, že srážky jsou dominantní příčinou jednak meziroční proměnlivosti celkového ročního odtoku, jednak délky trvání a závažnosti nízkých letních a zimních průtoků. Teplotně nadprůměrné zimy (při normálních úhrnech srážek) zas silně korelují s výrazně delšími nízkými průtoky v létě a naopak kratšími nízkými průtoky v zimě. V souladu s tím je poté i ono klíčové zjištění, že teplé a zároveň suché zimy odpovídají ještě nižšímu celkovému ročnímu odtoku a výrazně delším a závažnějším nízkým letním průtokům než chladné a suché, nebo pouze teplé zimy.

2.5.3 Důležitost klasifikace sněhového sucha na případu vodních nádrží

Většina vodohospodářských rozhodnutí, jako například množství vody upuštěné z přehrady, se spoléhá především na přesné krátkodobé meteorologické předpovědi nadcházejících srážek a případné množství sezónního odtoku ze sněhové pokrývky (Kosour a kol. 2017). Správce vodní nádrže pak čelí volbě, zda zadržovat co nejvíce vody přitékající do nádrže

tak, aby byla stále k dispozici pro využití v sušším létě, nebo v nádrži uchovávat dostatek volného prostoru pro zachycení velkých povodňových průtoků (Harpold, Dettinger, Rajagopal 2017). K usnadnění tohoto rozhodnutí by mohla pomoci lepší schopnost predikovat z vývoje jednotlivých meteorologických prvků případný vznik suchého, nebo teplého sněhového sucha, přičemž každý typ má na zásobování nádrží zásadně odlišný vliv.

Během suchého sněhového sucha jsou průtoky nízké a přítok do nádrží je omezen po celý rok. Pokud by bylo možné předpovědět, že k takovému suchu s vysokou pravděpodobností v daný rok dojde, mohlo by být v nádržích zachyceno více přitékající vody a srážek (Harpold, Dettinger, Rajagopal 2017), aby bylo posléze v období letního sucha z čeho čerpat.

Za teplého sněhového sucha období vysokých jarních průtoků, eventuálně povodní, nastává dříve, než je obvyklé, a v průběhu zimy je vyšší riziko vzniku událostí ROS, ale zároveň je k dispozici méně celkového množství sněhu, který se může podílet na odtoku. Řízení nádrže je tedy vystaveno okamžitým povodňovým rizikům v zimě, popř. na začátku jara, a následnému nedostatku vody po zbytek roku. Proto se u tohoto typu sněhového sucha jeví nalezení kompromisu mezi tím, kolik vody v nádržích akumulovat a kolik volného prostoru pro náhlé extrémní události zachovat, jako nejobtížnější.

Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017) prezentovali, jak může sněhové sucho ve spojení se špatnými lidskými rozhodnutími zvýšit potenciál pro vznik mimořádné události, jako byla např. situace na kalifornské přehradě Oroville. Ta, po sněhovém suchu v letech 2014-2015 a kvůli obavě ze vzniku dalšího, preventivně akumulovala veškerou vodu během sněhově podprůměrné 1. poloviny zimy na konci roku 2016. Ovšem začátek roku 2017 byl posléze velmi srážkově nadprůměrný, nádrž se zcela zaplnila a nebyla již schopna zadržet náhlé přívaly přitékající vody, a regulovat tak povodňový průtok.

2.6 Budoucí vývoj sněhové pokrývky v důsledku změn klimatu

2.6.1 Budoucí změny klimatu

Teplota vzduchu

Základním faktorem řídícím změnu klimatu ve 21. století bude teplota vzduchu. Velmi pravděpodobně totiž bude pokračovat její růst pozorovaný v minulých desetiletích (Giorgi, Bi 2005; IPCC 2013). Předpokládá se, že globální průměrná roční teplota vzduchu bude v závislosti na dílčích emisních scénářích v letech 2081-2100 průměrně o 1,7 až 4,8 °C vyšší oproti období 1986-2005 (IPCC 2013).

Oteplování ovšem bude i nadále vykazovat meziroční variabilitu a jeho míra se bude regionálně různit (Giorgi, Bi 2005; Seneviratne a kol. 2006) – při zaměření na oblasti středních a vyšších zeměpisných šířek očekávají Giorgi, Bi (2005) zvýšení průměrné roční teploty vzduchu o 3,5-5,8 °C do konce 21. století, přičemž největší oteplení zřejmě postihne severní Evropu nebo východ Severní Ameriky, a to zejména v zimních měsících.

Celkový objem srážek

Dle elementárních meteorologických vztahů se s rostoucí teplotou zvyšuje i množství vodní páry, které je vzduch při dané teplotě schopen pojmout, a to přibližně o 7 % při zvýšení teploty o 1 °C (Trenberth 2011). Na základě modelových simulací pro širokou škálu scénářů se tak předpokládá, že se v průběhu 21. st. zvýší globální průměrný obsah vodní páry ve vzduchu a díky tomu i celkové množství srážek (Giorgi, Bi 2005; IPCC 2013) s tím, že nárůst globálního průměrného ročního úhrnu srážek bude mnohem menší (asi 1-3 % při oteplení o 1 °C) než rychlost potenciálního nárůstu ve vzduchu obsažené vodní páry vlivem omezení dostupnou vodou na zemském povrchu (IPCC 2013).

Zatímco vývoj teploty vzduchu bude relativně plynulý a takřka všude bude vykazovat víceméně rostoucí trend (IPCC 2013), srážky se obecně v prostoru a čase liší výrazně více (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005; Trenberth 2011), a proto i změny průměrných srážkových úhrnů budou mnohem méně jednotné než v případě průměrné teploty vzduchu – v některých regionech dojde k nárůstu, v jiných naopak k úbytku, nebo nepříliš velkým změnám v celkovém množství srážek (Giorgi, Bi 2005). Je pravděpodobné, že ve středních a vysokých zeměpisných šířkách (v oblastech s relativním dostatkem vody) srážek přibude v důsledku zvýšení obsahu vodní páry v atmosféře a zároveň většího přenosu vlhkosti z nižších zeměpisných šířek (Trenberth 2011; IPCC 2013). Konkrétně třeba Giorgi, Bi (2005) predikují zvýšení průměrného ročního úhrnu srážek zejména v severní Evropě (mezi 47 a 70 ° s. z. š.) nebo při východním i západním pobřeží Severní Ameriky (mezi 30 a 50 ° s. z. š.). Více srážek se dále očekává např. v severní Číně (Zhang a kol. 2015). V kontrastu s tím bude mnoho subtropických oblastí čelit ubývání srážek (IPCC 2013).

Důležité je také rozložení srážek v průběhu roku. Mnoho globálních i regionálních výzkumů se shoduje na skutečnosti, že v průběhu 21. st. bude velmi pravděpodobně, ať už v severní a střední Evropě, nebo v Severní Americe, docházet ke zvýšení celkového množství srážek především v zimě (nejčastěji se skloňuje období od prosince do února) (Giorgi, Bi 2005; Hanel a kol. 2012; IPCC 2013; Pierce, Cayan 2013; Jenicek, Seibert, Staudinger 2018).

Vývoj srážek v létě bude již více proměnlivý. Např. v severní Evropě a Severní Americe (Giorgi, Bi 2005; IPCC 2013) či v Alpách (Jenicek, Seibert, Staudinger 2018) se očekává přibývání srážek i v létě, ovšem tento nárůst nebude tak velký, jako ten v zimě, čímž se zvětší rozdíl mezi celkovým zimním a letním úhrnem srážek. Tento kontrast bude ještě výraznější v oblastech, jako jsou např. jižní (Giorgi, Bi 2005) nebo střední (Kundzewicz a kol. 2005; Hanel a kol. 2012) Evropa, kde bude letních srážek nejspíše meziročně ubývat.

Co se meziroční variability srážek týče, dá se ve většině případů očekávat její celkové zvětšení (Giorgi, Bi 2005; Seneviratne a kol. 2006), které je velmi pravděpodobné hlavně v oblastech s předpovídaným nárůstem průměrného ročního úhrnu srážek (IPCC 2001).

2.6.2 Reakce sněhové pokrývky

Analogicky se zvyšující se zimní teplotou vzduchu lze v budoucnu předpokládat pokračování a umocnění procesů uvedených v kap. 2.3.1. Ve zkratce to bude znamenat jednak celkový úbytek sněhové pokrývky, k němuž bude přispívat především čím dál větší množství srážek vpadávajících ve formě deště namísto sněhu a také častější a intenzivnější tání v průběhu zimy, jednak dřívější nástup jarního tání sněhové pokrývky, které bude zároveň (i díky celkově menšímu množství tajícího sněhu) trvat kratší dobu, a významně tak pozmění odtokové poměry sněhem ovlivněných oblastí (více v kap. 2.6.4) (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005; Trenberth 2011; Jenicek, Seibert, Staudinger 2018).

Regionální přibývání zimních srážek, predikované v mnoha částech světa – viz kap. 2.6.1, může jmenované změny pouze zpomalit v součinnosti s občasně nižší teplotou vzduchu zajišťující sněžení (Pierce, Cayan 2013; Marty, Tilg, Jonas 2017), ale globální oteplování si zachová roli dominantního činitele iniciujícího budoucí vývoj sněhových charakteristik.

Základním projevem růstu teploty vzduchu vedoucím k menší akumulaci srážek v podobě sněhu a tím celkově nižší sněhové pokrývky bude snižující se podíl sněhových na celkových zimních srážkách (S_f) (Safeeq a kol. 2016; Li a kol. 2020), který se dle Berghuijs, Woods, Hrachowitz (2014) při oteplení o 2 °C může snížit až o 35 %.

Význam měnícího se poměru S_f dokládá např. studie od Pierce, Cayan (2013), kteří předpovídají značný úbytek sněhové pokrývky – resp. snížení vodní hodnoty sněhu (SVH) měřené 1. dubna – na západě USA do konce 21. st. Ubyde zde totiž sněhových srážek, a S_f se tak sníží o 25-40 % do roku 2100. Tento přechod srážek od sněhu k dešti bude mít téměř o 30 % větší podíl na snížení SVH než intenzivnější tání sněhu v průběhu zimy (dominantní

příspěvní až 40% úbytku sněhových srážek ke zmenšení ročního maxima SVH – SVH_{max} – bylo predikováno i v Alpách; Jenicek, Seibert, Staudinger 2018).

Mnohé modely ukazují, že významným poklesem SVH_{max} a taktéž její meziroční variability se budou ve 2. polovině 21. století vyznačovat hlavně regiony, kde se historická/současná průměrná zimní teplota vzduchu blíží izotermě 0 °C a SVH je tu vysoce citlivá na její změnu (Safeeq a kol. 2016; Marshall a kol. 2019). Proto se předpokládá, že srážky zde budou stále častěji vypadávat v podobě deště, a rostoucí teplota vzduchu tak bude mít hlavní vliv na snižující se SVH_{max} a její meziroční variabilitu. Oproti tomu typicky ve vyšších nadmořských výškách budou SVH_{max} i její meziroční variabilita vyšší, resp. jejich snižování pomalejší (Safeeq a kol. 2016; Marshall a kol. 2019) – na velikosti SVH se zde totiž větší měrou podílí srážky, které padají ještě pod bodem mrazu a meziroční změny jejich množství jsou mnohem více variabilní než relativně konstantní vývoj teploty vzduchu.

Z výše popsaného je mj. zřejmé, že z hlediska kontinentality klimatu budou nejspíše i v budoucnu pokračovat trendy zaznamenané na přelomu 20.-21. st. (viz kap. 2.3.3). Úbytek sněhové pokrývky bude obecně pomalejší ve vnitrozemí (oblastech s kontinentálním klimatem), zatímco v pobřežních oblastech s převládajícím oceánským klimatem bude tato změna mnohem zásadnější (Pierce, Cayan 2013; Marshall a kol. 2019; Livneh, Badger 2020). Proto např. SVH_{max} nejvíce ubude v regionech jako jsou západ a východ USA, Skandinávie či Pobaltí s přesahem až do střední Evropy (Brown, Mote 2009).

Ještě větší části Severní Ameriky a Eurasie se dotknou změny v době trvání sněhové pokrývky (Brown, Mote 2009), které budou asymetrické – den roztání sněhové pokrývky zřejmě zaznamená větší ústup k dřívějšímu jaru, než jaký bude posun dne nástupu sněhové pokrývky k pozdějšímu podzimu (Pierce, Cayan 2013; Jenicek, Seibert, Staudinger 2018).

Sněhová pokrývka se bude nadále měnit i v závislosti na nadmořské výšce. Ze simulací Jenicek, Seibert, Staudinger (2018) vyplývá, že největší relativní pokles ročního maxima SVH lze očekávat v nižších nadmořských výškách (v alpském regionu to budou oblasti ležící pod 2 200 m n. m., kde dojde k 60-75% snížení SVH_{max} k období 2070-2099 vůči letům 1980-2009), zatímco největší absolutní pokles SVH_{max} byl předpovězen pro vyšší polohy, které jsou obecně absolutně bohatší na sněhové srážky.

Prahová nadmořská výška, nad kterou srážky a pod kterou teplota vzduchu je hlavním činitelem ovlivňujícím meziroční variabilitu sněhové pokrývky, se bude při oteplování zvyšovat. Například podle klimatických projekcí pro Švýcarsko by mohla tato nadmořská

výška dosáhnout 2 000 m n. m. (v současnosti cca 1 400 m n. m. – viz kap. 2.3.3) do konce 21. st. V důsledku toho přibude regionů, které se ocitnou pod kritickou nadmořskou výškou, a sněhová pokrývka se zde tak stane náchylnější na vzrůstající teplotu vzduchu, což může mít velmi zásadní ekonomické dopady např. pro lyžařské rezorty a další hospodářská odvětví závislá na sněhu (Morán-Tejeda, López-Moreno, Beniston 2013). Zvýšení zranitelnosti sněhové pokrývky vlivem predikovaného oteplování klimatu hodnotili i Scalzitti, Strong, Kochanski (2016) na západě USA, kde při uvážení mírného scénáře změny klimatu očekávají posun zmíněné prahové hodnoty o 191-432 metrů výše do konce 21. století.

2.6.3 Vývoj sněhového sucha

Snižování vodní hodnoty sněhu, stejně jako vývoj dalších sněhových charakteristik, indikuje změny v četnosti vzniku a posuny v typech sněhového sucha během 21. st. A jelikož různé typy sněhového sucha mají odlišné dopady (viz kap. 2.5.2), je nejen pro řízení vodních zdrojů klíčové porozumění potenciální budoucí frekvenci výskytu a závažnosti těchto událostí (Dierauer, Allen, Whitfield 2019).

Je pravděpodobné, že obecně se budou sněhově podprůměrné zimy objevovat častěji, přičemž největší změna v četnosti jejich výskytu nastane v oblastech s průměrnou zimní teplotou vzduchu ležící poblíž izotermy znamenající přechod srážek od sněhu k dešti – v nižších polohách a oblastech převládajícího oceánského klimatu (Marshall a kol. 2019).

Predikované, a v kap. 2.6.1 rozebrané, klimatické změny rovněž naznačují, že by v budoucnu mělo docházet především k posunům od suchého k teplému (popř. teplému a suchému) sněhovému suchu, jehož výskyt by se měl stát nejčastějším, a to zejména díky rozsáhlému oteplování, které bude způsobovat významné snižování poměru S_f a celkově úbytek SVH – tyto změny ovšem budou v prostoru nerovnoměrné, především v závislosti na nadmořské výšce, jelikož v obvykle chladnějších vyšších polohách je k dosažení teploty tání potřeba větší oteplení (Pierce, Cayan 2013), a případné sněhové sucho zde tak i nadále bude spíše suché, tedy vyvolané lokálním nedostatkem srážek. Z globálního hlediska (i na podkladě regionálních analýz) se ale úbytek zimních srážek příliš neočekává, naopak by mělo srážek v tomto období spíše meziročně přibývat (Giorgi, Bi 2005; Hanel a kol. 2012; IPCC 2013; Jenicek, Seibert, Staudinger 2018), a proto se bude četnost suchého sněhového sucha zřejmě obecně zmenšovat. Ovšem tam (vyjma vysoko položených oblastí), kde se celkový úhrn zimních srážek sníží, byť třeba jen ojediněle v rámci několika málo let, lze předpokládat vznik (co do možných dopadů nejrizikovějšího) teplého a suchého sněhového sucha.

2.6.4 Změny odtokových poměrů

Častější výskyt teplého sněhového sucha, resp. v průběhu 21. st. předpovídaný celkový úbytek sněhové pokrývky ve spojení se změnami ve velikosti a načasování jejího jarního tání, bude pro toky ve sněhem ovlivněných povodích (při znalostech souvislostí z kap. 2.5.2) v první řadě znamenat dřívější kulminaci jarních průtoků, které budou navíc vzhledem k menší sněhové pokrývce i celkově nižší, a zároveň může způsobit podstatné snížení letních průtoků (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005; Safeeq a kol. 2016; Dierauer, Whitfield, Allen 2018; Jenicek, Seibert, Staudinger 2018; Jenicek, Ledvinka 2020).

Např. dle Godsey, Kirchner, Tague (2014) povede 10% pokles SVH_{max} v pohoří Sierra Nevada v Kalifornii k 1-8% snížení nízkých letních průtoků. Také v Alpách pravděpodobně dojde do konce tohoto století k poklesu minimálního letního průtoku tamních řek (Jenicek, Seibert, Staudinger 2018). Hlavní příčinou tohoto poklesu bude zmenšení SVH_{max} spolu s posunem období tání sněhu směrem k dřívějšímu jaru. Změny ve skutečné evapotranspiraci a velikosti srážkových úhrnů budou hrát pouze podružnou roli a nemohou samy o sobě zcela vysvětlit změny v letním odtoku (Jenicek, Seibert, Staudinger 2018), byť lokální úbytek letních srážek může snížení odtoku podpořit (Dierauer, Whitfield, Allen 2018).

Nižší sněhová pokrývka (neboli sněhové sucho jako takové) skrze menší hodnoty odtoku pochopitelně zvýší riziko vzniku letního sucha (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005; Dierauer, Whitfield, Allen 2018). Avšak pro charakter odtoku (nejen) v létě bude mít velký význam také další očekávaná změna – větší četnost intenzivnějších srážkových událostí (Kundzewicz a kol. 2005; Seneviratne a kol. 2006; IPCC 2013) – která s sebou ponese vyšší riziko vzniku povodní (Beniston a kol. 2007; Trenberth 2011). V souběhu s tím (vlivem mechanismu, kdy po intenzivnějších srážkách bude, zjednodušeně řečeno, atmosféře déle trvat, než se znovu nasytí vodní parou) se bude častěji vyskytovat taktéž intenzivnější a déletrvající sucho (Seneviratne a kol. 2006; Trenberth 2011), které může být ještě navíc podpořeno celkovým letním úhrnem srážek, jenž se nejspíše sníží, nebo se zvýší jen mírně oproti nárůstu zimních srážek (Giorgi, Bi 2005), což může značně zesílit dopady samotného sněhového sucha.

Odtokové poměry se ale nebudou měnit jen v létě. Vyšší teplota vzduchu (a díky ní častější tání sněhu během zimy a dřívější jarní tání) v kombinaci s možným větším celkovým úhrnem zimních srážek a vyšší intenzitou srážkových událostí se budou různou měrou podílet na zvýšení odtoku (resp. průtoku) a rizika vzniku povodní v zimě, potažmo brzy na jaře (Kundzewicz a kol. 2005; Trenberth 2011; Safeeq a kol. 2016).

Změny v povodňovém riziku budou významně ovlivňovat i události deště na sněhovou pokrývku (ROS). Na základě výzkumu Musselman a kol. (2018) se na západě Severní Ameriky v souvislosti s oteplováním klimatu ve 21. st. a přechodem od suchého k teplému sněhovému suchu stanou události ROS méně častými v teplejších menších nadmořských výškách kvůli výraznému úbytku sněhové pokrývky. Naopak ve vyšších polohách, kde sezónní sněhová pokrývka stále přetrvává, se frekvence výskytu ROS zvýší vlivem přechodu srážek od sněhových ke kapalným, a riziko povodní zde tím pádem vzroste o 20-200 %. ROS se rovněž stanou intenzivnějšími, a to především díky vydatnějším úhrnům dešťových srážek během ROS, spíše než intenzivnějšímu tání.

Co se celkového ročního odtoku týče, bude zřejmě v následujících desetiletích pozorován jeho mírný pokles (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014; Zhang a kol. 2015; Safeeq a kol. 2016; Jenicek, Ledvinka 2020). Snížení letního odtoku bude částečně kompenzováno vyšším odtokem během zimy (Jenicek, Seibert, Staudinger 2018), nicméně ani případné přibývání zimních, popř. letních, srážek nedokáže zcela nahradit ztráty způsobené úbytkem sněhu.

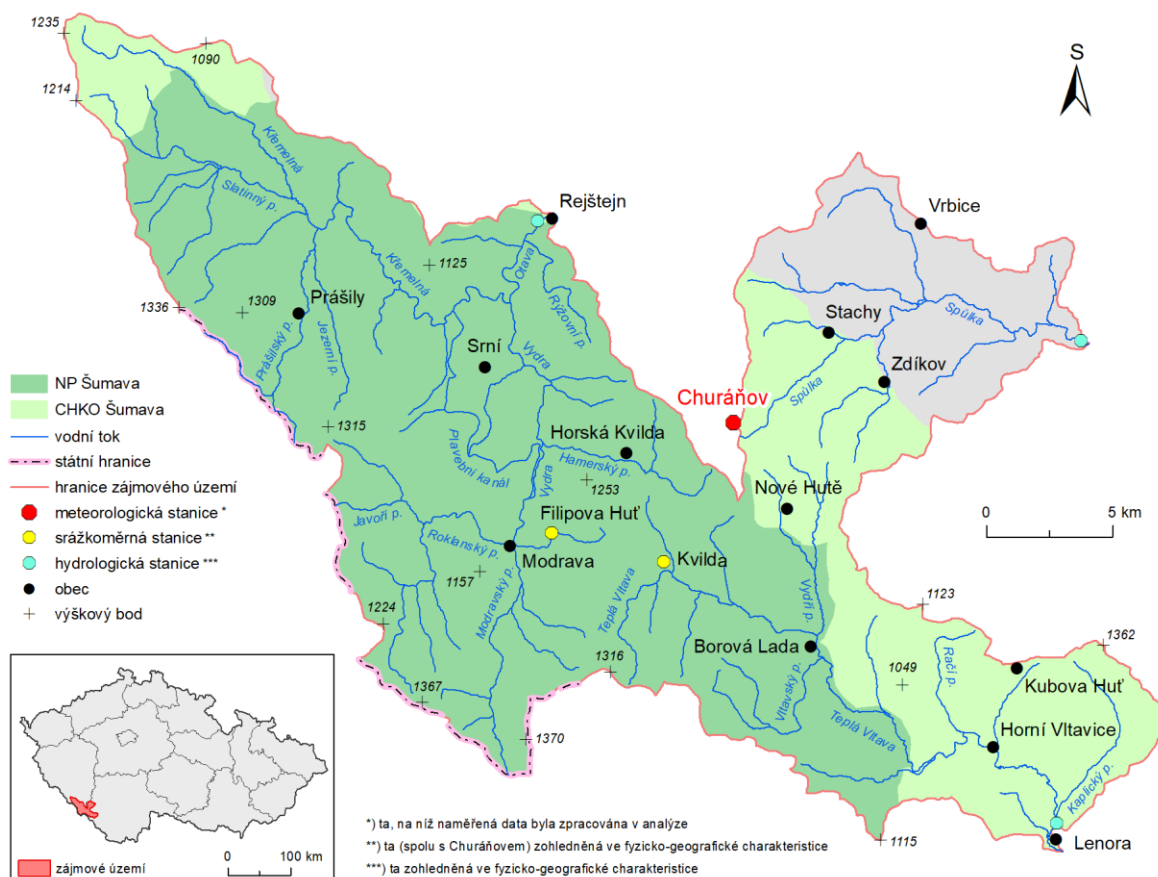
V této kapitole popsané změny se budou odehrávat i na území Česka. Hanel a kol. (2012) předpokládají v průběhu 21. st. zvýšení zimního odtoku zejména v severní a severovýchodní části Česka a v povodích s větší nadmořskou výškou (např. i v povodí horní Otavy). Scénáře se rovněž shodují na poklesu jarního a letního odtoku ve většině povodí a nejspíše se mírně sníží také celkový roční odtok – to naznačují mj. i Jenicek, Ledvinka (2020). Důležitou roli bude v Česku hrát posun tání sněhu z počátku jara do zimy. Vývoj této a dalších se sněhem souvisejících charakteristik ovlivní odtokové poměry především v lednu-květnu, zatímco změny v letním období budou určeny hlavně úbytkem srážek (Hanel a kol. 2012).

Závěrem této části je vhodné zdůraznit, že by se sice díky zvyšující se teplotě vzduchu dalo očekávat zesílení globálního hydrologického cyklu formou intenzivnějších srážek či extrémnějších průtoků, což může být výhodou pro dostupnost vody (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005), ovšem v regionech, kde jsou odtokové poměry dominantně řízeny zimní akumulací sněhu a jeho jarním táním, může ubývající sněhová pokrývka spolu s dalšími změnami vyvolat nebo prohloubit nedostatek vody a tím ohrozit např. zabezpečení potravin nebo výrobu elektrické energie (Marty, Tilg, Jonas 2017; Bormann a kol. 2018). I proto vzhledem k prognózám budoucího vývoje klimatu je právě problematika sněhového sucha podstatným fenoménem, který však byl například v Česku zatím jen nepřímo nastíněn.

3 Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území

3.1 Vymezení území

Zájmové území je tvořeno třemi povodími centrální Šumavy, jejichž horní část a významné dílčí toky se nacházejí v okolí Churáňovského vrchu (1 119 m n. m.), těsně pod jehož vrcholem leží – pro v této práci prováděnou analýzu stěžejní – meteorologická stanice Churáňov (její poloha: viz Obrázek 2), a klimatické podmínky této lokality tak značně ovlivňují nejen hydrologické poměry daných povodí. Konkrétně se jedná o povodí Otavy po Rejštejn (soutok Otavy a Losenice) zaujímající západní část území, povodí Teplé Vltavy po Lenoru (soutok Teplé Vltavy a Řasnice) na jihovýchodě a povodí Spůlky po Bohumilice (soutok Spůlky a Volyňky) na severovýchodě (Obrázek 2). Tento rozsah je podmíněn také dostupnými hydrologickými stanicemi s dlouhými řadami pozorování říčních průtoků, zohledněných dále v charakteristice (kap. 3.5). U všech povodí byla vzata v potaz pouze jejich část na území Česka (zejména malá část povodí Prášílského potoka leží i v Německu).



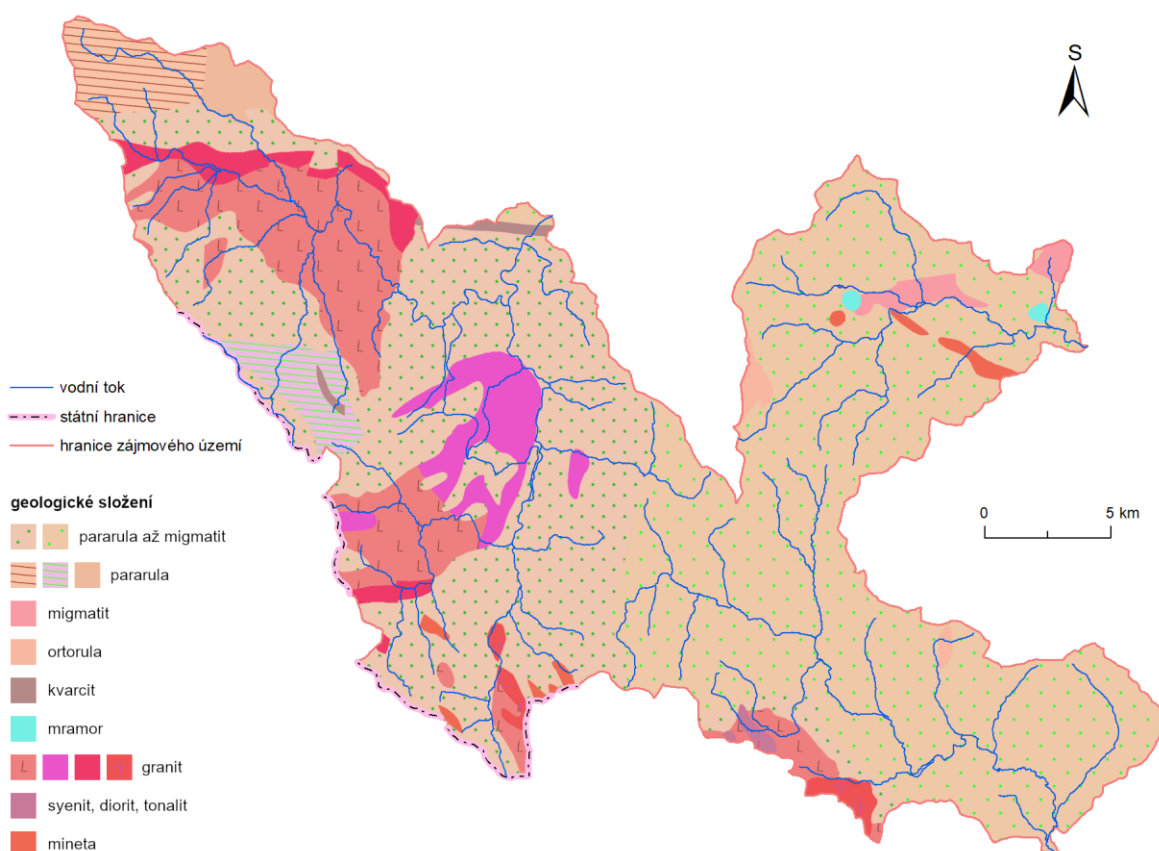
Obrázek 2: Zájmové území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016), GEOFABRIK GMBH. OPENSTREETMAP FOUNDATION (2018), VÚV TGM (2020), vlastní tvorba).

Plocha zájmového území činí 608 km². Na jeho většině (cca 64 %) je vyhlášen Národní park (NP) Šumava. Chráněná krajinná oblast (CHKO) Šumava zabírá necelých 25 % rozlohy území (Obrázek 2).

3.2 Geologické poměry

Zájmové území patří do moldanubické oblasti Českého masivu, díky čemuž je skalní podloží z větší části tvořeno silně metamorfovanými horninami: především pararulou a migmatity s vločkami kvarcitů (Obrázek 3). U Prášil, v povodí Vydry a v podobě dalších menších okolních těles vystupuje na povrch moldanubický pluton – největší pluton Českého masivu, vzniklý v závěru variské orogeneze (Česká geologická společnost 2019) – tvořený horninami vyvřelými: převážně granitem, v menší míře i dioritem či tonalitem (Obrázek 3).

Kvartérní pokryv zde dosahuje různých mocností, zastoupen je zejména smíšenými (hlinito-písčitými až kamenitými) svahovými sedimenty, dále pak uloženinami fluvialními v nivách vodních toků, ojediněle glaciálními coby pozůstatkem pleistocenního zalednění a hojně jsou zde i rašeliny (NP Šumava 2020).



Obrázek 3: Geologická mapa zájmového území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016), Česká geologická společnost (2017), VÚV TGM (2020), vlastní tvorba).

3.3 Geomorfologické poměry

Zájmové území spadá z hlediska geomorfologického členění do provincie Česká vysočina, Šumavské subprovincie, oblasti Šumavská hornatina a dvou celků: Šumava a Šumavské podhůří (do kterého patří většina povodí Spůlky). Z celku Šumava sem zasahují podcelky Šumavské pláně (s okrsky: Pancířský hřbet – v severozápadním cípu území, Kochánovské pláně, Debrnická hornatina, Svojšská hornatina, Kvildské pláně, Knížecí pláně a Javornická hornatina), Boubínská hornatina (s okrskem Boubínský hřbet) a Vltavická brázda (s okrskem Hornovltavická brázda – v jihovýchodním cípu území u Lenory). Z celku Šumavské podhůří se zde nachází podcelek Vimperská vrchovina (s okrsky: Vacovská vrchovina a částečně také Strašická vrchovina).

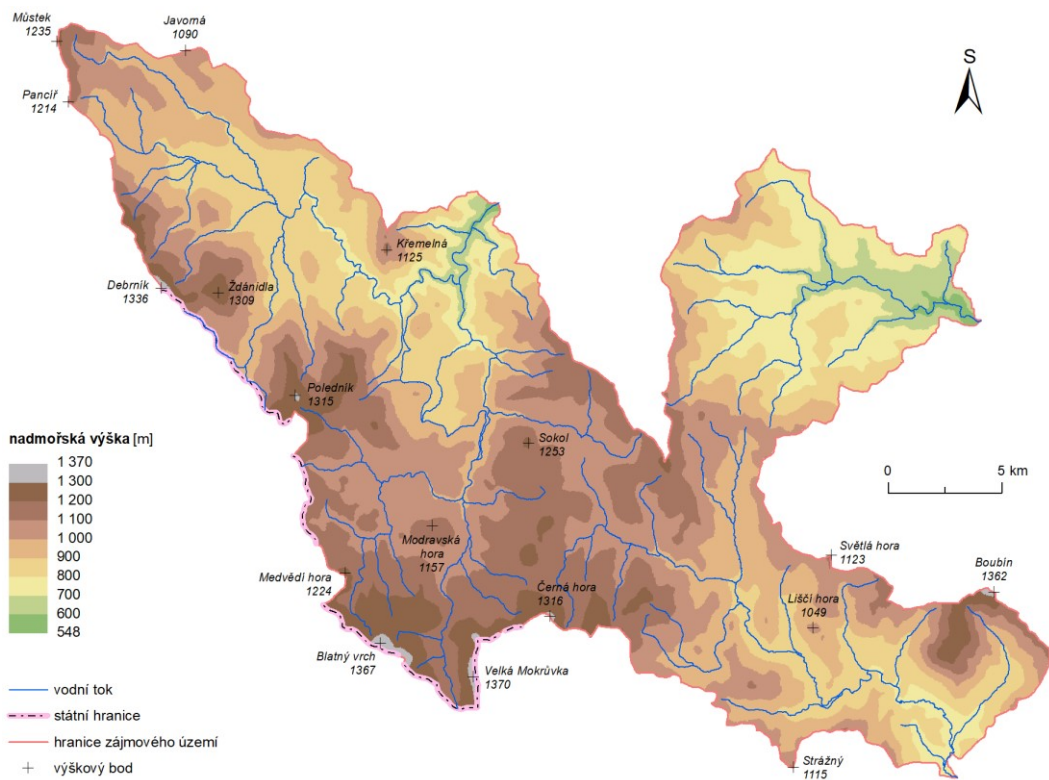
Většinu území zaujímají Šumavské pláně, které jsou charakteristické zarovnaným povrchem ve výšce kolem 1 000 m n. m. s vyčnívajícími oblými vrcholy a převážně mělkými a otevřenými údolními s četnými rašeliništi, přičemž více je rozčleněn pouze severní okraj plání (Demek a kol. 2006), a to kaňony Vydry a Křemelné.

Pleistocenní horské zalednění v této oblasti zanechalo kromě mrazových srubů či kamenných moří i dva kary dosud vyplněné vodou – jezera Prášilské a Laka.

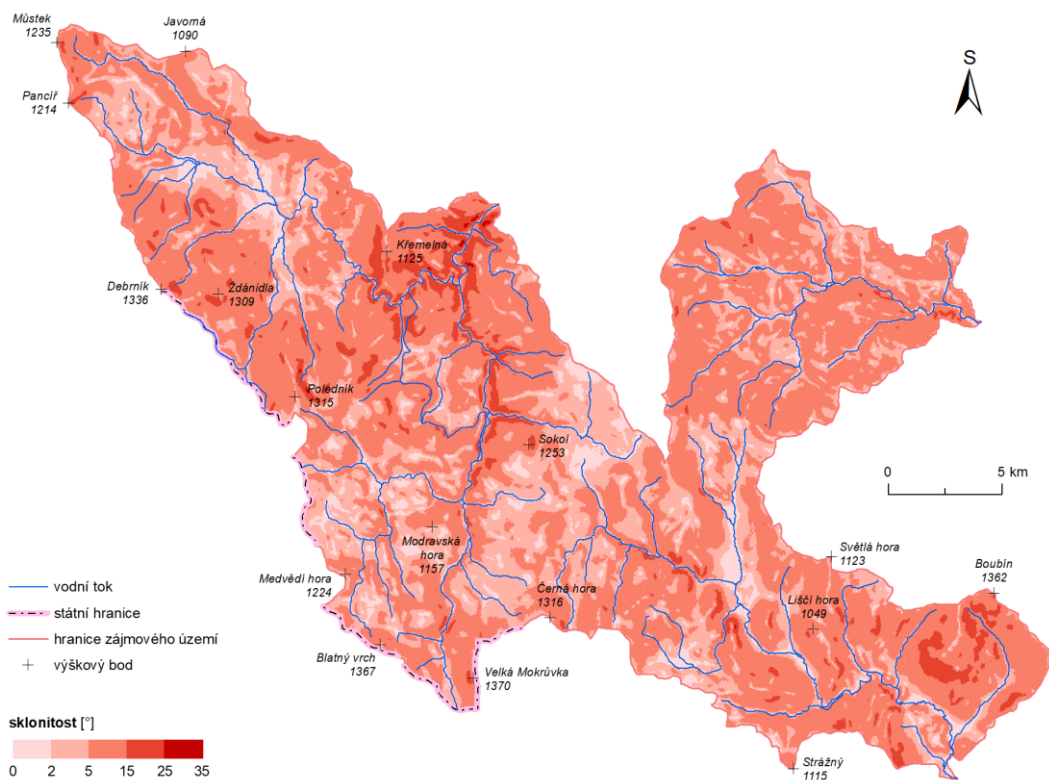
Nadmořská výška v zájmovém území nabývá rozpětí od 548 (výtok Spůlky ze zájmového území v jeho severozápadní části) do 1 370 m (vrchol Velké Mokrůvky), což odpovídá převýšení 822 metrů. Průměrná nadmořská výška území činí 974 m. Z hlediska výškových úrovní (Obrázek 4) leží největší část území (63 %) v nadmořské výšce 800-1 100 m.

Nejvýše položenými částmi území jsou hory při státní hranici, které přesahují hranici 1 300 m n. m. – např. Debrník, Poledník, Blatný vrch, Velká Mokrůvka či Černá hora, a potom také část Boubínské hornatiny s vrcholem Boubín (1 362 m n. m.). Relativně vysoko se nachází i náhorní rovina v okolí Modravy a Kvildy (1 000-1 200 m n. m.). Území se pozvolna svažuje ve směru toků tří zájmových povodí a nejnižší nadmořské výšky (pod 700 m n. m.) dosahuje v údolích Otavy a Spůlky (od Stach níže) (Obrázek 4).

Sklonitostní poměry zájmového území jsou zachyceny na Obrázku 5. Největší sklon (nad 15 °) mají svahy hlouběji zařízlých údolí Křemelné, Vydry nebo Otavy (zde místy i přes 25 °) a také úbočí nejvyšších vrcholů převyšujících 1 300 metrů (např. Ždánidel, Poledníku či Boubínu). Naopak převážně rovinnatá nebo s mírným sklonem do 5 ° je oblast Kvildských (ve středu území poblíž Filipovy Huti a Horské Kvildy) a Kochánovských plání (na severu zájmového území při horním toku Křemelné).



Obrázek 4: Výškové úrovně zájmového území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016), VÚV TGM (2020), vlastní tvorba).

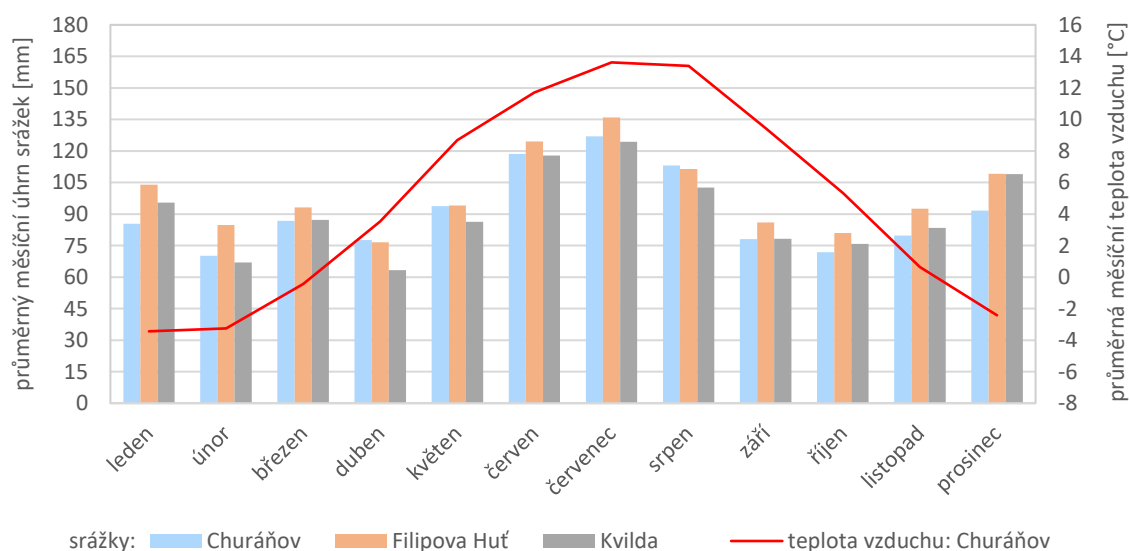


Obrázek 5: Sklonitost svahů v zájmovém území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016), VÚV TGM (2020), vlastní tvorba).

3.4 Klimatické poměry

Dle Köppenovy klasifikace spadá naprostá většina zájmové území do boreální klimatické oblasti Dfc (v nižších polohách na severu území sem zasahuje i typ Dfb), pro kterou je typická průměrná teplota vzduchu nejchladnějšího měsíce nižší než $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 1-3 měsíce mají průměrnou teplotu vyšší než $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Tolasz 2007). Dle Quittovy klasifikace náleží zájmové území celkem do tří chladných klimatických oblastí – CH4, CH6, CH7 (Tolasz 2007).

Pro detailnější charakteristiku klimatických poměrů oblasti byla využita denní data ČHMÚ – teplota vzduchu z meteorologické stanice na Churáňově a úhrn srážek ze stanic Churáňov (1 118 m n. m.), Filipova Huť (1 110 m n. m.) a Kvilda (1 059 m n. m.) za období 1968-2017 (pozice stanic je zachycena na Obrázku 2). Průměrné měsíční hodnoty těchto charakteristik jsou vizualizovány diagramem na Obrázku 6.



Obrázek 6: Průměrná měsíční teplota vzduchu na stanici Churáňov a průměrný měsíční úhrn srážek na stanicích Churáňov, Filipova Huť a Kvilda za roky 1968-2017 (zdroj dat: ČHMÚ).

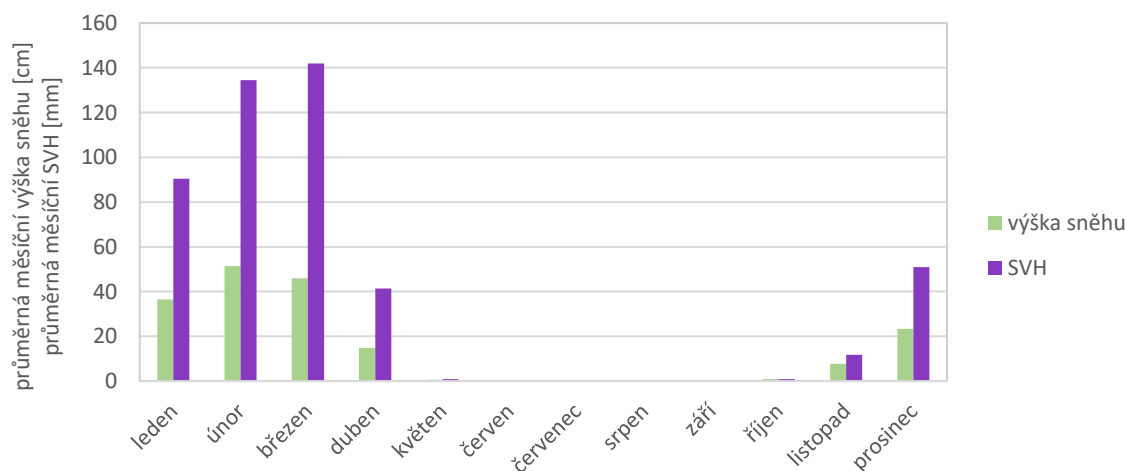
Průměrná roční teplota vzduchu je na Churáňově $4,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, průměrný roční úhrn srážek se pak na všech stanicích pohybuje okolo 1 100 mm (1 093 mm na Churáňově, 1 193 mm na Filipově Huti a 1 045 mm na Kvildě).

Nejteplejším měsícem na Churáňově je červenec s průměrnou teplotou vzduchu $13,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Srovnatelnou teplotu vykazuje také srpen, ale počínaje zářím se plynule ochlazuje až do nejchladnějšího měsíce – ledna ($-3,4\text{ }^{\circ}\text{C}$). Rovněž v únoru klesá průměrná teplota pod $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Od března se již souvisle otepluje.

Srážky jsou relativně rovnoměrně rozložené do celého roku, avšak při pohledu na Obrázek 6 lze pozorovat dvě roční maxima – hlavní letní a menší zimní. Srážkově nejbohatší je na všech stanicích shodně období od června do srpna s průměrnými měsíčními úhrny nad 100 mm, přičemž nejvíce srážek padá v červenci (průměrný úhrn cca 130 mm). Od září do listopadu je srážek méně (kolem 80 mm měsíčně), ovšem v prosinci a lednu se úhrny zvyšují a měsíční průměry se na Filipově Huti a Kvildě opět dostávají ke 100 mm. Měsíce únor-květen jsou srážkově poměrně rozkolísané, nicméně z celoročního hlediska srážek ubývá a na všech stanicích v tomto období rovněž nastává nejsušší měsíc – zatímco na Churáňově je jím únor (v průměru 70 mm měsíčně), na Filipově Huti a Kvildě duben (77, resp. 63 mm). Je důležité zmínit i skutečnost, že výše popsany roční chod srážek je nejméně výrazný na Churáňově, kde zejména zimní maximum není zcela jednoznačné a srovnatelné průměrné úhrny vykazují krom prosince a ledna také březen a květen.

Sněhové charakteristiky území byly posouzeny dle dat ze stanice Churáňov za období 1968-2017. Souvislá sněhová pokrývka se zde v průměru drží 140-160 dní, první sníh může napadnout už v září/říjnu a přetrvává často až do pozdního dubna, nebo počátku května. Ojedinele se mohou epizody sněžení objevit i v červnu.

Nejvyšší sněhová pokrývka se vyskytuje v lednu-březnu, kdy se průměrná měsíční výška sněhu pohybuje v rozmezí 37-50 cm (Obrázek 7), sezónní maximum výšky sněhu může dosáhnout 150-200 cm. Vodní hodnota sněhu (SVH) se zvyšuje od listopadu analogicky s výškou sněhu, maxima kolem 140 mm dosahuje v březnu a pak prudce klesá v průběhu dubna-května (Obrázek 7), kdy se zvyšuje teplota vzduchu a nastává jarní tání sněhu.

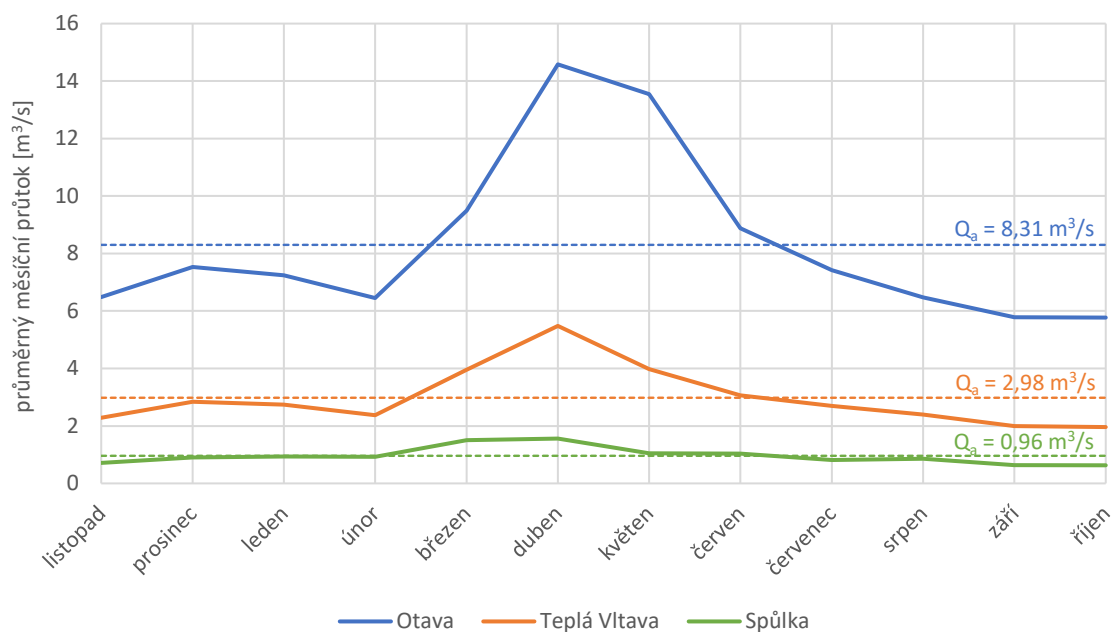


Obrázek 7: Průměrná měsíční výška sněhu a průměrná měsíční vodní hodnota sněhu (SVH) na stanici Churáňov za roky 1968-2017 (zdroj dat: ČHMÚ).

3.5 Hydrologické poměry

Největší část zájmového území (321,8 km² – tj. 53 %) odvodňuje Otava, jejímiž hlavními zdrojnicemi jsou řeky Křemelná, pramenící v severozápadním cípu území ve výšce přibližně 1 150 m n. m., a Vydra, která vzniká na Modravě soutokem Roklanského a Modravského potoka. Významným pravostranným přítokem Vydry je Hamerský potok, který vytéká z Mezilesní slati ležící nedaleko Churáňova. Povodí o ploše 181,5 km² náleží ve sledované oblasti Teplé Vltavě. Ta pramení pod Černou horou zhruba 5 km jižně od Kvildy a poté se do ní vlévají např. Vydří nebo Vltavský potok. Vůbec nejbliže – necelý kilometr – od meteorologické stanice Churáňov se nachází pramen Spůlky, která odvádí vodu ze zbylých 104,7 km² území do Volyňky. Co se stojatých vod týče, krom rašelinistních jezírek se v zájmovém území nacházejí i dvě karová jezera – Prášilské a Laka – zanechané zde horským zaledněním v pleistocénu.

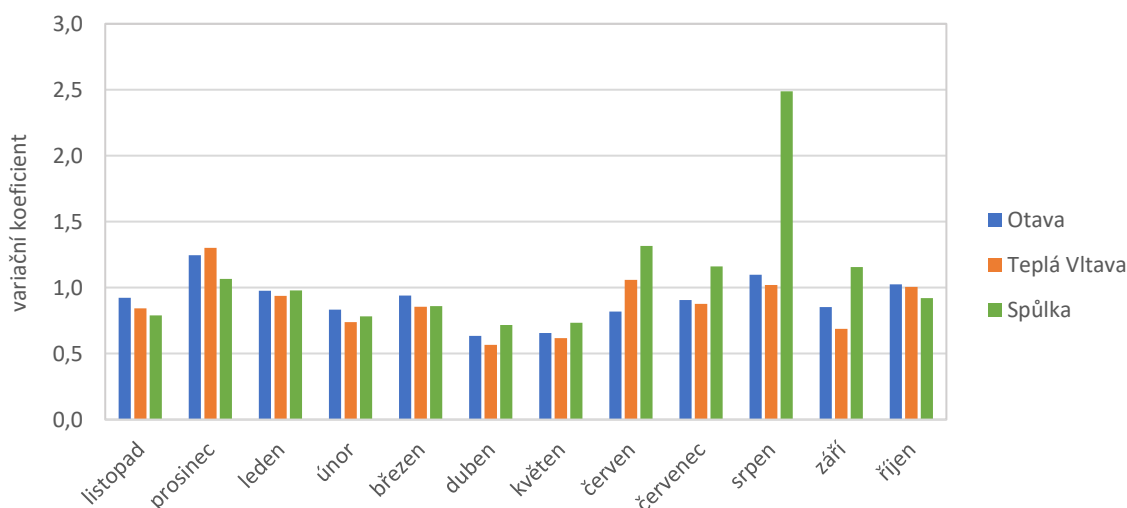
Pro detailnější popis hydrologických poměrů oblasti byla využita denní data ČHMÚ o průtoku ze tří stanic – Rejštejn (Otava), Lenora (Teplá Vltava) a Bohumilice (Spůlka) – za hydrologické roky 1968-2017 (pozice stanic je zachycena na Obrázku 2). Průměrný měsíční a dlouhodobý průměrný průtok (Q_a) tří vybraných řek jsou zobrazeny na Obrázku 8.



Obrázek 8: Průměrný měsíční průtok a dlouhodobý průměrný průtok Q_a Otavy na stanici Rejštejn, Teplé Vltavy na stanici Lenora a Spůlky na stanici Bohumilice za hydrologické roky 1968-2017 (zdroj dat: ČHMÚ).

Všechny pozorované řeky mají sněhovo-dešťový odtokový režim. Pro něj je typické výrazné maximum v dubnu (Obrázek 8), způsobené jarním táním sněhové pokrývky (průměrný dubnový průtok Otavy = 14,6 m³/s; Teplé Vltavy = 5,5 m³/s; Spůlky = 1,6 m³/s). U Otavy přetrvává poměrně vysoký průtok i v květnu. Od června pak průtoky všech tří řek pozvolna klesají pod dlouhodobý průměr až do října, kdy dosahují svého minima. Mírné zvýšení průtoku nastává u Otavy a Teplé Vltavy také v prosinci a lednu. Stojí za tím často vyšší teplota vzduchu a díky tomu vypadávání více deště na úkor sněhu nebo tání. V únoru srážek ubývá, teploty se drží pod 0 °C a průtok je proto opět nižší. Na přelomu února a března již ale dochází k nástupu jarního tání a prudkému růstu průtoků směrem k dubnové kulminaci.

Na Obrázku 9 jsou znázorněny hodnoty měsíčního variačního koeficientu pro všechny zájmové stanice za účelem vyjádření meziroční variability průtoku (ta se zvyšuje s rostoucí hodnotou koeficientu). Je patrné, že v dubnu-květnu, kdy relativně pravidelně dochází k tání sněhové pokrývky a tím produkovaná voda se velkou měrou podílí na odtoku, je variabilita nejmenší. Naopak v létě ji zvyšují nerovnoměrně rozložené srážky a extrémní události (např. ta v srpnu 2002), nejvíce patrné u Spůlky, a v zimě (hlavně v prosinci) to pak jsou epizody deště a tání vlivem oteplení. Lze si rovněž povšimnout (oproti sousedním měsícům) mírně vyšších hodnot koeficientu v březnu, které by mohly značit postupný posun počátku jarního tání směrem do zimy během sledovaného půlstoletí. Nicméně, byť se načasování jarního tání i objem tajícího sněhu též významně meziročně mění, variabilita množství kapalných srážek a případné výkyvy teploty vzduchu se zdají být více určujícími faktory.

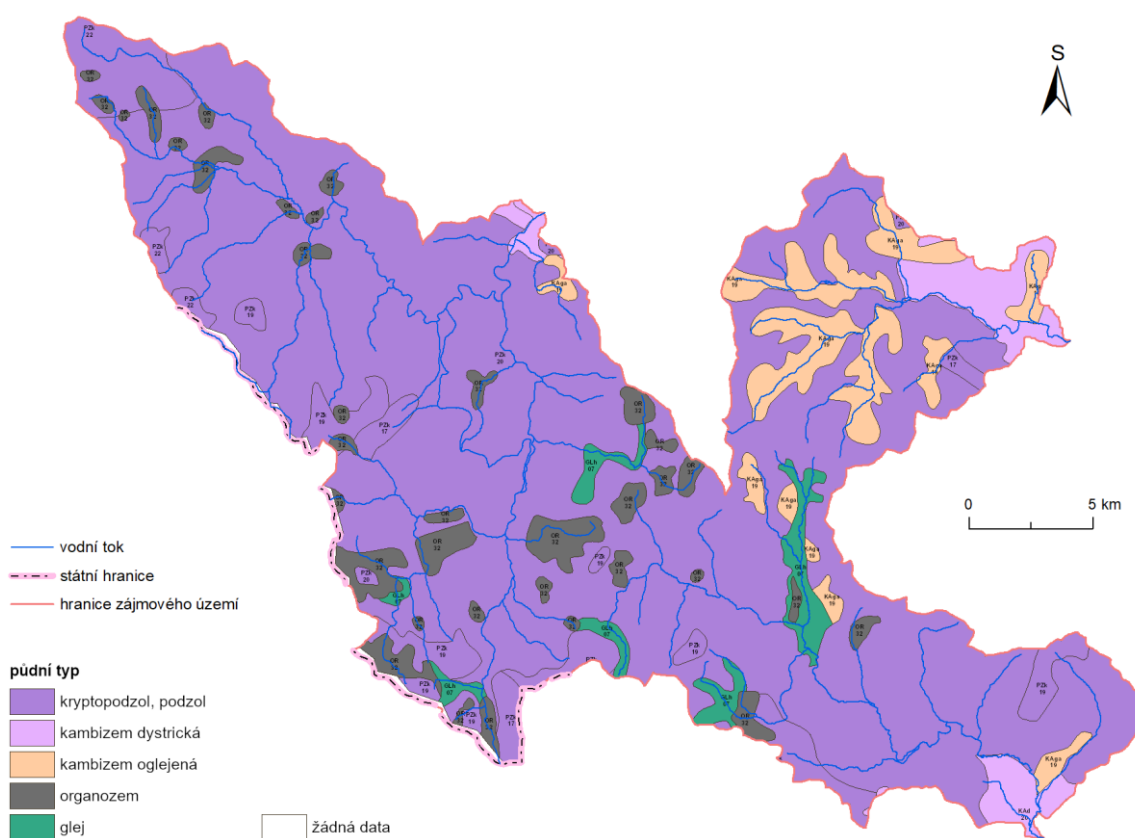


Obrázek 9: Měsíční variační koeficient (tj. podíl směrodatné odchylky průtoků a průměrného průtoku daného měsíce) Otavy na stanici Rejštejn, Teplé Vltavy na stanici Lenora a Spůlky na stanici Bohumilice za hydrologické roky 1968-2017 (zdroj dat: ČHMÚ).

3.6 Pedologické poměry

V zájmovém území převládají minerálně chudé a kyselé půdotvorné substráty. To v kombinaci s chladným a vlhkým charakterem místního klimatu způsobuje, že jednoznačně nejrozšířenějšími půdními typy zde jsou kryptopodzol (mezi 1 000 a 1 200 m n. m. takřka souvisle) a podzol (nad 1 200 m n. m.) (Obrázek 10). Zejména v povodí Spůlky podél vodních toků jsou tyto půdy doplněny kambizemí oglejenou. V nejnižších polohách se pak vyskytuje kambizem dystrická. Významné tu jsou také hydromorfní půdy – především glej, vázaný obvykle na terénní deprese s vysokou hladinou podzemní vody nebo periodicky zaplavované nivy vodních toků. Ve větší míře se glej nachází podél toků Hamerského či Vydřího (Obrázek 10). Typickým půdním typem v lokalitách horských vrchovišť, neboli tzv. slatí (např. Jezerní, Rokytecké či Tetřevské), je organozem.

Texturně se v této oblasti jedná o lehké až střední skeletovité půdy s vysokou vsakovací rychlostí a malou retenční schopností, což ve svažitéjším reliéfu podmiňuje rychlejší povrchový odtok srážkové vody, který však může být zmírněn intercepcí a evapotranspirací lesních porostů nebo schopností nadložního humusu přijímat vodu (Šefrna 2004).



Obrázek 10: Půdní mapa zájmového území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016), ČZU (2014), VÚV TGM (2020), vlastní tvorba).

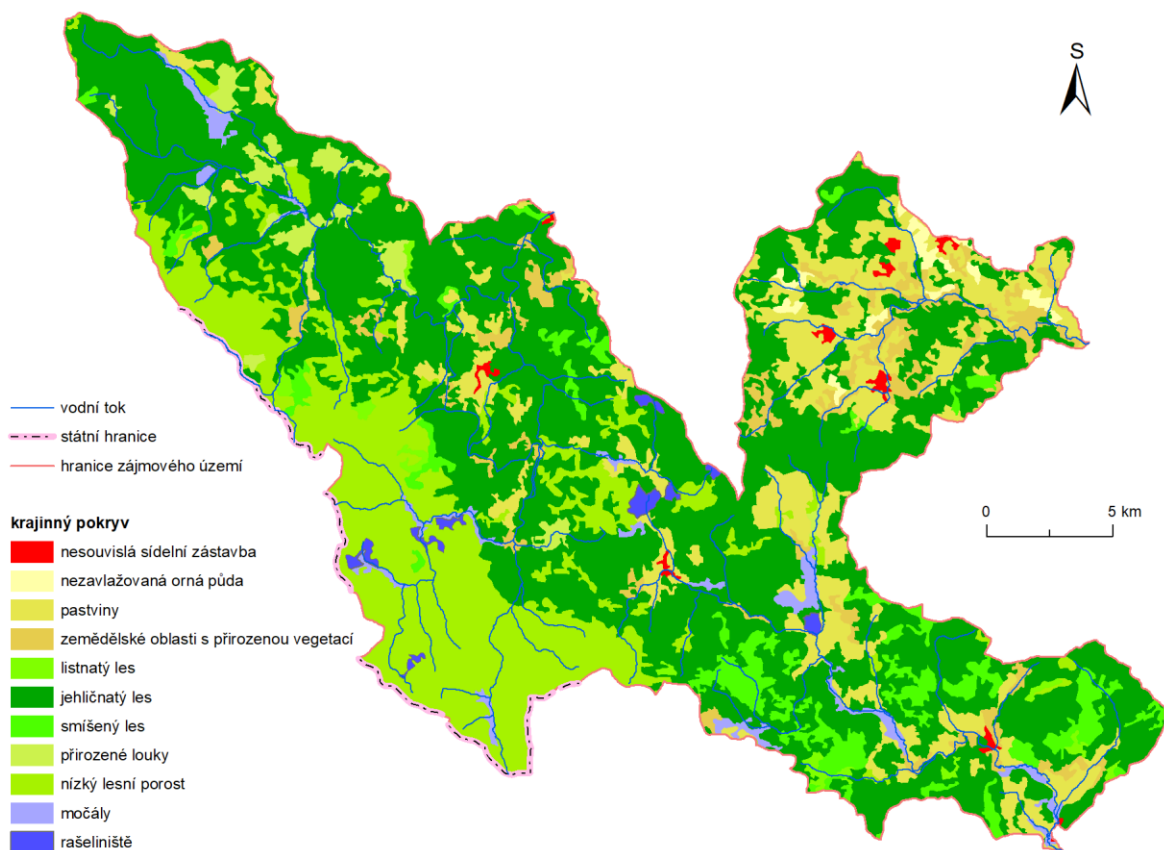
3.7 Krajinový pokryv

Zájmová oblast je z velké části tvořena přirozenými biotopy, které mnohdy spadají do nejpřísněji chráněných bezzásahových prvních zón NP. Tyto přirozené biotopy, zejména lesy, souvisle dominují především v povodích Roklanského potoka, Modravského potoka a Teplé Vltavy (od pramene po soutok s Vydrším potokem), ve zbytku území se často vyskytují v mozaice s nepřirozenými biotopy (lesními kulturami či ruderalní vegetací), které jsou nejvíce zastoupeny v povodích Spůlky (zde jsou četnější i intenzivně obhospodařované louky a urbanizovaná území), Křemelné a Teplé Vltavy mezi Borovou Ladou a Lenorou (AOPK ČR 2020).

Nejrozšířenějšími přirozenými biotopy v této oblasti jsou dle Chytrý a kol. (2010) horské třtinové smrčiny (na podzolech svahů a vrcholů v nadmořské výšce 1 100-1 350 m), acidofilní bučiny (na minerálně chudých půdách v nadmořských výškách od 1 200 m níže, tvořeny krom buku lesního také např. javorem klenem nebo jehličnany) a rašelinné a podmáčené smrčiny (na silně zamokřených rašelinných a glejových půdách, tvořeny smrkem nebo břízami bělokorou a pýřitou). Velmi četné jsou rovněž různé typy rašelinišť, od těch přechodových až po vrchoviště s klečí – slatě (viz kap. 3.6) – charakteristické dominujícími rašeliničky, dále pak ostřicemi, brusnicemi či vzácnou břízou zakrslou.

V souladu s výše uvedeným jsou také údaje databáze CORINE Land Cover 2018 (EEA 2020) (Obrázek 11), dle kterých jsou převládajícím typem krajinového pokryvu v zájmovém území jehličnaté lesy (zaujímající 52 % území), následované nízkým – disturbancemi (viz níže) rozvolněným a zmlazujícím – lesním porostem (20 %, převážně ve výše položené jihozápadní části území) a pastvinami (12 %). Naopak minimální plošný podíl (méně než 1 %) patří zástavbě či orné půdě.

Dle mapy potenciální přirozené vegetace (Neuhäuslová a kol. 1997) by nejrozšířenější přirozenou vegetací v této oblasti byla smrková bučina, která by zaujala prostory až do nadmořské výšky kolem 1 100 m. Nejvyšší polohy (nad 1 100 m n. m.) by patřily třtinové smrčíně. V povodí Spůlky a od Borové Lady dále po proudu Teplé Vltavy by se vyskytovala bučina s kyčelnicí devítilistou. Nejnižší položenou severní část zájmového území by obsadila biková nebo jedlová doubrava. V pramenných oblastech vodních toků a v lokalitách dnešních slatí by se nacházela podmáčená rohozcová smrčina, místy v komplexu s rašelinnou smrčinou, přecházející do komplexu horských vrchovišť.



Obrázek 11: Krajinný pokryv zájmového území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016), EEA (2020), VÚV TGM (2020), vlastní tvorba).

Byť je mezi stávajícími biotopy a potenciální přirozenou vegetací patrná významná shoda, lze nalézt i rozdíly, a to především v menším současném rozsahu acidofilních (smrkových) bučin. Významná je i absence dalších zmiňovaných potenciálně přirozených typů bučin, eventuálně doubrav. Mnoho současných biotopů je totiž sekundárních nebo (jak již bylo zmíněno) nepřirozených, což je způsobeno několika významnými historickými zásahy člověka a přírody do přirozené vegetace v této oblasti. Existence osídlení a dřevo využívajícího průmyslu od 17. st. s sebou nesla vykloučení přirozených lesů a vzniku zemědělských pozemků – základu dnešního sekundárního bezlesí v oblasti (NP Šumava 2020). Proti tomu postupoval proces zalesňování formou vysazování smrkových monokultur na stanovištích, kde by se přirozeně měly nacházet acidofilní bučiny. Přírodní disturbance jsou zde nejčastěji reprezentovány polomy (v důsledku výskytu orkánů) a napadením stromů škůdci (zejména lýkožroutem smrkovým). Tyto dva faktory vedly např. v letech 2008-2011 k výraznému zmenšení rozlohy jehličnatých porostů a zvýšení ploch suchých lesů a holin, které se v současnosti opět obnovují (Janík, Romportl 2018).

4 Použitá data a pracovní metody

4.1 Vstupní data

4.1.1 Výběr dat

K dispozici byla data Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) ze stanice na Churáňově, ležící v 1 117,8 m n. m. (Portál ČHMÚ 2020). Konkrétně byly použity tyto veličiny:

- průměrná denní teplota vzduchu [°C]
- denní úhrn srážek [mm]
- SVH (měřená jednou za sedm dní) [mm]
- celková výška sněhu (SCE) pro každý den [cm],

a to za období 1965-2017, což poskytlo kompletní řadu pozorování pro celkem 52 hydrologických roků (1966-2017). Hydrologický rok lze zjednodušeně definovat jako časovou jednotku o délce 12 měsíců, která je zvolena tak, aby se pevné srážky, spadlé v tomto období, zúčastnily odtoku ještě ve stejné časové jednotce – v klimatických podmínkách Česka se z tohoto důvodu hydrologický rok počítá od 1. listopadu do 31. října následujícího roku, jehož letopočtem se označuje (Bumerl 2003).

Ze všech dostupných dat byly analyzovány pouze ty spadající do chladné sezóny. Přičemž za chladnou sezónu bylo vždy považováno období od 1. listopadu do 15. května (včetně) daného hydrologického roku. 1. listopad byl zvolen jakožto počátek hydrologického roku v Česku a 15. květen proto, aby období zahrnovalo jak vydatnější sněhové srážky v dubnu a na počátku května, které byly (při pohledu na vstupní data) v zájmovém území relativně časté, tak den roztání sněhu (za sledované období došlo celkem 4krát k roztání posledního zbytku souvislé sněhové pokrývky, jejíž vodní hodnota byla v dané chladné sezóně nejvyšší, až v květnu, z toho nejpozději 11. 5. 1980).

4.1.2 Software pro zpracování dat

Pro zpracování dat byl použit program MS Office Excel 365. Kromě funkcí poskytovaných tímto programem pak byla analýza vytvořena také pomocí doplňujícího softwaru pro MS Excel: Real Statistics Resource Pack (verze 6.8), vytvořeného Zaiontz (2013-2020) a dostupného na www.real-statistics.com.

4.2 Sledované charakteristiky

Metod, jak lze sněhové sucho identifikovat a nalézt příčiny jeho vzniku, je více. K identifikaci sněhově podprůměrných zim v minulosti stačí prosté vymezení abnormálně teplých/suchých zim (Van Loon a kol. 2015), nebo v lepším případě přímé vymezení zim / chladných sezón s podprůměrnou hodnotou určité sněhové charakteristiky.

V této práci byly sněhové charakteristiky kvantifikovány následujícími způsoby:

- primárně jako maximální vodní hodnota sněhu (SVH_{\max})
- jako počet dní se sněhovou pokrývkou

a pro zachycení základních procesů, které (především v návaznosti na teplotu vzduchu) ovlivňují meziroční variabilitu prvních dvou jmenovaných charakteristik (viz kap. 2.3.1), také jako:

- podíl sněhových na celkových srážkách (S_f)
- den roztání sněhové pokrývky, resp. jeho posun v čase.

V příslušné části analýzy byly tyto sněhové charakteristiky za účelem identifikace faktorů ovlivňujících formování sněhové pokrývky porovnány s dvěma klimatickými charakteristikami: průměrnou teplotou vzduchu v chladné sezóně a celkovým úhrnem srážek v chladné sezóně.

4.2.1 Maximální vodní hodnota sněhu

Vodní hodnota sněhu (SVH) je nejvíce relevantní vlastností sněhu, jejíž znalost je potřebná pro řešení většiny hydrologických otázek (Seibert a kol. 2015), především co se týče zasazení sněhu do srážko-odtokového procesu a zkoumání jeho vlivu na odtokové poměry. Proto je také hojně užívanou charakteristikou kvantifikující meziroční změny množství sněhové pokrývky. Používáno je obecně více podob SVH, nejčastěji je to buď v dané zimě maximální SVH (Harpold a kol. 2012; Dierauer, Allen, Whitfield 2019), nebo ta naměřená každý rok v totožný den, který průměrně odpovídá maximu SVH – obvykle 1. dubna (Mote a kol. 2005; Harpold, Dettinger, Rajagopal 2017).

V této práci byla upřednostněna nejvyšší naměřená SVH za chladnou sezónu daného hydrologického roku – SVH_{\max} – jelikož SVH z 1. dubna byla na Churáňově v mnoha případech rovna nule a vzhledem k frekvenci měření SVH na Churáňově (1krát za 7 dní) by využitím SVH z tohoto, nebo jiného konkrétního dne bylo obtížné obsáhnout všechny

hydrologické roky. Navíc, jak vyplývá z rešerše (kap. 2.4.2), se SVH_{\max} jeví vzhledem k významné meziroční variabilitě sněhových podmínek jako více relevantní pro srovnávání jednotlivých zim, resp. chladných sezón.

4.2.2 Počet dní se sněhovou pokrývkou

Přesná definice počtu dní se sněhovou pokrývkou, resp. doby trvání sněhové pokrývky, se značně liší napříč studii a většinou je přizpůsobena dané zájmové oblasti – regionálním sněhovým podmínkám (čili charakteru vstupních dat) (Harpold a kol. 2012; Blahušiaková, Matoušková 2015; Marcolini a kol. 2017).

Na základě dat z Churáňova, resp. charakteru chladných sezón ve sledovaném období, byl pro potřeby této práce využit počet dní se sněhovou pokrývkou, který byl definován jako prostý součet dní s celkovou výškou sněhu (SCE) ≥ 1 cm, které spadaly do výše uvedeného rozmezí označeného jako chladná sezóna – od 1. listopadu do 15. května.

Tato definice byla zvolena proto, aby sledovaná charakteristika zahrnovala všechna významnější období se souvislou sněhovou pokrývkou, jejichž nezapočítání, jak vyplývá z dat, by v některých hydrologických rocích znamenalo při zkoumání pouze nejdelšího nepřerušeno úseku se sněhovou pokrývkou zkrácení této doby až o 40 dní. Ve více případech totiž netvořilo trvání sněhové pokrývky na Churáňově jeden souvislý časový úsek, nýbrž bylo rozděleno na několik dílčích, avšak srovnatelně významných epizod.

4.2.3 Podíl sněhových na celkových srážkách

Pokud dochází k růstu teploty vzduchu, snižuje se podíl sněhových na celkových srážkách – S_f (Knowles, Dettinger, Cayan 2006; Li a kol. 2020). Pro zachycení tohoto děje je stěžejní kvantifikace srážek padajících v podobě sněhu.

V této práci byly sněhové srážky vyčísleny jako srážky spadlé (a naměřené) ve dny, kdy byla průměrná denní teplota vzduchu menší nebo rovna 1 °C. Brány v potaz byly pouze srážky z období od 1. listopadu do 15. května. Suma srážek (v mm) splňujících toto kritérium byla následně vydělena celkovým úhrnem srážek v chladné sezóně (taktéž v mm), čímž byl získán požadovaný podíl S_f .

Hlavními důvody pro zvolení této metody kvantifikace sněhových srážek byly skutečnosti, že jednak měření srážek z Churáňova nijak nerozlišuje jejich formu (tj. pevné, kapalné, nebo smíšené), jednak ani výška sněhu není sama o sobě příliš spolehlivým zástupcem úhrnu sněhových srážek, jelikož hustota sněhu může výrazně kolísat (v různých dnech může stejně

stará sněhová pokrývka nabývat odlišné hustoty; DeWalle, Rango 2008) a i samotné měření výšky sněhu nemusí být např. vlivem větru zcela přesné (Seibert a kol. 2015).

Prahová hodnota průměrné denní teploty vzduchu ($1\text{ }^{\circ}\text{C}$) pak byla vybrána na podkladě poznatků předešlých studií zabývajících se nalezením a aplikací teplotní meze co možná nejpřesněji rozlišující skupenství srážek (Dai 2008; Feiccabrino, Lundberg 2008; Jennings a kol. 2018). Využitá definice podílu S_f by tak měla teoreticky postihnout většinu úhrnů sněhových srážek utvářejících sněhovou pokrývku, jež je následně důležitá pro zásobování prostředí vodou a rozložení odtoku v daném hydrologickém roce.

4.2.4 Den roztání sněhové pokrývky

Dnem roztání sněhové pokrývky byl ve většině případů označen první den s $SCE = 0\text{ cm}$ následující po dni, kdy byla naměřena v dané chladné sezóně maximální vodní hodnota sněhu (SVH_{max}). Obdobně tento den charakterizovali např. Harpold a kol. (2012). Výjimka ovšem nastala v případě, kdy po naměření SVH_{max} a následném roztání sněhové pokrývky (např. v lednu) nastalo další období s déletrvající sněhovou pokrývkou, jejíž vodní hodnota sice nedosáhla sezónního maxima, ale vytvořila významné lokální maximum (například v březnu) přesahující polovinu SVH_{max} . Tehdy byl dnem roztání sněhové pokrývky označen až první den s $SCE = 0\text{ cm}$ následující po tomto lokálním maximu. K této modifikaci bylo přistoupeno na základě charakteru chladných sezón ve sledovaném období – zejména občasného přerušování v trvání sněhové pokrývky (viz kap. 4.2.2).

V dílčích analýzách bylo namísto kalendářního data pracováno s pořadovým číslem dne roztání sněhové pokrývky vůči počátku příslušného hydrologického roku (1. listopadu = 1. den, 1. prosince = 31. den atd.). Kalendářní datum odpovídající takto vyjádřenému dni roztání (v nepřestupném roce) bylo pro lepší představu pouze graficky doplněno do zkonstruovaných diagramů, avšak žádných výpočtů se neúčastnilo.

4.2.5 Průměrná teplota vzduchu a celkový úhrn srážek v chladné sezóně

Hodnoty průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně a celkového úhrnu srážek v chladné sezóně byly vypočítány každý hydrologický rok shodně pro celé výše uvedené období charakterizované jako chladná sezóna (1. listopadu až 15. května).

4.3 Vlastnosti sledovaných charakteristik

Pro vyhodnocení, které (na vstupní data) použité analytické metody budou pravděpodobně poskytovat spolehlivější výsledky, bylo třeba nejprve zjistit základní informace o časových řadách užitých charakteristik (SVH_{max} , počtu dní se sněhovou pokrývkou, S_f , dnu roztání sněhové pokrývky, průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně a celkového úhrnu srážek v chladné sezóně).

4.3.1 Základní popisné statistiky

K prostému nastínění, v jakých hodnotách se jednotlivé veličiny pohybují, byly vypočteny základní statistiky popisující rozložení zkoumaných charakteristik za celé sledované období – konkrétně průměr (dále nejčastěji zmiňovaný a také označovaný jako: dlouhodobý průměr), směrodatná odchylka, minimální a maximální hodnota.

4.3.2 Normalita dat

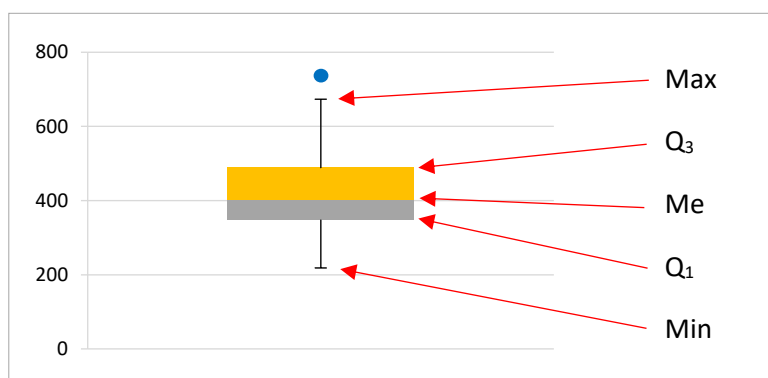
Jelikož se metody používané (nejen) ve zkoumané problematice obecně dělí na takzvané parametrické, předpokladem jejichž užití je normální distribuce dat, a neparametrické, které lze využít na datové soubory s jakýmkoliv rozdělením, byl proveden test ke zjištění, zda vstupní data mají normální rozdělení. Konkrétně byl použit Shapiro-Wilkův test rozšířený pomocí algoritmu, který umožňuje aplikace tohoto testu i na soubory o více jak 50 prvcích (Royston 1992). Tento test se běžně provádí na hladině významnosti (α) = 0,05, tzn. na 95% intervalu spolehlivosti. Přičemž α je maximální přípustná pravděpodobnost zamítnutí pravdivé (platné) nulové hypotézy (Zvára 2018). Pokud je p-hodnota tohoto testu $\leq 0,05$, pak se zamítá nulová hypotéza, že data jsou normálně distribuována (Zaiontz 2020). V opačném případě lze předpokládat, že data mají přibližně normální rozdělení, resp. s nimi lze pracovat, jako by normální rozdělení měla (Černíková 2018).

4.3.3 Odlehlá pozorování

Dalším důležitým parametrem pro určení vhodnější metody je eventuální přítomnost odlehlých pozorování, která se v hydrologických datech dají očekávat (Helsel, Hirsch 2002; Harpold a kol. 2012). Metod k identifikaci odlehlých hodnot existuje mnoho a je důležité zmínit, že všechny, byť odlišnými způsoby, detekují pouze možná odlehlá pozorování, takže to, nakolik jsou skutečně odlehlá, záleží vždy na subjektivním posouzení (Zaiontz 2020).

Vzhledem k neznámé distribuci vstupních dat, resp. za předpokladu jiného než normálního rozdělení u alespoň některých zkoumaných veličin, zde byla použita, v této situaci příhodná (Helsel, Hirsch 2002), grafická metoda detekce odlehlých pozorování – konstrukce tzv. „*boxplotu*“, neboli krabicového grafu (Seo 2006).

„*Boxplot*“ je diagram skládající se z pěti základních hodnot: minimálního pozorování (Min), dolního kvartilu (Q_1), mediánu (Me), horního kvartilu (Q_3) a maximálního pozorování (Max) souboru dat (Obrázek 12), kde minimum/maximum musí být ve vzdálenosti do 1,5násobku mezikvartilového rozpětí (tj. rozdílu horního a dolního kvartilu) od dolního/horního kvartilu a odlehlé pozorování je poté běžně definováno jako hodnota o více jak 1,5násobek mezikvartilového rozpětí větší než horní kvartil, nebo menší než dolní kvartil (Tukey 1977, cit. v Willmott, Robeson, Matsuura 2007). Stejná mez byla zvolena i v této analýze.



Obrázek 12: Ukázka „*boxplotu*“ s popisem jeho základních částí, modrý bod představuje odlehlé pozorování (vlastní tvorba).

4.4 Trendy meziročního vývoje

4.4.1 Lineární regrese

Ke zjištění trendů meziročního vývoje všech zkoumaných charakteristik za celé sledované období byla použita (především za účelem grafického znázornění trendu) jednoduchá (parametrická) lineární regrese. Ta obecně popisuje lineární vztah mezi jednou závislou a jednou nezávislou proměnnou (Yan, Su 2009). Využívá při tom metody nejmenších čtverců, kdy jsou data proložena přímkou tak, aby byl součet čtverců (druhých mocnin) odchylek naměřených bodů (hodnot) od přímky (očekávaných hodnot) co nejmenší (Freedman 2009; Zaiontz 2020).

Výslednou regresní přímku lze zapsat rovnicí ve tvaru:

$$y = \beta_0 + \beta_1 \cdot x + \varepsilon,$$

kde y je závislá proměnná, β_0 je hodnota y v místě, kde se regresní přímka protíná s osou y , β_1 je směrnice (gradient) regresní přímky, která obecně udává, o kolik se y změní při dané změně x , x je nezávislá proměnná a ε je náhodná chyba (reziduum) – jinými slovy výše zmiňovaná odchylka skutečné hodnoty od přímky – u které se předpokládá, že vykazuje normální rozdělení (Yan, Su 2009).

V případě této práce (pro výzkum meziročních změn) odpovídala proměnná y vybrané charakteristice (SVH_{max} , počtu dní se sněhovou pokrývkou, S_f , dnu roztání sněhové pokrývky, průměrné teplotě vzduchu v chladné sezóně, nebo celkovému úhrnu srážek v chladné sezóně) a x hydrologickému roku. Každá charakteristika tedy shodně tvořila soubor o 52 prvcích – pro každý hydrologický rok jedna hodnota. Výsledná regresní přímka byla vizualizována v rámci bodového diagramu, v němž proložila body představující hodnoty dané charakteristiky pro jednotlivé hydrologické roky.

4.4.2 Mann-Kendallův test

Analýzy založené na parametrické lineární regresi jsou limitovány požadavkem na normální rozdělení datových řad (Harpold a kol. 2012) a jsou náchylné na odlehlé hodnoty, jejichž přítomnost může významně ovlivnit výsledky (Helsel, Hirsch 2002; Clow 2010). Proto k reálnějšímu zachycení trendů dlouhodobého vývoje charakteristik v problematice srážko-odtokového procesu se nabízí užít spíše některý z neparametrických testů, které „jsou považovány za vhodnější pro neobvykle distribuovaná data, s nimiž se často setkáváme v hydrometeorologických časových řadách“ (Yue, Pilon, Cavadias 2002, s. 254). Zvládnou se tedy vypořádat i s chybějícími a vzdálenými pozorováními (Kliment a kol. 2011).

V této práci vzhledem k tomu, že byla očekávána přítomnost odlehlých pozorování a rovněž jiného než normálního rozdělení alespoň v některých časových řadách sledovaných veličin, byl trend dlouhodobého (meziročního) vývoje všech zkoumaných charakteristik analyzován kromě jednoduché lineární regrese také pomocí tzv. Mann-Kendallova testu.

Mann-Kendallův test je neparametrický, vychází z pořadí hodnot statistického souboru, nevyžaduje žádný předpoklad normality a běžně se používá k hodnocení významnosti trendů v časových řadách hydrometeorologických charakteristik, jako jsou kvalita vody, průtok či teplota vzduchu (Yue, Pilon, Cavadias 2002).

Tento test je založen na testové statistice S , jejíž znaménko (+/–) ukazuje směr trendu a vypočítá se takto (Mann 1945 a Kendall 1975, cit. v Yue, Pilon, Cavadias 2002):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \cdot \sum_{j=i+1}^n \cdot \text{sgn}(x_j - x_i); \quad i < j,$$

kde n je počet prvků (hodnot) souboru, $x_{i,j}$ jsou seřazené hodnoty veličiny, pro kterou chceme otestovat přítomnost trendu, a platí, že:

$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & \text{když } (x_j - x_i) > 0 \\ 0 & \text{když } (x_j - x_i) = 0 \\ -1 & \text{když } (x_j - x_i) < 0. \end{cases}$$

Mann-Kendallův test (resp. S) tedy porovnává všechny dvojice pozorování v časové řadě a shrnuje celkový počet, kolikrát bylo pozorování x_j vyšší než x_i oproti případu, kdy $x_i > x_j$. Nulová hypotéza tohoto testu je, že datové body jsou souborem nezávislých pozorování bez trendu (Nunifu, Fu 2019), tzn. $S = 0$. Když je S výrazně odlišné od nuly, zamítá se nulová hypotéza a testovaná veličina (x) má v průběhu času monotónní trend (Helsel, Hirsch 2002).

Z toho vyplývá, že pokud $S > 0$, pak pozdější pozorování v časové řadě mají tendenci být větší než pozorování objevující se dříve – tehdy sledovaná veličina vykazuje v čase rostoucí trend – a naopak, pokud $S < 0$ – trend klesající (Zaiontz 2020).

O významnosti zjištěného trendu následně rozhoduje p -hodnota testu (Blahušiaková, Matoušková 2015). Ve zde prováděné analýze byly výsledky Mann-Kendallova testu zhodnoceny na základě čtyř stanovených úrovní významnosti trendu (Tabulka 2).

Tabulka 2: Úrovně významnosti trendu dle p -hodnoty Mann-Kendallova testu.

p -hodnota $\leq 0,01$	velmi významný trend
$0,01 < p$ -hodnota $\leq 0,05$	významný trend
$0,05 < p$ -hodnota $\leq 0,10$	méně významný trend
p -hodnota $> 0,10$	trend není průkazný

4.4.3 Theil-Senova směrnice

Samotný Mann-Kendallův test není měřítkem trendu, ale spíše ukazatelem, zda trend existuje a jak moc je významný (Nunifu, Fu 2019). K odhadu velikosti tohoto trendu slouží tzv. Theil-Senova směrnice (Yue, Pilon, Cavadias 2002), která se často používá společně s Mann-Kendallovým testem, a to v pracích zkoumajících jak klimatické (Gocic, Trajkovic 2013), tak sněhové charakteristiky (Safeeq a kol. 2016; Marty, Tilg, Jonas 2017).

U lineární regrese lze význam přímkou vyjádřené závislosti mezi dvěma spojitými proměnnými (y a x) testovat stanovením, zda je regresní koeficient (resp. směrnice regresní přímky) výrazně odlišný od nuly. Podobně lze lineární závislost y na x popsat neparametrickou přímkou. Tato přímka, vycházející z Kendallova korelačního koeficientu (viz kap. 4.5.1), ovšem na rozdíl od té regresní nemá požadavek na normálnost reziduí a není silně ovlivněna odlehlými hodnotami (Helsel, Hirsch 2002). Její směrnice se pak označuje právě jako Theil-Senova.

Velikost (magnitudu) trendu (tj. směrnici výše uvedené přímky) lze vypočítat (lépe řečeno odhadnout) dle vzorce (Theil 1950 a Sen 1968, cit. v Yue, Pilon, Cavadias 2002):

$$b = \text{median} \cdot \left(\frac{x_j - x_i}{j - i} \right); \quad i < j,$$

kde b je odhad velikosti trendu a $x_{i,j}$ je i, j -té pozorování. Jedná se tedy o medián směrníc vypočítaných zvlášť pro každou dvojici pozorování.

Touto směrnici byly v této práci doplněny přímky lineární regrese a výsledky Mann-Kendallového testu. A vzhledem k obecnému principu směrnice přímky (viz kap. 4.4.1) byly výsledné hodnoty Theil-Senovy směrnice vynásobeny deseti (při zkoumání dlouhodobých trendů byl jednotkou na ose x jeden hydrologický rok), aby bylo zjištěno, o kolik se (ve sledovaném období) zkoumané charakteristiky přibližně změnilo za 1 dekádu.

4.5 Faktory ovlivňující hodnotu sněhových charakteristik

Primárně k určení míry závislosti sněhových charakteristik na těch klimatických a sekundárně k analýze síly vzájemných vztahů mezi všemi šesti sledovanými veličinami (SVH_{\max} , počtem dní se sněhovou pokrývkou, S_f , dnem roztání sněhové pokrývky, průměrnou teplotou vzduchu v chladné sezóně a celkovým úhrnem srážek v chladné sezóně) byl použit výpočet korelačních koeficientů.

Zatímco k popisu vztahu dvou spojitých proměnných se používá lineární regrese, sílu asociace (tj. korelaci) mezi nimi – jinými slovy to, jak moc jedna závisí na druhé – měří právě korelační koeficienty (Asuero, Sayago, González 2006). Prostřednictvím těchto koeficientů se zároveň zjišťuje, zda se jedna proměnná zvětšuje s tím, jak se zvětšuje druhá, nebo zda se s růstem druhé ta první naopak snižuje, nebo zda spolu obě proměnné zcela nesouvisí. Korelace ale neposkytuje důkazy o příčinném vztahu mezi oběma proměnnými (nelze rozlišit proměnné na závislou a nezávislou) (Helsel, Hirsch 2002).

Korelačních koeficientů existuje více, nýbrž pro všechny shodně platí následující:

- Míra korelace (hodnota koeficientu ρ) je bezrozměrná a leží v rozmezí $-1 \leq \rho \leq 1$.
- Když neexistuje korelace mezi dvěma proměnnými, $\rho = 0$. Když se jedna proměnná zvyšuje s druhou, ρ je pozitivní. Když se jedna snižuje s růstem druhé, je ρ záporné (Zaiontz 2020).
- Význam korelace je vyhodnocen pomocí testu, kdy nulová hypotéza je $\rho = 0$ a v případě jejího zamítnutí platí alternativa: $\rho \neq 0$ (Helsel, Hirsch 2002).

Podobně jako při výzkumu dlouhodobých trendů se i v případě korelace rozlišují koeficienty dle jejich požadavků na normální rozdělení. Obecně, pokud se dá očekávat, že některá z proměnných není zhruba normálně distribuována, je vhodnější použít tzv. monotónní (neparametrický) koeficient (Zaiontz 2020), který spolehlivě měří jakýkoliv vztah, nejen lineární, a tím je odolný vůči odlehlým hodnotám (Helsel, Hirsch 2002).

4.5.1 Kendallův korelační koeficient

Vzhledem k poslední zmíněné skutečnosti v kombinaci s předpokladem, že některé řady sledovaných charakteristik budou pravděpodobně vykazovat jiné než normální rozdělení a mohou též obsahovat alespoň minimum odlehlých pozorování, byl v této práci použit neparametrický Kendallův korelační koeficient (tzv. Kendallovo tau).

Tento koeficient měří sílu monotónního vztahu mezi veličinami x a y , přičemž je založený na pořadí dat, nikoli na hodnotách samotných, a proto je odolný vůči efektu neobvyklých hodnot a lze jej aplikovat i v případech, kdy určitá data chybí. Toto je velmi důležitá vlastnost, díky které je Kendallovo tau výhodné při analýzách týkajících se vodních zdrojů (Helsel, Hirsch 2002).

Tau (τ) lze spočítat dle následujícího vzorce (Kendall, Gibbons 1990, cit. v Gideon 2007):

$$\tau = \frac{S}{n \cdot (n - 1) / 2},$$

kde n je počet párů (1 pár = 1 hodnota x odpovídající pořadím 1 hodnotě y). S je testová statistika (prakticky totožná s tou v kap. 4.4.2) měřící monotónní závislost y na x a vypočtená odečtením počtu „*nesouhlasných párů*“ pozorování, kde y klesá s rostoucím x , od počtu „*shodných párů*“, kde y roste s rostoucím x . Pokud existuje pozitivní korelace, y se bude zvyšovat častěji než klesat za současného zvyšování x . Při negativní korelaci se zvýšením x

naopak y častěji sníží než zvýší. Pokud neexistuje žádná korelace, y se zvýší a sníží přibližně ve stejném počtu případů (Helsel, Hirsch 2002, Zaiton 2020).

Význam, resp. síla, korelace zjištěné pomocí Kendallova tau byl dále posouzen na základě p-hodnoty testu vyhodnocujícího průkaznost korelace (Tabulka 3).

Tabulka 3: Úrovně síly korelace dle p-hodnoty testu vyhodnocujícího průkaznost korelace.

p-hodnota $\leq 0,01$	velmi silná korelace
$0,01 < \text{p-hodnota} \leq 0,05$	silná korelace
$0,05 < \text{p-hodnota} \leq 0,10$	méně silná korelace
p-hodnota $> 0,10$	korelace není průkazná

Hodnoty Kendallova korelačního koeficientu rovněž byly za účelem grafického znázornění vzájemných vztahů všech zkoumaných charakteristik doplněny bodovým diagramem s daty proloženou jednoduchou regresní přímkou, a to i přes vědomí, že takováto lineární regrese je parametrickou metodou a zobrazená přímka může být případnými atypicky rozloženými daty zkreslená (viz kap. 4.4.1 a 4.4.2).

4.6 Identifikace a klasifikace sněhového sucha

Chladné sezóny jednotlivých hydrologických roků analyzovaných v této práci byly roztrženy z hlediska výskytu sněhového sucha dle dvou základních typů jeho klasifikace, rozebraných podrobněji v rešerši (kap. 2.4).

U obou typů klasifikace to v praxi znamenalo porovnání vybraných charakteristik vůči jejich dlouhodobě průměrné hodnotě (tj. průměru za celé sledované období). Základním znakem, resp. podmínkou identifikace, sněhového sucha pak vždy shodně byla SVH_{\max} nižší než dlouhodobý průměr. Pokud toto daný hydrologický rok nevykazoval, sněhové sucho se v příslušné chladné sezóně nevyskytlo (nebylo identifikováno).

4.6.1 Klasifikace vycházející z Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017)

Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017) rozlišili sněhové sucho na suché a teplé dle SVH naměřené 1. dubna a celkového zimního úhrnu srážek (více v kap. 2.4.1).

Dle porovnání SVH_{\max} a celkového úhrnu srážek v chladné sezóně s dlouhodobým průměrem

Pro účely této práce byly parametry klasifikace Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017) lehce pozměněny – a sice byla místo SVH z 1. dubna použita SVH_{\max} (důvody jsou totožné s těmi

uvedenými v kap. 4.2.1) a celkové srážky se vztahovaly k celé (v kap. 4.1.1 vymezené) chladné sezóně. Při uvážení této modifikace byla výsledná klasifikace provedena na základě následujících kritérií:

- $SVH_{\max} < \text{dlouhodobý průměr} \wedge \text{celkový úhrn srážek v chladné sezóně} < \text{dlouhodobý průměr} \Rightarrow \text{suché sněhové sucho}$
- $SVH_{\max} < \text{dlouhodobý průměr} \wedge \text{celkový úhrn srážek v chladné sezóně} \geq \text{dlouhodobý průměr} \Rightarrow \text{teplé sněhové sucho.}$

Dle SVH_{\max}/P

Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017) zmínili také možnost třídění sněhového sucha na základě poměru SVH (z 1. dubna) ku celkovým zimním srážkám (P) tak, že pokud je SVH/P blízko (\approx) 1, jedná se o suché, pokud < 1 , o teplé sněhové sucho. Pro srovnání proto byla v této práci samostatně provedena i klasifikace dle tohoto parametru (opět s úpravou v podobě užití odlišné SVH a uvážení srážek za celou chladnou sezónu), a to následovně:

- $SVH_{\max} < \text{dlouhodobý průměr} \wedge SVH_{\max}/P \geq \text{dlouhodobý průměr} \Rightarrow \text{suché sněhové sucho}$
- $SVH_{\max} < \text{dlouhodobý průměr} \wedge SVH_{\max}/P < \text{dlouhodobý průměr} \Rightarrow \text{teplé sněhové sucho,}$

přičemž u poměru SVH_{\max}/P byl dlouhodobý průměr (jakožto základní popisná statistika, která figurovala i v první uvedené klasifikaci) zvolen z toho důvodu, že nikdy se SVH_{\max}/P na Churáňově neblížil 1 (jak je specifikováno v originální klasifikaci), takže prahová hodnota ≈ 1 by jednotlivé sněhové podprůměrné chladné sezóny nijak nediferencovala.

Dle S_f

V návaznosti na předchozí metodu byla experimentálně provedena ještě další klasifikace s využitím v této práci hojně skloňovaného podílu S_f , který by v podmínkách panujících na Churáňově mohl být nejvhodnější náhradou poměru SVH z 1. dubna ku P za účelem podchycení téměř všech sněhových srážek za danou chladnou sezónu, jelikož i po naměření SVH_{\max} mohlo spadnout mnoho sněhu, který by tak ve výše uvedeném poměru SVH_{\max}/P chyběl. S_f byl rovněž porovnán s dlouhodobým průměrem a kritéria pak byla následující:

- $SVH_{\max} < \text{dlouhodobý průměr} \wedge S_f \geq \text{dlouhodobý průměr} \Rightarrow \text{suché sněhové sucho}$
- $SVH_{\max} < \text{dlouhodobý průměr} \wedge S_f < \text{dlouhodobý průměr} \Rightarrow \text{teplé sněhové sucho.}$

Celkem tedy byly v této části, identifikující a třídící sněhově podprůměrné chladné sezóny na základě studie Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017), provedeny tři odlišné formy klasifikace sněhového sucha, jejichž výsledky byly následně porovnány.

4.6.2 Klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019)

Dierauer, Allen, Whitfield (2019) klasifikovali sněhové sucho na suché, teplé, nebo teplé a suché dle SVH_{max} , celkového zimního úhrnu srážek a stupňů tání (TD, součtu průměrných denních teplot > 0 °C) – více v kap. 2.4.2.

Dle neupravených kritérií

Kromě použití chladné sezóny namísto zimy byla klasifikace Dierauer, Allen, Whitfield (2019) bez jakýchkoliv dalších změn aplikována na hydrologické roky zde zkoumaných dat z Churáňova. Rozhodovací kritéria této metody tak byla:

- $SVH_{max} < \text{dlouhodobý průměr} \wedge \text{celkový úhrn srážek v chladné sezóně} < \text{dlouhodobý průměr} \wedge \text{stupně tání} \leq \text{dlouhodobý průměr} \Rightarrow \text{suché sněhové sucho}$
- $SVH_{max} < \text{dlouhodobý průměr} \wedge \text{celkový úhrn srážek v chladné sezóně} \geq \text{dlouhodobý průměr} \Rightarrow \text{teplé sněhové sucho}$
- $SVH_{max} < \text{dlouhodobý průměr} \wedge \text{celkový úhrn srážek v chladné sezóně} < \text{dlouhodobý průměr} \wedge \text{stupně tání} > \text{dlouhodobý průměr} \Rightarrow \text{teplé a suché sněhové sucho}$.

Při využití průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně

Dodatečně byla pro srovnání provedena i mírně odlišná forma této klasifikace, kdy místo TD byla jako kritérium použita průměrná teplota vzduchu v chladné sezóně, za účelem zjištění, jak velkou roli při určení typu sněhového sucha hraje fakt, zda se vodní hodnota sněhu s charakteristikou teploty vzduchu mění lineárně (to platí pro TD – viz kap. 2.4.2).

4.6.3 Závěrečné srovnání

Dvě klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019) byly porovnány s těmi vycházejícími z Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017).

Nakonec byla spočítána četnost výskytu jednotlivých typů sněhového sucha dle formy klasifikace, která byla vyhodnocena jako nejvhodnější, a tato preferovaná klasifikace byla pro lepší názornost v podobě diagramů rovněž zasazena do kontextu odchylek vybraných klimatických charakteristik od dlouhodobého průměru.

5 Výsledky

5.1 Vlastnosti sledovaných charakteristik

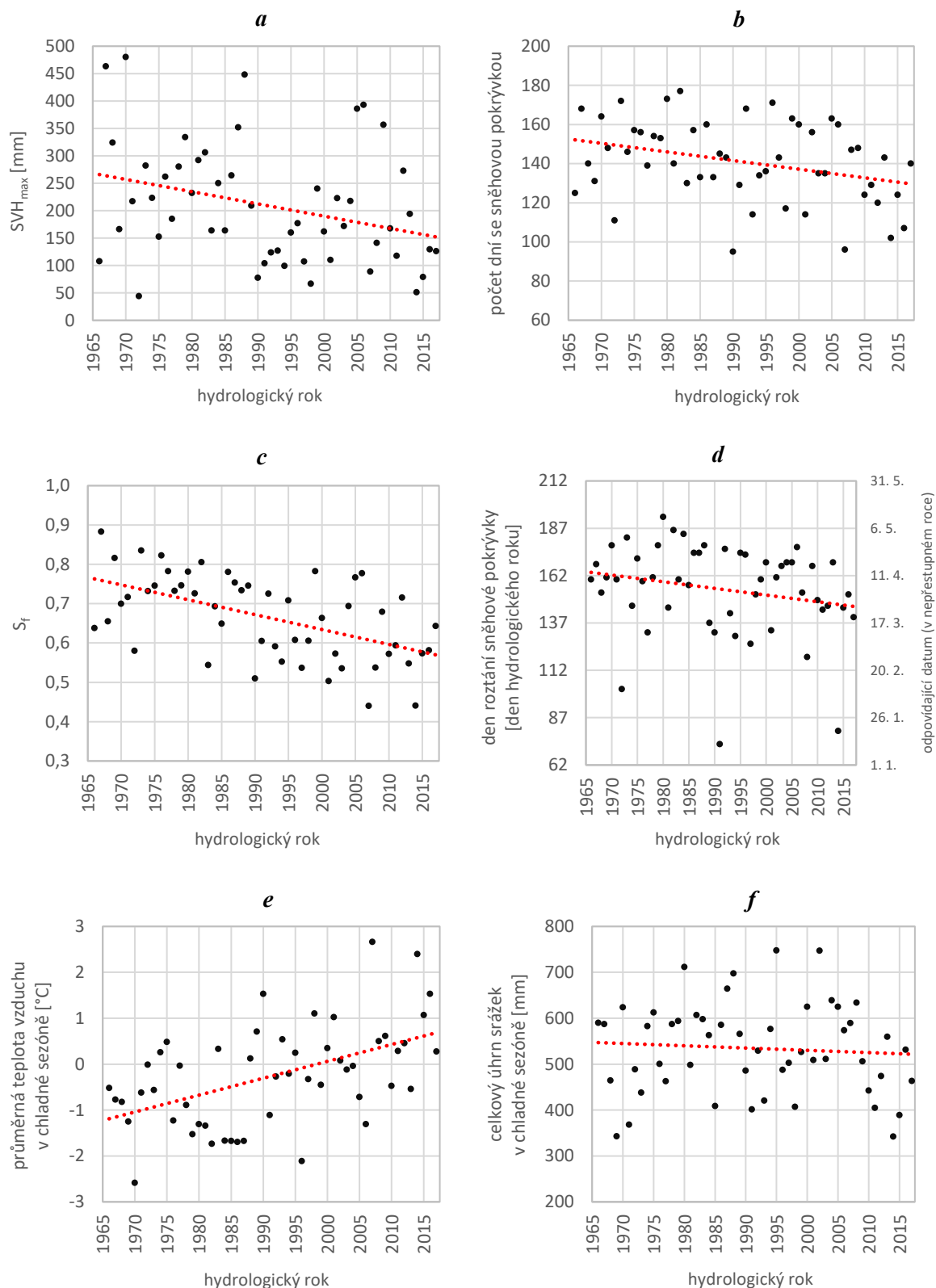
Základní popisné statistiky, normalita dat i počet odlehlých pozorování příslušných souborů hodnot sledovaných charakteristik jsou zobrazeny v Tabulce 4. Jiné než normální rozdělení vykazovaly 2 ze 6 časových řad užitých charakteristik, a to maximální vodní hodnoty sněhu (SVH_{max}) a dne roztání sněhové pokrývky. S ostatními veličinami pak bylo adekvátní pracovat i tak, jako kdyby normální distribuci měly. Počet odlehlých pozorování, detekovaných krabicovým diagramem, nebyl nikterak zásadní (tři hodnoty u dne roztání sněhové pokrývky a jedna u průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně).

Tabulka 4: Vlastnosti sledovaných charakteristik. U atributu „normální rozdělení“ hodnota „ano“ znamená přibližně normální rozdělení, „ne“ znamená jiné než normální rozdělení.

	SVH_{max}	počet dní se sněhovou pokrývkou	S_f	den roztání sněhové pokrývky	průměrná teplota vzduchu v chladné sezóně	celkový úhrn srážek v chladné sezóně
průměr	209,0	141	0,666	155	-0,25	534,3
směrodatná odchylka	108,9	21	0,107	24	1,10	99,3
maximum	480,0	177	0,883	193	2,66	747,6
minimum	44,0	95	0,440	73	-2,59	342,2
normální rozdělení	ne	ano	ano	ne	ano	ano
počet odlehlých pozorování	0	0	0	3	1	0

5.2 Trendy meziročního vývoje

Diagramy jednoduché lineární regrese (Obrázek 13) nastínily hned několik podstatných meziročních změn sledovaných charakteristik na Churáňově během hydrologických roků 1966-2017 – jednak zřetelně klesající trend SVH_{max} , počtu dní se sněhovou pokrývkou, podílu sněhových na celkových srážkách (S_f) a dne roztání sněhové pokrývky, jednak rovněž jednoznačný rostoucí trend průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně. Oproti tomu u celkového úhrnu srážek v chladné sezóně byla regresní přímka jen nepatrně ukloněná.



Obrázek 13: Vývoj SVH_{max} (**a**), počtu dní se sněhovou pokrývkou (**b**), S_f (**c**), dnu roztání sněhové pokrývky (**d**), průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně (**e**) a celkového úhrnu srážek v chladné sezóně (**f**) za období hydrologických roků 1966-2017. Červená linie reprezentuje přímku jednoduché lineární regrese.

Z regresních přímek vyčtené trendy byly potvrzeny výsledky Mann-Kendallova testu, potažmo jeho testové statistiky S (Tabulka 5), které ukázaly průkazné trendy meziročního vývoje 5 ze 6 zkoumaných charakteristik. Velmi významný rostoucí trend (p -hodnota $\leq 0,01$) vykazovala průměrná teplota vzduchu v chladné sezóně, přičemž její změna za dekádu na podkladě výpočtu Theil-Senovy směrnice (Tabulka 5) činila $+0,33$ °C. Naopak velmi významný klesající trend byl zaznamenán u podílu S_f – za 10 let poklesl o 0,04 (o 4 % méně srážek z celkového sezónního úhrnu bylo sněhových). I další sněhové charakteristiky měly trend klesající, a to SVH_{max} významně ($0,01 < p$ -hodnota $\leq 0,05$) při jejím úbytku o 23,19 mm za 10 let, počet dní se sněhovou pokrývkou také významně při jeho snížení o 4,76 dne za dekádu a den roztání sněhové pokrývky méně významně ($0,05 < p$ -hodnota $\leq 0,10$) při jeho posunu o 3,34 dne za desetiletí směrem k počátku hydrologického roku. Trend se neprokázal (p -hodnota $> 0,10$) u celkového úhrnu srážek v chladné sezóně.

Tabulka 5: Hodnoty Mann-Kendallova testu (statistiky S) a Theil-Senovy směrnice. Barva buněk tabulky označuje významnost trendu (viz Tabulka 2): **velmi významný** (p -hodnota $\leq 0,01$), **významný** ($0,01 < p$ -hodnota $\leq 0,05$), **méně významný** ($0,05 < p$ -hodnota $\leq 0,10$), **neprůkazný** (p -hodnota $> 0,10$). Šedé nakloněné písmo označuje statisticky neprůkazné hodnoty vzhledem k výsledku Mann-Kendallova testu.

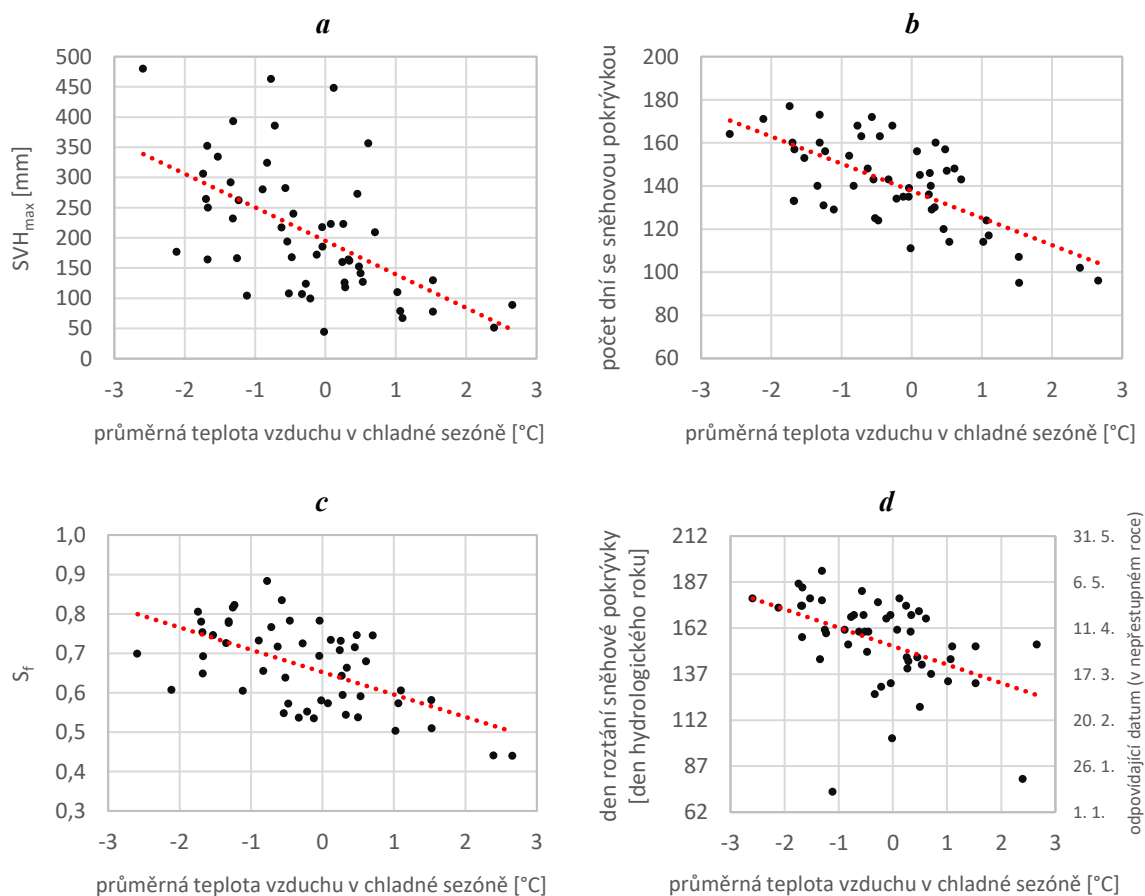
	SVH_{max}	počet dní se sněhovou pokrývkou	S_f	den roztání sněhové pokrývky	průměrná teplota vzduchu v chladné sezóně	celkový úhrn srážek v chladné sezóně
Mann-Kendallův test (S)	-275	-279	-472	-237	412	-88
Theil-Senova směrnice	-2,319	-0,476	-0,004	-0,334	0,033	-0,655
změna za dekádu	-23,19 mm	-4,76 dne	-0,04	-3,34 dne	0,33 °C	-6,55 mm

5.3 Faktory ovlivňující hodnotu sněhových charakteristik

Hodnoty Kendallova korelačního koeficientu při měření síly vztahu sněhových charakteristik s průměrnou teplotou vzduchu v chladné sezóně (Tabulka 6) na Churáňově ukázaly ve všech případech velmi silnou (p -hodnota $\leq 0,01$) negativní korelaci, tedy zásadní úbytek SVH_{max} , snížení počtu dní se sněhovou pokrývkou, pokles S_f a posun dne roztání sněhové pokrývky směrem k počátku hydrologického roku (tzn. blíže k dřívější zimě) se vzrůstající průměrnou teplotou vzduchu v chladné sezóně. Tentýž poznatek je patrný i z diagramů jednoduché lineární regrese (Obrázek 14).

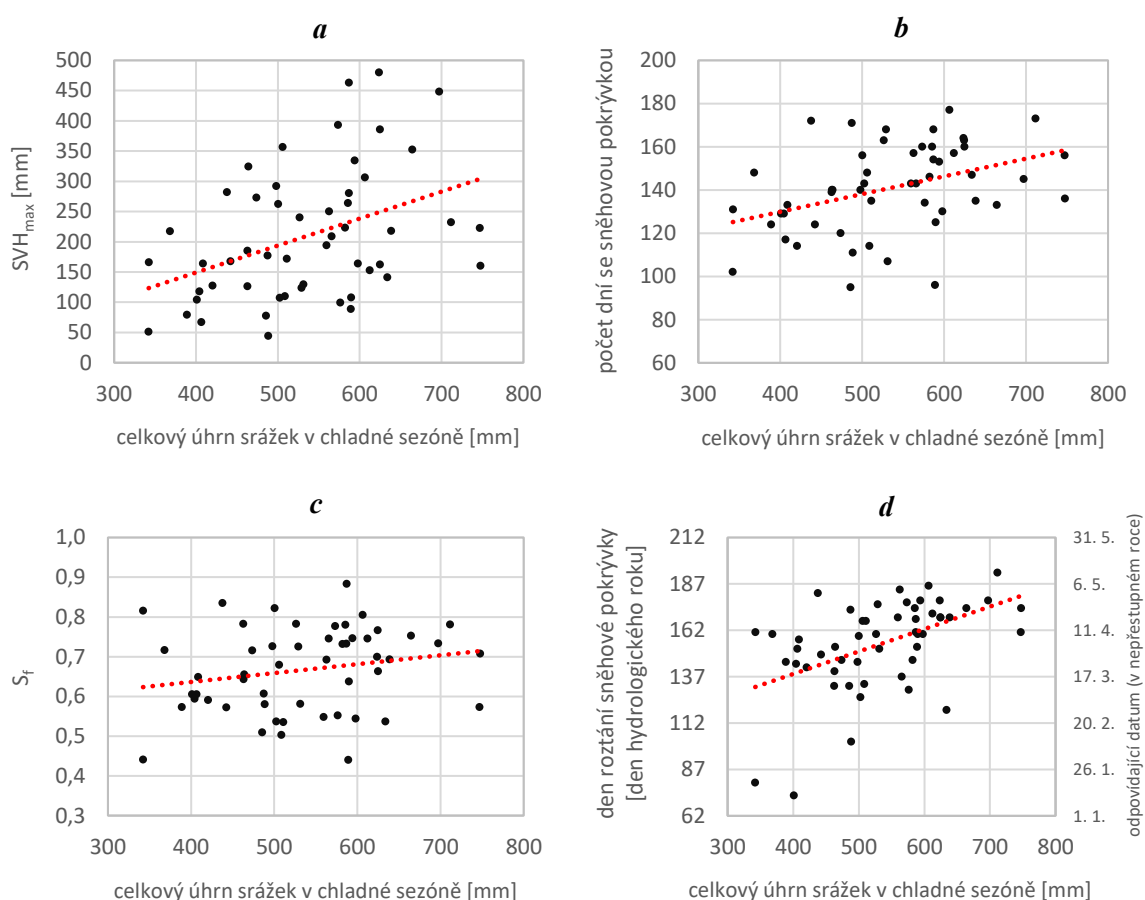
Tabulka 6: Hodnoty Kendallova korelačního koeficientu. Barva buněk tabulky označuje sílu (významnost) korelace (viz Tabulka 3): **velmi silná** (p -hodnota $\leq 0,01$), **neprůkazná / veličiny jsou na sobě nezávislé** (p -hodnota $> 0,10$).

	SVH _{max}	počet dní se sněhovou pokrývkou	S _f	den roztání sněhové pokrývky	průměrná teplota vzduchu v chladné sezóně	celkový úhrn srážek v chladné sezóně
SVH _{max}	X	0,483	0,482	0,453	-0,425	0,275
počet dní se sněhovou pokrývkou	0,483	X	0,478	0,503	-0,423	0,283
S _f	0,482	0,478	X	0,389	-0,363	0,137
den roztání sněhové pokrývky	0,453	0,503	0,389	X	-0,366	0,373
průměrná teplota vzduchu v chladné sezóně	-0,425	-0,423	-0,363	-0,366	X	-0,083
celkový úhrn srážek v chladné sezóně	0,275	0,283	0,137	0,373	-0,083	X



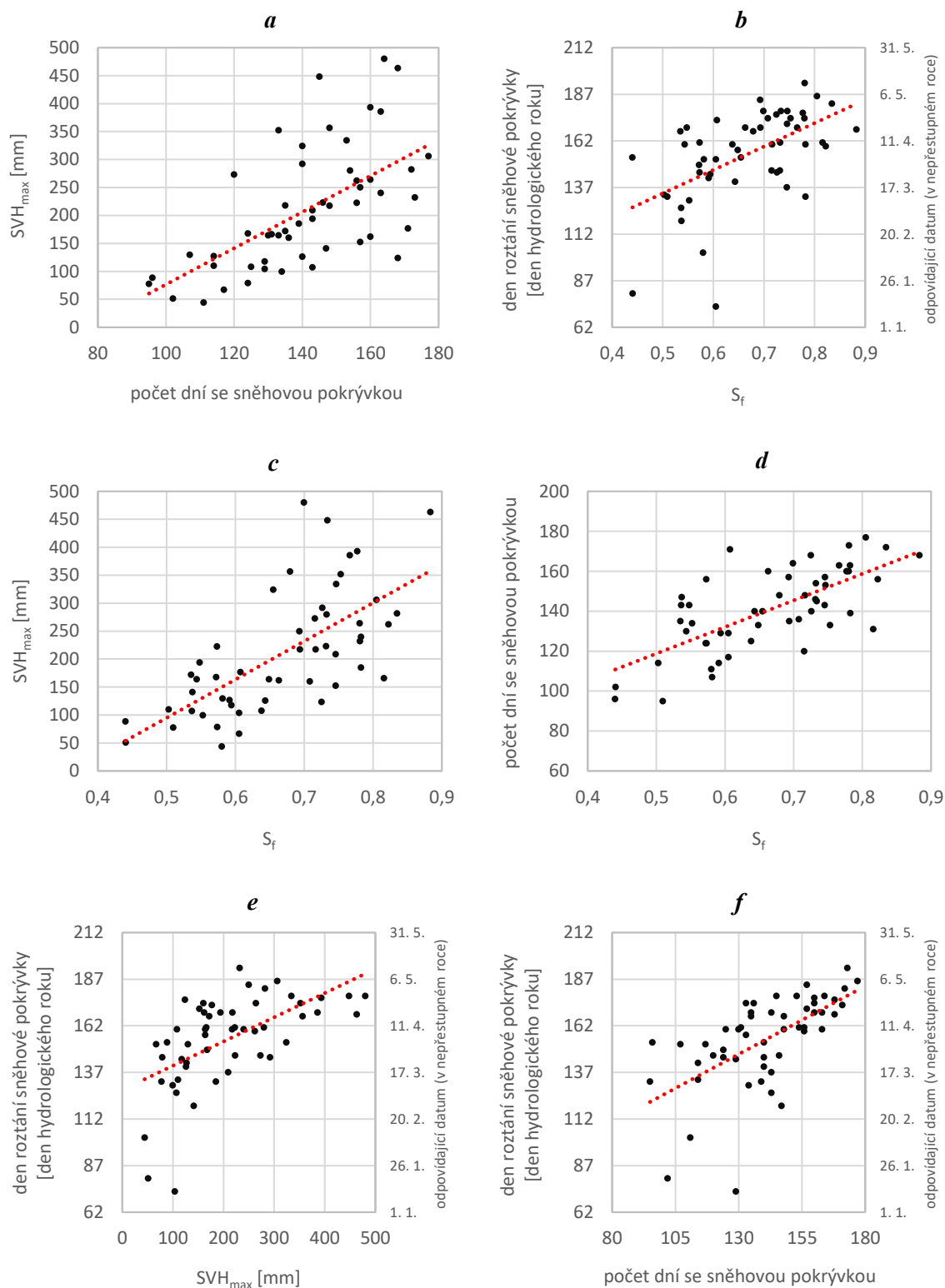
Obrázek 14: Vztahy sledovaných sněhových charakteristik – SVH_{max} (a), počtu dní se sněhovou pokrývkou (b), S_f (c), dne roztání sněhové pokrývky (d) – a průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně. Červená linie reprezentuje přímku jednoduché lineární regrese.

Co se vztahu sněhových charakteristik s celkovým úhrnem srážek v chladné sezóně týče, nebyly již výsledky Kendallova korelačního koeficientu tak jednotné (Tabulka 6). Velmi silná pozitivní korelace byla zjištěna v případě SVH_{max} , počtu dní se sněhovou pokrývkou a dnu roztání sněhové pokrývky – tyto veličiny se tak s vyšším celkovým úhrnem srážek v chladné sezóně zvyšují, resp. (u dne roztání) posunují dále od počátku hydrologického roku (blíže k pozdější zimě / jaru), případný úbytek srážek pak má efekt opačný. Korelace nebyla prokázána (p-hodnota > 0,10) mezi celkovým úhrnem srážek v chladné sezóně a podílem S_f . Tyto vazby jsou zřejmé také z regresních přímek (Obrázek 15), pouze s tím rozdílem, že s přibývajícím celkovými srážkami zde, byť mírněji, roste i S_f .



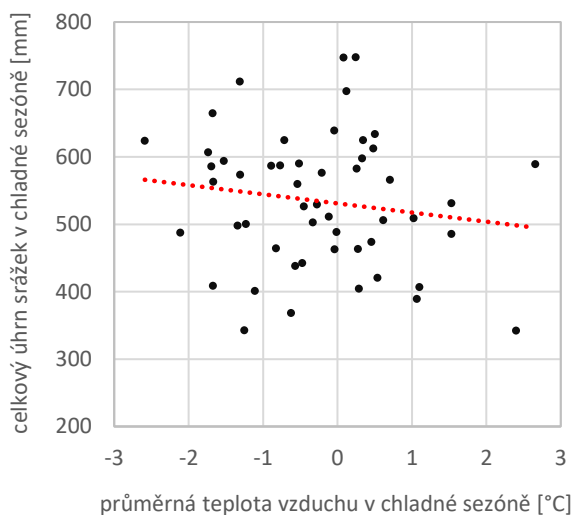
Obrázek 15: Vztahy sledovaných sněhových charakteristik – SVH_{max} (a), počtu dní se sněhovou pokrývkou (b), S_f (c), dne roztání sněhové pokrývky (d) – a celkového úhrnu srážek v chladné sezóně. Červená linie reprezentuje přímkou jednoduché lineární regrese.

Dále byly prozkoumány vztahy mezi sněhovými charakteristikami navzájem. Všechny z nich vykazovaly dle Kendallova koeficientu velmi silnou pozitivní korelaci (Tabulka 6), což je opět patrné i z bodových diagramů s daty proloženou jednoduchou regresní přímkou (Obrázek 16).



Obrázek 16: Vztahy mezi sledovanými sněhovými charakteristikami: SVH_{max} a počtem dní se sněhovou pokrývkou (**a**), dnem roztání sněhové pokrývky a S_f (**b**), SVH_{max} a S_f (**c**), počtem dní se sněhovou pokrývkou a S_f (**d**), dnem roztání sněhové pokrývky a SVH_{max} (**e**), dnem roztání sněhové pokrývky a počtem dní se sněhovou pokrývkou (**f**). Červená linie reprezentuje přímku jednoduché lineární regrese.

Mezi průměrnou teplotou vzduchu v chladné sezóně a celkovým úhrnem srážek v chladné sezóně nebyla neparametrickým Kendallovým koeficientem korelace prokázána (Tabulka 6), avšak při pohledu na parametrickou regresní přímku (Obrázek 17) si lze povšimnout mírně nižších celkových srážkových úhrnů při vyšší průměrné teplotě vzduchu.



Obrázek 17: Vztah celkového úhrnu srážek v chladné sezóně a průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně. Červená linie reprezentuje přímku jednoduché lineární regrese.

5.4 Identifikace a klasifikace sněhového sucha

5.4.1 Srovnání klasifikací

Podle základní podmínky, shodné pro všechny prováděné způsoby klasifikace sněhového sucha, tj. SVH_{max} nižší než dlouhodobý průměr, bylo na Churáňově ve sledovaném období (zahrnujícím 52 hydrologických roků) identifikováno 28 sněhových such (sněhově podprůměrných chladných sezón).

Provedená klasifikace vycházející z Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017) dle porovnání SVH_{max} a celkového úhrnu srážek v chladné sezóně s dlouhodobým průměrem identifikovala celkem 19 suchých a 9 teplých sněhových such (Tabulka 7).

Oproti tomu klasifikace dle poměru SVH_{max}/P identifikovala pouze 3 suchá a 25 teplých sněhových such. Třetí metoda třídění sněhově podprůměrných chladných sezón vycházející z Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017) – dle podílu S_f – se od té předchozí lišila jen nepatrně – 3 z 25 teplých sněhových such identifikovaných podle SVH_{max}/P (tzn. celkem 6 sněhově podprůměrných chladných sezón) bylo na základě S_f označeno za suché (Tabulka 7).

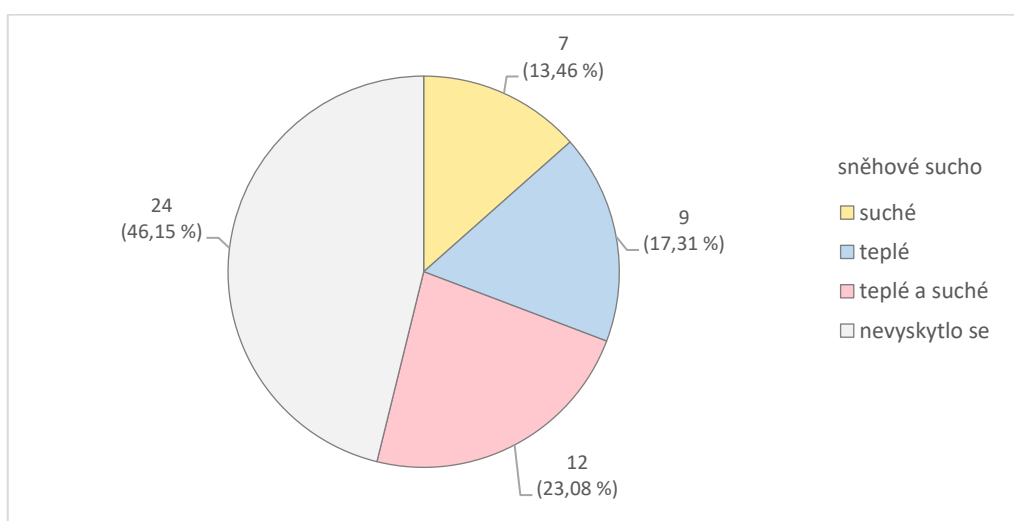
Tabulka 7: Klasifikace hydrologických roků (resp. chladných sezón) z hlediska výskytu sněhového sucha. Tučným písmem je zvýrazněna dle výsledků nejvhodnější forma klasifikace.

hydro- logický rok	sněhové sucho klasifikace vycházející z Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017)			sněhové sucho klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019)	
	dle porovnání SVH _{max} a celkového úhrnu srážek v chladné sezóně s dlouhodobým průměrem	dle SVH _{max} /P	dle S _r	dle neupravených kritérií	při využití průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně
1966	teplé	teplé	teplé	teplé	teplé
1967	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1968	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1969	suché	suché	suché	suché	suché
1970	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1971	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1972	suché	teplé	teplé	suché	teplé a suché
1973	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1974	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1975	teplé	teplé	suché	teplé	teplé
1976	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1977	suché	suché	suché	suché	teplé a suché
1978	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1979	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1980	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1981	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1982	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1983	teplé	teplé	teplé	teplé	teplé
1984	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1985	suché	suché	teplé	suché	suché
1986	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1987	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1988	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1989	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
1990	suché	teplé	teplé	teplé a suché	teplé a suché
1991	suché	teplé	teplé	suché	suché
1992	suché	teplé	suché	suché	suché
1993	suché	teplé	teplé	teplé a suché	teplé a suché
1994	teplé	teplé	teplé	teplé	teplé
1995	teplé	teplé	suché	teplé	teplé
1996	suché	teplé	teplé	suché	suché
1997	suché	teplé	teplé	teplé a suché	suché
1998	suché	teplé	teplé	teplé a suché	teplé a suché
1999	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
2000	teplé	teplé	teplé	teplé	teplé
2001	suché	teplé	teplé	teplé a suché	teplé a suché
2002	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
2003	suché	teplé	teplé	teplé a suché	teplé a suché
2004	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
2005	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
2006	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
2007	teplé	teplé	teplé	teplé	teplé
2008	teplé	teplé	teplé	teplé	teplé
2009	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
2010	suché	teplé	teplé	teplé a suché	suché
2011	suché	teplé	teplé	teplé a suché	teplé a suché
2012	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se	nevyskytlo se
2013	teplé	teplé	teplé	teplé	teplé
2014	suché	teplé	teplé	teplé a suché	teplé a suché
2015	suché	teplé	teplé	teplé a suché	teplé a suché
2016	suché	teplé	teplé	teplé a suché	teplé a suché
2017	suché	teplé	teplé	teplé a suché	teplé a suché

Podstatné je, že klasifikace jak dle SVH_{\max}/P , tak dle S_f vyhodnotily jako teplá většinu sněhových such, které byly na základě porovnání SVH_{\max} a celkového úhrnu srážek v chladné sezóně s dlouhodobým průměrem identifikovány jako suché. Jednotlivé podmínky sloužící k rozlišení suchého a teplého sněhového sucha, definované Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017), byť lehce přizpůsobené, tedy poskytly ve většině případů protichůdné výsledky.

Jiná situace ovšem nastala u klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019) dle neupravených kritérií, která zohledňuje i třetí typ sněhového sucha – teplé a suché. Při srovnání tohoto přístupu s předešlými klasifikacemi vycházejícími z Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017) je patrné (Tabulka 7), že dle porovnání SVH_{\max} a celkového úhrnu srážek v chladné sezóně s dlouhodobým průměrem byla teplá a suchá sněhová sucha klasifikována jako pouze suchá, kdežto dle SVH_{\max}/P i dle S_f jako pouze teplá. Jinými slovy, klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019) dle neupravených kritérií začlenila většinu sněhově podprůměrných chladných sezón, u kterých se výsledky z předchozích metod rozcházely, do jedné společné kategorie: teplé a suché sněhové sucho. To se jevílo jako optimálnější a klimatické podmínky lépe vystihující řešení.

Právě teplé a zároveň suché sněhové sucho se ve sledovaném období vyskytlo nejčastěji (bylo identifikováno ve 12 z 28 sněhově podprůměrných chladných sezón, což odpovídá 23,08 %), teplé sněhové sucho nastalo 9krát a suché 7krát – viz Obrázek 18.



Obrázek 18: Četnost výskytu jednotlivých typů sněhového sucha zjištěných na základě klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019) dle neupravených kritérií.

Klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019) při využití průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně poskytla velmi podobné výsledky (Tabulka 7) jako předchozí verze dle neupravených kritérií, tzn. využívající stupně tání (viz kap. 4.6.2). Četnost výskytu jednotlivých typů sněhového sucha zůstala stejná, jen se dvě suchá sněhová sucha změnila na teplá a suchá a naopak. Vzhledem k nelineárnímu vztahu průměrné teploty vzduchu a SVH (Dierauer, Allen, Whitfield 2019) a malému rozdílu mezi touto a předešlou klasifikací byla v podmínkách zájmového území jako nejvhodnější a dále preferovaná forma identifikace a třídění sněhového sucha vybrána právě ta originální od Dierauer, Allen, Whitfield (2019) dle neupravených kritérií (zvýrazněna v Tabulce 7).

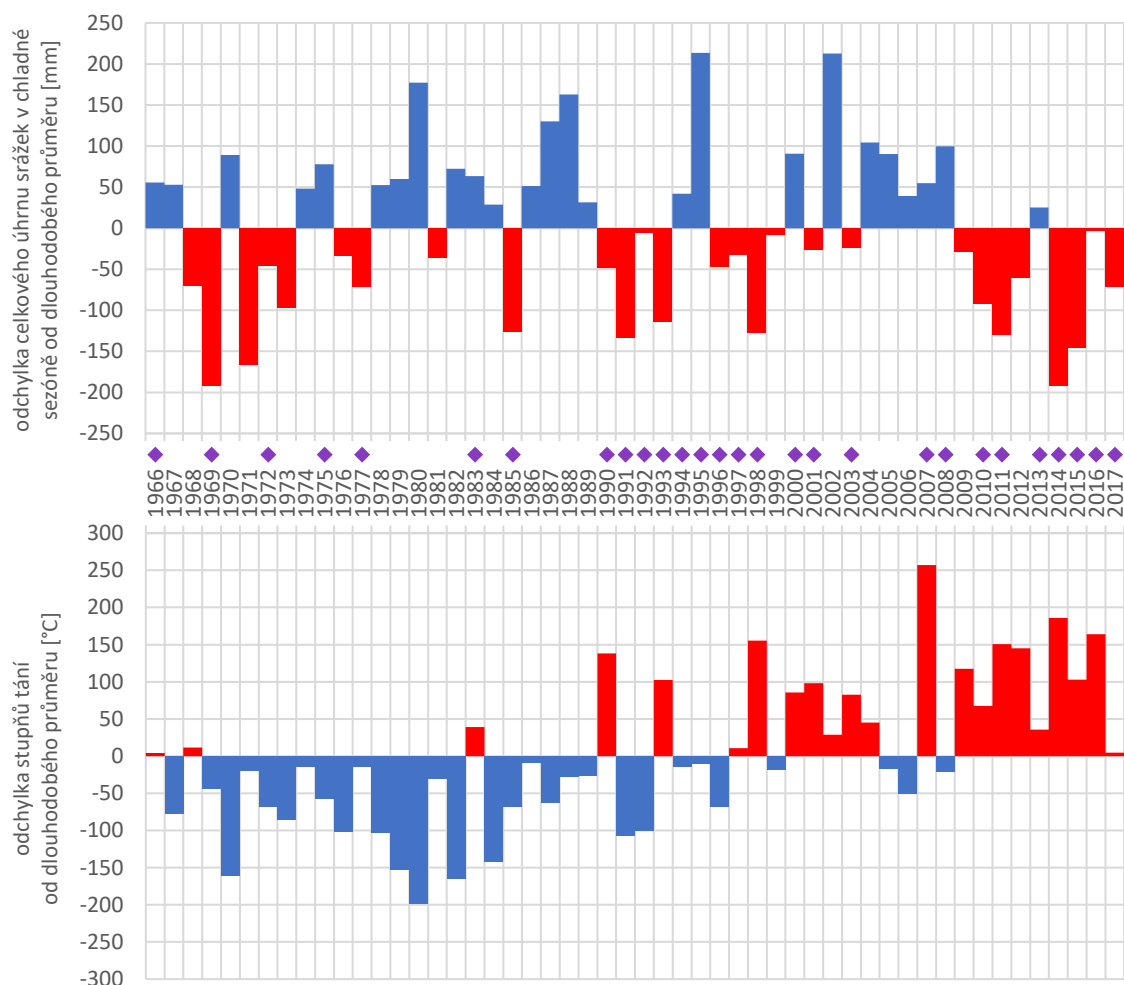
5.4.2 Sněhové sucho dle preferované klasifikace

Při detailnějším prozkoumání na Churáňově v období hydrologických roků 1966-2017 identifikovaných sněhových such na základě výsledků klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019) dle neupravených kritérií, co se typů, četnosti výskytu a zasazení těchto sněhových such do vývoje klimatických charakteristik týče, bylo vyzorováno několik skutečností.

Vedle již uvedené četnosti výskytu jednotlivých typů sněhového sucha za celé sledované období (Obrázek 18) je důležitá i četnost v různých částech tohoto období. Z Tabulky 7 lze vyčíst, že mezi hydrologickými roky 1966 a 1989 (včetně) byla většina chladných sezón sněhově nadprůměrných (sněhové pokrývky byl relativní dostatek, a sněhové sucho se tudíž nevyskytlo). Pak ale nastal zlom v podobě postupného přibývání teplých a zejména teplých a suchých sněhových such počínaje hydrologickým rokem 1990 – z 28 chladných sezón spadajících do rozmezí hydrologických roků 1990-2017 jich pouze 6 bylo sněhově nadprůměrných. A v rámci 8 hydrologických roků na konci sledovaného období (2010-2017) pak bylo identifikováno dokonce 7 sněhových such, z toho 6 splňovalo definici teplého a suchého sněhového sucha.

Výše popsaná zjištění jsou patrná také z diagramu odchylek celkového úhrnu srážek v chladné sezóně a stupňů tání (jakožto veličin uvažovaných v preferované klasifikaci sněhového sucha) od dlouhodobého průměru v příslušných hydrologických rocích – viz Obrázek 19. Obzvláště zřejmé jsou v závěru sledovaného období často se vyskytující nadprůměrné stupně tání současně s podprůměrnými srážkovými úhrny. Dále je možné si povšimnout nápadného rostoucího trendu stupňů tání od výrazně podprůměrných hodnot na přelomu 70. a 80. let 20. st. k hodnotám výrazně nadprůměrným ve většině z posledních

20 zkoumaných hydrologických roků. Oproti tomu celkový úhrn srážek v chladné sezóně byl meziročně mnohem více rozkolísaný bez zjevného déletrvajícího trendu.



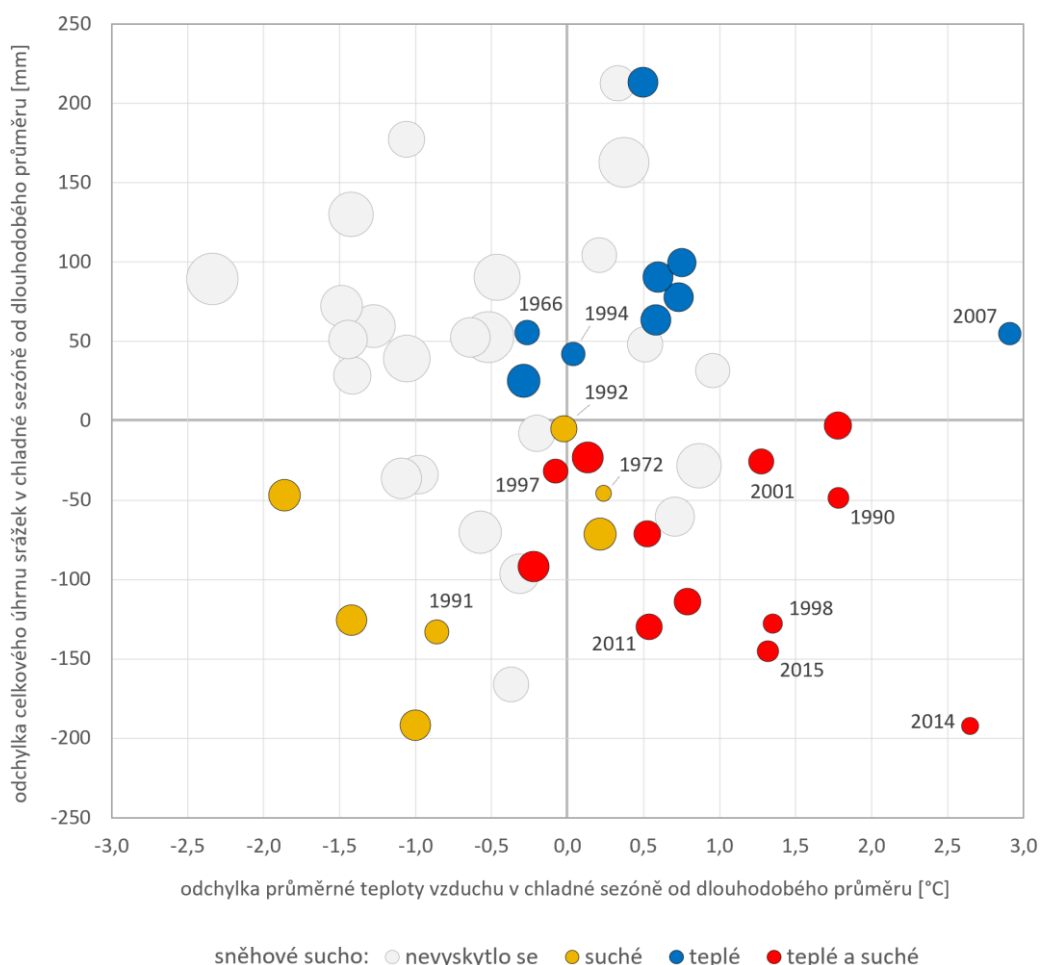
Obrázek 19: Odchylky celkového úhrnu srážek v chladné sezóně a stupňů tání od dlouhodobého průměru. Sloupce představují jednotlivé hydrologické roky a fialové body označují sněhově podprůměrné chladné sezóny (tj. hydrologické roky s SVH_{max} nižší, než je dlouhodobý průměr).

Obrázek 20 zachycuje porovnání výskytu sněhového sucha a jeho závažnosti (tj. hodnoty SVH_{max}) s odchylkami celkového úhrnu srážek v chladné sezóně a (na rozdíl od Obrázku 19) průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně od dlouhodobého průměru, přičemž průměrná teplota vzduchu tu byla zvolena jako (oproti stupňům tání užitým v preferované klasifikaci) obecně lépe představitelná a ve zkoumané problematice častěji skloňovaná charakteristika, pomocí níž modifikovaná klasifikace navíc poskytla téměř totožné výsledky (viz kap. 5.4.1).

Toto srovnání dobře znázornilo klimatické podmínky vedoucí ke vzniku příslušných typů sněhového sucha (i přes to, že zobrazené typy byly identifikovány na podkladě stupňů tání

místo průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně, což způsobilo jen drobné odchylky v takřka pravidelném roztrídění daných typů sněhového sucha do příslušných kvadrantů).

Dále z tohoto diagramu vyplynula skutečnost, že na Churáňově ve sledovaném období nejzávažnější sněhová sucha (tzn. ta s nejnižší SVH_{max}) byla teplá a suchá – nejextrémnější nastala v chladné sezóně hydrologických roků 2014 ($SVH_{max} = 51,0$ mm), 1998 (66,8 mm) a 1990 (77,6 mm). Výjimkou je za celé sledované období vůbec nejnižší sezónní maximum SVH, které připadá na hydrologický rok 1972 (44,0 mm), kdy se dle preferované klasifikace vyskytlo suché sněhové sucho (Obrázek 20).



Obrázek 20: Porovnání odchylek celkového úhrnu srážek v chladné sezóně a průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně od dlouhodobého průměru s výskytem sněhového sucha. Body reprezentují jednotlivé hydrologické roky. Barva bodu vyjadřuje typ sněhového sucha na základě klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019) dle neupravených kritérií (s využitím stupňů tání). Poloměr bodu (v jednotkách osy y) odpovídá SVH_{max} v dané chladné sezóně. Popiskem odpovídajícího hydrologického roku jsou opatřena závažná sněhová sucha (chladné sezóny s $SVH_{max} \leq 124,2$ mm – tj. dolní kvartil za celé sledované období).

6 Diskuse

6.1 Diskuse použitých dat a metod

6.1.1 Vstupní data

Data ČHMÚ ze stanice na Churáňově obsahovala každodenní záznamy průměrné teploty vzduchu, úhrnu srážek a celkové výšky sněhu, avšak vodní hodnota sněhu byla měřena pouze jednou za 7 dní, což nabízí prostor pro potenciální nezachycení určitých změn SVH, které se odehrály v rámci jednoho týdne, a přesto by mohly pozměnit výsledky této práce.

Co se samotné techniky měření uvedených veličin týče, drobné nepřesnosti mohly být způsobeny např. u úhrnu srážek vyvátím sněhu ze srážkoměru nebo u celkové výšky sněhu rovněž vlivem větru (Seibert a kol. 2015).

Sledované období (hydrologické roky 1966-2017) bylo zvoleno tak, aby výsledné datové soubory užitých veličin neobsahovaly žádná chybějící pozorování, která by mohla ovlivnit výsledky prováděné analýzy.

Potenciální zkreslení (zejména klimatických charakteristik shrnujících chladnou část roku) pak může spočívat jedině ve vymezení období od 1. listopadu do 15. května (včetně), označeném jako chladná sezóna, které vycházelo z charakteru klimatických a sněhových podmínek zájmové oblasti (viz kap. 4.1.1). Teoreticky relevantnější meziroční srovnání by mohlo poskytnout například pojetí chladné sezóny jako výběru dní podle určitého percentilu průměrných denních teplot po vzoru Dierauer, Allen, Whitfield (2019) – problémem by zde ale zřejmě bylo zahrnout mj. den roztání sněhové pokrývky ve všech hydrologických rocích.

6.1.2 Sledované charakteristiky

Maximální vodní hodnota sněhu

Použitá maximální vodní hodnota sněhu (SVH_{max}) má tu výhodu, že reprezentuje nejvyšší naměřenou SVH příslušného hydrologického roku bez ohledu na to, kdy v rámci chladné sezóny byla zaznamenána, čímž umožňuje poměrně relevantní porovnání jednotlivých chladných sezón. Nevýhodou ale může být, že měření SVH na Churáňově neprobíhalo každý den (viz výše), a skutečné sezónní maximum tak nemuselo být vždy zaznamenáno.

Nicméně, jak již bylo nastíněno v kap. 4.2.1, alternativu ve formě druhé často používané podoby SVH, a sice té naměřené 1. dubna, nebo v jiný den, jenž průměrně odpovídá maximu SVH, lze užít spíše ve výše položených oblastech, kde sněhová pokrývka pravidelně

přetrvává až do druhé poloviny dubna, nebo dokonce takřka po celý rok – podmínkou užití této charakteristiky je pochopitelně i měření SVH každý rok v tentýž den. Proto, byť by se o zvolení SVH ze dne, kdy bývá v dlouhodobém průměru naměřena SVH_{max} v dané oblasti, dalo uvažovat i na Churáňově, vzhledem k frekvenci zaznamenávání SVH na této stanici by takto pojatá charakteristika byla obtížně vyčíslitelná pro všechny hydrologické roky.

Počet dní se sněhovou pokrývkou

Ve zde prováděné analýze byl počet dní se sněhovou pokrývkou definován tak, aby co nejvíce vyhovoval charakteru chladných sezón v zájmovém území (viz kap. 4.2.2). Obdobně i v dosavadních pracích byla tato charakteristika (popř. doba trvání sněhové pokrývky) často vymezena v závislosti na regionálních sněhových podmínkách – např. jako počet dní s $SVH > 0$ cm (Harpold a kol. 2012), nebo výškou sněhu ≥ 1 cm (Blahušiaková, Matoušková 2015), přičemž kromě požadavku na určitou SVH či výšku sněhu byla součástí většiny definic také podmínka v podobě nepřerušení období trvání sněhové pokrývky jejím úplným roztáním (dny se sněhovou pokrývkou tedy musely přímo navazovat).

Na základě dat z Churáňova ovšem nebylo vhodné místo nakonec zvoleného prostého počtu dní se sněhovou pokrývkou využít dobu trvání sněhové pokrývky, definovanou např. jako nejdelší souvislý, nebo třeba i nanejvýš 5 dny rozdělený, časový úsek s celkovou výškou sněhu (SCE) ≥ 1 cm – podobně jako Blahušiaková, Matoušková (2015) – jelikož během několika hydrologických roků na Churáňově nastal počátek hlavního nepřerušeno období se sněhovou pokrývkou až v půlce prosince, nebo docházelo k rozdělení chladné sezóny na vícero významnějších sněhově relativně bohatých částí v důsledku opakovaného kompletního roztání sněhové pokrývky, a touto metodou by tak občas mohlo dojít k zanedbání téměř celého měsíce se sněhovou pokrývkou v listopadu či březnu, nebo dokonce cca třetiny veškerých dní s celkovou výškou sněhu ≥ 1 cm za danou sezónu.

Podíl sněhových na celkových srážkách

V užitém výpočtu podílu sněhových na celkových srážkách (S_f) – viz kap. 4.2.3 – se uplatňuje prahová hodnota průměrné denní teploty vzduchu rovna 1 °C. Důvodem zvolení této hodnoty bylo její použití předchozími studii, které měly k dispozici přímé informace o skupenství naměřených úhrnů srážek a vyhodnotily tuto mez jako vhodnější a poskytující přesnější rozlišení srážek než např. obecně známá hodnota 0 °C, představující změnu skupenství vody (Dai 2008; Feiccabrino, Lundberg 2008; Jennings a kol. 2018). V návaznosti na tato zjištění pak hodnotu 1 , nebo $1,1$ °C využily i další práce týkající

se kupříkladu vlivu množství sněhových srážek na odtok (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014; Jenicek a kol. 2016). Nicméně ani tak nelze považovat 1 °C za zcela univerzální mez, neboť v lokálních podmínkách se může teplota charakterizující přechod od deště ke sněhu různit – dle Jennings a kol. (2018) se na severní polokouli pohybuje od -0,4 do 2,4 °C.

Vzhledem k dostupným datům se místo využití teploty vzduchu také teoreticky nabízelo kvantifikovat sněhové srážky převedením výšky sněhu na SVH pomocí jednoduché rovnice k výpočtu SVH, kdy je pro všechny dny s naměřenou výškou nového sněhu použit totožný odhad hustoty sněhu (Hill a kol. 2019), ale při uvážení faktu, že se hustota nového sněhu může v různé dny lišit (DeWalle, Rango 2008), se tento přístup nejevil jako příliš přesný.

Den roztání sněhové pokrývky

Výhodou v této práci použité definice dnu roztání sněhové pokrývky (viz kap. 4.2.4) je, že podchytí roztání za sezónu (co do SVH) buď nejvydatnější, nebo poslední významnější sněhové pokrývky jakožto podstatného zdroje odtoku. Provedená modifikace, která využitou definici odlišuje od přístupu – např. Harpold a kol. (2012) – jenž bere v potaz pouze roztání sněhu následující po naměření SVH_{max} , by mohla být předmětem polemiky o směrodatnosti výsledků, v nichž takto specificky vymezená charakteristika figuruje. Nicméně zvolená úprava definice se zdá být vhodnou z toho důvodu, že (jak bylo uvedeno dříve) k roztání sněhové pokrývky ve sledované oblasti často docházelo opakovaně několikrát za sezónu a v některých případech sníh dosáhl významné vodní hodnoty i po roztání sněhové pokrývky, jejíž SVH byla za danou sezónu nejvyšší. Např. v hydrologickém roce 1975 došlo po naměření $SVH = 152,4$ mm k roztání sněhové pokrývky 30. prosince, poté následovalo další několik měsíců trvající období s nezanedbatelnými sněhovými úhrny a na počátku dubna SVH dosáhla 114 mm. Pokud by byl den roztání sněhové pokrývky vztažen striktně k načasování SVH_{max} , pak by se jím v tomto případě stal 30. prosinec. Dle upravené definice zohledňující i ono lokální maximum v dubnu však byl jako den roztání označen až 20. duben.

6.1.3 Trendy meziročního vývoje

Lineární regrese

Jednoduchá lineární regrese byla zvolena jakožto metoda již dříve často využívaná např. k prokázání rostoucího trendu teploty vzduchu a s tím souvisejících klesajících trendů sněhových charakteristik (McCabe, Clark 2005; Stewart, Cayan, Dettinger 2005; Knowles, Dettinger, Cayan 2006).

Jak již bylo zmíněno v kap. 4.4.1 a 4.4.2, problém při využití této metody může nastat v důsledku faktu, že jedním z předpokladů lineární regrese obecně je, že rezidua (ε) vykazují normální rozdělení s průměrem 0 a konstantním rozptylem odpovídajícím druhé mocnině směrodatné odchylky (Yan, Su 2009). To ovšem v hydrologických datech zpravidla nebývá splněno (Helsel, Hirsch 2002; Harpold a kol. 2012). Proto byly parametry regresní přímky v této práci vypočítány primárně za účelem grafického znázornění dlouhodobých trendů sledovaných charakteristik.

Mann-Kendallův test

Také tako použitá metoda již našla v problematice nedostatku sněhové pokrývky nebo změn odtokových poměrů z toho plynoucích široké uplatnění (Kliment, Matoušková 2009; Kliment a kol. 2011; Harpold a kol. 2012; Marty, Tilg, Jonas 2017).

Mann-Kendallův test sice na rozdíl od lineární regrese nevyžaduje žádný předpoklad normality (viz kap. 4.4.2), avšak aby z něj vzešlé p-hodnoty byly směrodatné, nesmí vstupní veličiny vykazovat tzv. sériovou korelaci (Zaiontz 2020). Ta může nastat tehdy, pokud je zkoumán vztah dvou časových řad (sérií) různých proměnných, které spolu souvisí – např. srážek a průtoku (Helsel, Hirsch 2002). Pokud je ale jednou z veličin čas, jako je tomu při analýze dlouhodobých trendů, je aplikace Mann-Kendalova testu z tohoto hlediska relevantní.

Kombinace užitých metod

Dá se říci, že jak lineární regrese, tak neparametrický Mann-Kendallův test a s ním související Theil-Senova směrnice jsou specifické metody, které mají své individuální a zcela relevantní uplatnění. Ovšem nikde zatím příliš nebyla možnost setkat se s využitím obou přístupů v jedné práci a vyvozením ucelených závěrů na podkladě jejich výstupů. Právě i o to se tato práce částečně pokusila a výsledky (viz kap. 5.2) poskytly v naprosté většině případů obdobné závěry (navíc i při detailnějším rozboru byly směrnice regresních přímek velmi podobné hodnotám směrnic Theil-Senových), díky čemuž se zdá být kombinace lineární regrese jako způsobu grafického znázornění a Mann-Kendalova testu, resp. Theil-Senovy směrnice, jako formy vyčíslení dlouhodobých trendů adekvátní.

Nicméně je potřeba podotknout, že ve zde prováděné analýze byla zpracovávána hydrometeorologická data. A jelikož výzkum vlastností sledovaných charakteristik (viz kap. 5.1) potvrdil očekávání, že alespoň některé sledované charakteristiky nejsou normálně distribuovány a obsahují odlehlé hodnoty, je vhodné brát výsledky jednoduché

lineární regrese (tzn. vyobrazené regresní přímky) i přes značnou shodu s hodnotami Mann-Kendallova testu a Theil-Senovy směrnice s jistou rezervou, a to zejména v případech, kdy jednou z proměnných je den roztání sněhové pokrývky nebo SVH_{max} , jejichž časové řady vykazovaly dle Shapiro-Wilkova testu jiné než normální rozdělení a první jmenovaná navíc podle „*boxplotu*“ zahrnovala 3 odlehlá pozorování (viz Tabulka 4).

6.1.4 Faktory ovlivňující hodnotu sněhových charakteristik

K analýze síly vztahů mezi všemi sledovanými veličinami byl použit Kendallův korelační koeficient (τ) (viz kap. 4.5.1), který našel v minulosti uplatnění např. ve výzkumu vlivu teploty vzduchu a úhrnů srážek na dobu trvání sněhové pokrývky, výšku sněhu či velikost odtoku (Kliment a kol. 2011; Marcolini a kol. 2017). Kendallovo τ bylo zvoleno především právě s ohledem na četnost jeho využití předešlými studii v kombinaci s předpokladem, že časové řady alespoň některých zkoumaných charakteristik budou pravděpodobně vykazovat jiné než normální rozdělení a mohou obsahovat odlehlá pozorování.

Místo Kendallova τ bylo možné použít také Pearsonův korelační koeficient (r), jenž ovšem vyžaduje, aby obě sledované proměnné měly normální rozdělení, a je citlivý na přítomnost odlehlých hodnot (Helsel, Hirsch 2002; Asuero, Sayago, González 2006). Dále se lze často setkat se Spearmanovým korelačním koeficientem (ρ), který je fakticky alternativou ke Kendallovu τ , přičemž oba koeficienty jsou neparametrické, ale liší se tím, že τ přiřazuje rozdílům mezi datovými páry stejnou hodnotu bez ohledu na velikost těchto rozdílů, zatímco u Spearmanova ρ jsou větší rozdíly řazeny dále od sebe. Proto je τ obecně nižší než ρ (a vlivem odlišné stupnice obvykle i než Pearsonovo r při stejné síle vztahu), avšak velikost p-hodnot testů jejich průkaznosti by měla být při zpracování stejných dat velmi podobná (Helsel, Hirsch 2002). Tyto skutečnosti byly potvrzeny, když nad rámec samotné zde prováděné analýzy byly za účelem porovnání s výsledky Kendallova τ dodatečně vypočteny také korelační koeficienty Pearsonův a Spearmanův – jejich hodnoty byly ve všech případech mírně vyšší, ale statisticky (dle p-hodnoty) srovnatelně významné.

6.1.5 Identifikace a klasifikace sněhového sucha

Metody identifikace a klasifikace sněhového sucha, včetně jejich zásadnějších rozdílů a možných problémů s nimi spojených, již byly rozebrány v rešerši (kap. 2.4), proto je větší prostor věnován až diskusi jejich výsledků (viz kap. 6.2.1). Možné dílčí nepřesnosti související s vlastnostmi v klasifikaci užitých charakteristik jsou pak podrobněji diskutovány v kap. 6.1.2.

6.2 Diskuse výsledků

6.2.1 Širší interpretace výsledků a jejich zasazení do kontextu jiných studií

Meziroční vývoj sněhové pokrývky a jeho příčiny

Tato práce doložila provedením Mann-Kendallova testu, výpočtem Theil-Senovy směrnice a konstrukcí regresních přímek – viz kap. 5.2 – (více či méně) významné dlouhodobé trendy vývoje všech zkoumaných sněhových charakteristik – konkrétně úbytku SVH_{max} , snižování počtu dní se sněhovou pokrývkou, poklesu podílu S_f a posunu dne roztání sněhové pokrývky blíže k dřívější zimě – spolu s velmi významným rostoucím trendem průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně.

V kombinaci s následnou analýzou vztahů mezi sledovanými veličinami pomocí Kendallova korelačního koeficientu – konkrétně velmi silnou negativní korelací všech sněhových charakteristik s průměrnou teplotou vzduchu v chladné sezóně (viz kap. 5.3) – lze s velkou mírou jistoty tvrdit, že na Churáňově ve sledovaném období hydrologických roků 1966-2017 meziroční zvyšování průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně způsobovalo vypadávání větší části srážek v podobě deště namísto sněhu a tím snižování podílu S_f , které se následně projevilo nižší akumulací sněhu a obecně meziročním úbytkem sněhové pokrývky, který je patrný jednak ze snižování sezónního maxima SVH, jednak z poklesu počtu dní se sněhovou pokrývkou, na němž se částečně podílel i posun dne roztání sněhové pokrývky směrem k počátku hydrologického roku – rovněž iniciovaný růstem teploty vzduchu.

Tato zjištění plně korespondují s poznatky nabytými v rešerši, týkajícími se pozorovaného úbytku sněhové pokrývky v různých částech světa – viz kap. 2.1.3 (Hamlet a kol. 2005; Mote a kol. 2005; Marty, Tilg, Jonas 2017; Smith, Bookhagen 2018) – a role dlouhodobého globálního trendu zvyšující se teploty vzduchu jako iniciátora těchto změn – viz kap. 2.3.1 (Stewart, Cayan, Dettinger 2005; Knowles, Dettinger, Cayan 2006; Brown, Mote 2009; Clow 2010; Harpold a kol. 2012; Blahušiaková a kol. 2020). Spolu s menším podílem sněhových srážek a posunem dne roztání se na snížení SVH_{max} a počtu dní se sněhovou pokrývkou mohly podílet i faktory jako pozdější nástup období se souvislou sněhovou pokrývkou nebo častější tání sněhu v průběhu zimy (Dierauer, Whitfield, Allen 2018).

Trend vývoje nebyl prokázán pouze v případě celkového úhrnu srážek v chladné sezóně. To může být dokladem tvrzení Hamlet a kol. (2005), že vývojové trendy zimních srážkových úhrnů jsou velmi rozdílné v dílčích časových obdobích a jsou pravděpodobně kontrolovány desetiletou variabilitou klimatu spíše než dlouhodobějšími trendy (jako je tomu u teploty

vzduchu). Nicméně i tato klimatická charakteristika dle korelačních koeficientů velmi významně ovlivnila SVH_{max} , počet dní se sněhovou pokrývkou i den roztání sněhové pokrývky s tím, že s vyššími celkovými srážkami v chladné sezóně se uvedené charakteristiky zvětšily, resp. (u dne roztání) posunuly směrem k pozdější zimě / jaru a opačně. Tím byla stvrzena již dříve doložená neopomenutelná role samotných srážek ve formování sněhové pokrývky (Harpold, Kohler 2017; Hatchett, McEvoy 2018).

Dominantním činitelem řídícím stav a meziroční vývoj sněhové pokrývky na Churáňově je tedy průměrná teplota vzduchu v chladné sezóně, resp. její dlouhodobý postupný růst, způsobující významný úbytek sněhové pokrývky, který navíc může být v některých hydrologických rocích podpořen snížením celkového množství srážek v chladné části roku. Ovšem, obdobně jako ukázal Mote (2006), případný vyšší celkový úhrn srážek v chladné sezóně může tyto změny naopak zmírnit.

Identifikace a klasifikace sněhového sucha

V této práci bylo použito a následně porovnáno 5 různých metod identifikace a klasifikace sněhového sucha. Bylo mj. zjištěno, že klasifikace vycházející z Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017) nedokáže podchytit teplé a zároveň suché chladné sezóny, čili identifikovat teplé a suché sněhové sucho (což se shoduje s poznatky z rešerše – kap. 2.4.1 a 2.4.2), a závěry jednotlivých přístupů vycházejících z této klasifikace si v podmínkách zájmového území odporovaly. Je ale důležité zmínit, že všechny užití formy této klasifikace byly modifikovány ve snaze přizpůsobit je charakteru vstupních veličin. Byť ani tak neposkytly příliš uspokojivé výsledky, originální podoba klasifikace může být adekvátní v podmínkách (spíše větších nadmořských výšek), na základě kterých byla definována.

Na podkladě těchto a dalších poznatků učiněných po aplikaci jednotlivých klasifikačních metod na data z Churáňova (viz kap. 5.4.1) byla nakonec jako nejvhodnější a v další analýze preferovaná forma klasifikace vyhodnocena ta vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019) dle neupravených kritérií, která úspěšně začlenila sněhově podprůměrné sezóny, u nichž se výsledky z předchozích metod rozcházely, do samostatné kategorie: teplé a suché sněhové sucho, což se jeví jako vhodnější a klimatické podmínky lépe vystihující přístup.

Výsledky preferované klasifikace (kap. 5.4.2) v první řadě ukázaly, že na vzniku sněhového sucha se ve sledovaném období podílela především teplota vzduchu, která v průběhu času rostla – viz trend odchylek stupňů tání od dlouhodobého průměru na Obrázku 19. Často tomu tak bylo v součinnosti s úbytkem srážek – a to hlavně v závěru období, kdy však snížení

celkového úhrnu srážek v chladné sezóně nemusí naznačovat počátek déletrvajícího trendu, nýbrž se spíše jedná o další ze srážkově chudších víceletých epizod, které se ve sledovaném období střídaly s těmi srážkově bohatými místo jednoho dlouhodobého trendu (Obrázek 19).

O meziročně se zvyšující průměrné teplotě vzduchu v chladné sezóně dále svědčí i zlom reprezentovaný přibýváním teplých a zejména teplých a suchých sněhových such počínaje 90. lety 20. st (viz Tabulka 7).

Zmíněné skutečnosti v čele s převládajícím vlivem rostoucí teploty vzduchu, které jsou v souladu s výše rozebranými výsledky ostatních částí analýzy, jsou jednoznačně shrnuty četností výskytu jednotlivých typů sněhového sucha, kdy 75 % (21 z 28) identifikovaných sněhových such bylo teplých nebo teplých a suchých. Ve zbylých případech, a to především v první polovině sledovaného období, se na vzniku sněhového sucha podílel pouze samotný deficit celkového úhrnu srážek v chladné sezóně.

Zásadním zjištěním taktéž je, že největší snížení SVH_{max} bylo na Churáňově spojeno s teplým a zároveň suchým sněhovým suchem (viz Obrázek 20), které se tak z hlediska této sněhové charakteristiky jeví jako nejzávažnější a co do možných dopadů nejrizikovější.

Při aplikaci preferované klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019) dle neupravených kritérií byl rovněž učiněn poznatek, který by mohl způsobovat nejasnosti a pochyby o vhodnosti této metody. Jedná se o fakt, že pro identifikaci teplého sněhového sucha je stěžejní z dlouhodobého hlediska průměrný až nadprůměrný celkový úhrn srážek v dané chladné sezóně, ale jakýkoliv parametr související s teplotou vzduchu (v definici této klasifikace stupně tání) se již neřeší. Tím pádem bylo v několika hydrologických rocích identifikováno teplé sněhové sucho i přes to, že stupně tání dosáhly podprůměrné hodnoty. Nicméně na podkladě dílčích výsledků této práce lze i přesto tvrdit, že během takových sezón stála za úbytkem sněhové pokrývky primárně teplota vzduchu, jelikož v naprosté většině těchto situacích byla její průměrná hodnota za chladnou sezónu vyšší než dlouhodobý průměr, a označení teplé sněhové sucho se tak jeví jako relevantní. Navíc svou roli zde může hrát i načasování jednotlivých vln oteplení v průběhu sezóny, které mohly způsobit roztání značného množství sněhu, ale nejsou ze souhrnných hodnot patrné.

Potenciální slabinou preferované klasifikace může být touto analýzou potvrzené zjištění Dierauer, Allen, Whitfield (2019), že jejich klasifikace vede také k identifikaci mnoha menších událostí sněhového sucha, během kterých byla SVH_{max} jen mírně podprůměrná – na Churáňově se jednalo např. o hydrologické roky 1977, 1996, 2003 nebo 2013. Tyto

méně zásadní události lze ovšem vyfiltrovat vybráním těch sněhových such, při nichž byla SVH_{max} za celé sledované období nejnižší, nebo nižší než určitý percentil jejích hodnot, jak bylo nastíněno a částečně aplikováno v kap. 5.4.2 a na Obrázku 20.

Dále byly zaznamenány situace (například chladné sezóny hydrologických roků 1966, 1992 a 1994), kdy se SVH_{max} nacházela výrazně pod dlouhodobým průměrem i přes malé odchylky klimatických charakteristik od normálu. Občas (např. v hydrologických rocích 2009 či 2012) tomu ale bylo přesně naopak, když SVH_{max} dosáhla nadprůměrné hodnoty, byť stupně tání (i průměrná teplota vzduchu v chladné sezóně) byly nadprůměrné a současně celkový úhrn srážek v chladné sezóně podprůměrný. To je dobře patrné i z Obrázku 20, kde šedé body zejména v pravém dolním kvadrantu znázorňují stav, kdy se samotné pro vznik sněhového sucha příznivé podmínky nesetkaly s SVH_{max} nižší než dlouhodobý průměr, a tím pádem nebylo sněhové sucho v těchto případech identifikováno.

Tato pozorování mohou ukazovat na existenci dalších faktorů, které hrají roli při formování sněhové pokrývky. Zřejmě je to především rozložení jednotlivých epizod sněžení v rámci chladné sezóny (jinými slovy variabilita klimatických faktorů na meziměsíční a podrobnější úrovni, nikoliv pouze meziroční), které byly při zde prováděné analýze generalizované v podobě celkových a průměrných hodnot za chladnou sezónu jako celek.

Možné účinky na odtok

Výše popsané změny podílu sněhových na celkových srážkách (S_f) a v charakteru sněhových zásob (co se SVH_{max} a počtu dní se sněhovou pokrývkou týče) mohly a v budoucnu mohou mít významné dopady na odtok v zájmovém území, konkrétně v povodích Otavy, Teplé Vltavy a Spůlky (viz kap. 3). Zde lze vycházet ze závěrů předešlých prací (viz kap. 2.5.2) a předpokládat, že v důsledku vyšší teploty vzduchu a tím ochuzené sněhové pokrývky (tzn. za teplého sněhového sucha) může docházet např. k nedostatečnému doplňování podzemní vody během jara a následnému snížení nízkých letních průtoků (Godsey, Kirchner, Tague 2014; Jenicek a kol. 2016) nebo snížení celkového ročního odtoku (Berghuijs, Woods, Hrachowitz 2014; Jenicek, Ledvinka 2020). Častější tání sněhu v průběhu zimy pak může iniciovat vyšší odtok během této části roku (Dierauer, Whitfield, Allen 2018; Hatchett, McEvoy 2018) a nesmí být opomenuto ani zvýšené riziko vzniku událostí deště na sněhovou pokrývku (Harpold, Kohler 2017) a tím vyvolaných povodní. Pokud ale za nedostatečnou akumulací sněhu stojí nižší srážkové úhrny (tzn. suché sněhové sucho), lze v zimě očekávat spíše snížení odtoku (Harpold, Dettinger, Rajagopal 2017).

Rovněž doložený vliv teploty vzduchu na den roztání sněhové pokrývky (při znalosti prokazaného klesajícího trendu této charakteristiky v uplynulých hydrologických rocích) může velmi pravděpodobně způsobovat posun maximálních jarních průtoků směrem do zimy (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005; Stewart, Cayan, Dettinger 2005; Clow 2010).

A vzhledem k faktu, že ve sledovaném období se v zájmové oblasti nejčastěji vyskytovala teplá a suchá sněhová sucha, která zároveň byla spojena s největším snížením SVH_{max} , dá se čím dál více předpokládat výrazně vážnější snížení průtoků řek v létě než v případě chladných a suchých, nebo pouze teplých zim, což je v kontextu dřívějších studií (Dierauer, Whitfield, Allen 2018) typickým důsledkem současně teplých a suchých podmínek.

6.2.2 Další vývoj a budoucí výzkum

Výstupy klimatických modelů pro 21. století, rozebrané v kap. 2.6.1 (Giorgi, Bi 2005; IPCC 2013), predikují s velkou pravděpodobností pokračování dosud pozorovaného růstu teploty vzduchu, a to na globální úrovni. Tím pádem se dá tento vývoj očekávat např. i v oblasti střední Evropy a v podmínkách zájmového území. Přičemž největší meziroční oteplení navíc zřejmě proběhne v zimních měsících.

Analogicky se zvyšující se zimní teplotou vzduchu pak lze v budoucnu předpokládat také pokračování a umocnění výše popsaných procesů snižování podílu sněhových srážek, dřívějšího (a častějšího) tání a tím celkového úbytku sněhové pokrývky, včetně snížení v této práci analyzovaných charakteristik – SVH_{max} a počtu dní se sněhovou pokrývkou, jejichž velmi silná negativní korelace s teplotou vzduchu zde byla doložena – viz též kap. 2.6.2 (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005; Trenberth 2011; Pierce, Cayan 2013; Jenicek, Seibert, Staudinger 2018). Tyto procesy však mohou být (i dle touto prací zjištěných korelací) zmírněny zvýšením celkového zimního úhrnu srážek (v součinnosti s občasně nižší teplotou vzduchu zajišťující sněžení), které je předpovídáno mj. i pro střední Evropu – viz kap. 2.6.1 (Giorgi, Bi 2005; Hanel a kol. 2012).

Spolu se změnou sněhových charakteristik bude rovněž pravděpodobně docházet k posunům v typech sněhového sucha, které se projeví zejména častějším výskytem teplého či teplého a suchého sněhová sucha (viz kap. 2.6.3), což lze usuzovat i z výsledků této práce – především čtenějšího výskytu teplého a suchého sněhového sucha v posledních hydrologických rocích v souvislosti s rostoucí průměrnou teplotou vzduchu v chladné sezóně, resp. stupni tání. Pokud by se ale naplnily predikce a celkových zimních srážek přibývalo, vyskytovalo by se v budoucích desetiletích spíše čistě teplé sněhové sucho.

V kontextu uvedených změn lze pochopitelně následně očekávat i odpovídající modifikace odtokových poměrů (viz kap. 2.6.4 a 6.2.1), a to i v zájmovém území této práce.

Na podkladě těchto skutečností, v kombinaci se všemi touto prací teoreticky rozebranými a analyticky stvrzenými fakty, je možno uvést několik podnětů pro budoucí výzkum v problematice úbytku sněhové pokrývky a následků z toho plynoucích.

Obecně je třeba provádět retrospektivní analýzy výskytu jednotlivých typů sněhového sucha k identifikaci oblastí, které se danými typy vyznačují, případně se zdejší podmínky začaly přesouvat od jednoho typu sněhového sucha k druhému, jelikož sněhové sucho a klimaticky iniciované změny v jeho výskytu s sebou mohou nést závažné hydrologické dopady.

Bylo by jistě též záhodno věnovat se, jak ve zde zkoumaném území, tak i v dalších sněhovou pokrývkou ovlivněných lokalitách, rozboru konkrétních sněhově podprůměrných chladných sezón a popisu příčinných souvislostí k nim vedoucích v podrobnějším (např. denním) časovém kroku, a posléze provést klasifikaci sněhového sucha dle jeho načasování v rámci jednoho hydrologického roku po vzoru Hatchett, McEvoy (2018).

Ve spojitosti s tím je pro lepší popis současných a budoucích sněhových such klíčové jednak rozsáhlejší monitorování celé škály sněhových charakteristik (Harpold, Dettinger, Rajagopal 2017), jejichž prostorová a časová variabilita se může například vlivem reliéfu či regionálního podnebí velmi různit a nelze ji zjednodušeně generalizovat (Marshall a kol. 2019), jednak lepší měření, která fáze srážek (déšť/sníh) padá během srážkových událostí (Harpold a kol. 2017) – tyto hodnoty jsou většinou odvozeny nepřímo z teploty vzduchu nebo změn vodní hodnoty sněhu, ovšem prahová teplota, pod kterou srážky padají ve formě sněhu, se velmi liší napříč regiony, a to nejen v závislosti na nadmořské výšce (Rajagopal, Harpold 2016). Zkvalitnění předpovědí v tomto směru sice může přinést např. současné uvážení teploty a vlhkosti vzduchu (Jennings a kol. 2018), avšak přímé znalosti získané měřeními by pomohly přesněji zhodnotit, jaké hydrologické důsledky může případná změna skupenství srážek (a tím nedostatečná akumulace sněhu) mít v konkrétní oblasti, a usnadnit tak nejen vodnímu hospodářství predikci a zvládnání budoucích situací.

Co se pak samotných účinků nedostatku sněhové pokrývky na odtokové poměry týče, bylo by v budoucnu užitečné – v návaznosti na dosavadní práce (Blahušiaková a kol. 2020; Jenicek, Ledvinka 2020) – zaměřit se na podrobnou analýzu vlivu různých typů sněhového sucha na velikost a rozložení odtoku v průběhu roku, vč. možné souvislosti sněhového sucha se suchem hydrologickým – resp. deficitem odtoku v chladné části roku.

7 Závěr

V rešerši této práce byl rozebrán dosavadní výzkum v problematice nedostatku sněhové pokrývky – sněhového sucha, včetně jeho definice, klasifikace, příčin a možných dopadů. Následná analýza dlouhých časových řad klimatických a sněhových veličin ze stanice Churáňov potvrdila, že v rešerši popsané skutečnosti platí obdobně i v podmínkách centrální Šumavy. Konkrétně tato práce doložila s využitím lineární regrese a Mann-Kendallova testu významné trendy dlouhodobého vývoje sledovaných charakteristik a výpočtem Kendallova korelačního koeficientu poukázala na příčinné vztahy mezi nimi. Stěžejní jsou zejména následující změny a vazby prokázané na Churáňově v rámci hydrologických roků 1966-2017 (které zároveň potvrdily všechny v úvodu stanovené hypotézy):

- velmi významný růst průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně
- významné snížení sněhových charakteristik – za sezónu maximální vodní hodnoty sněhu (SVH_{max}), počtu dní se sněhovou pokrývkou a podílu sněhových na celkových srážkách (S_f) – a posun dne roztání sněhové pokrývky do dřívější zimy
- velmi silná negativní korelace sněhových charakteristik s průměrnou teplotou vzduchu v chladné sezóně, kterou tak lze označit za hlavního činitele způsobujícího úbytek sněhové pokrývky, a to hlavně skrze vypadávání méně srážek ve formě sněhu
- neprůkazný trend vývoje celkového úhrnu srážek v chladné sezóně, vyšší hodnota této veličiny však může mírnit teplotně iniciovanou nedostatečnou akumulaci sněhu.

Dále byly identifikovány případy výskytu sněhového sucha. Za sledované období lze celkem 28 chladných sezón označit za sněhově podprůměrné, přičemž většina z nich splňovala definici teplého, nebo teplého a suchého sněhového sucha, které se co do poklesu SVH_{max} jeví jako nezávažnější, čímž byla opět zvýrazněna dominantní role rostoucí teploty vzduchu.

Vzhledem k budoucímu predikovanému vývoji klimatu (především teploty vzduchu) lze očekávat, že uvedené změny v charakteru sněhových zásob budou stále patrnější a případy sněhového sucha se stanou častějšími a vážnějšími, což může mít významné dopady počínaje změnami odtokových poměrů a konče nedostatkem vody v teplé sezóně v regionech, jejichž socioekonomická sféra je na vodě ze sněhu značně závislá. Různé typy sněhového sucha jsou navíc spojeny s odlišnými důsledky a jejich výskyt je do jisté míry nepravidelný a proložený obdobími relativně bohatými na sníh. Proto je podstatné analyzovat minulá sněhová sucha za účelem lepší předpovědi a zvládnání budoucích situací.

8 Použité zdroje

8.1 Literatura

American Meteorological Society (2020): Glossary of Meteorology, <https://glossary.ametsoc.org/wiki/> (cit. 23. 4. 2020).

AOPK ČR (2020): Mapování biotopů, <https://arcg.is/1DSHr1> (cit. 20. 7. 2020).

ASUERO, A. G., SAYAGO, A., GONZÁLEZ, A. G. (2006): The Correlation Coefficient: An Overview. *Critical Reviews in Analytical Chemistry*, 36, 1, 41–59.

BARNETT, T. P., ADAM, J. C., LETTENMAIER, D. P. (2005): Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438, 7066, 303–309.

BARNHART, T. B., MOLOTCH, N. P., LIVNEH, B., HARPOLD, A., KNOWLES, J. F., SCHNEIDER, D. (2016): Snowmelt rate dictates streamflow. *Geophysical Research Letters*, 43, 15, 8006–8016.

BENISTON, M., STEPHENSON, D. B., CHRISTENSEN, O. B., FERRO, C. A. T., FREI, C., GOYETTE, S., HALSNAES, K., HOLT, T., JYLHÄ, K., KOFFI, B., PALUTIKOF, J., SCHÖLL, R., SEMMLER, T., WOTH, K. (2007): Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81, 71–95.

BERGHUIJS, W. R., WOODS, R. A., HRACHOWITZ, M. (2014): A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. *Nature Climate Change*, 4, 7, 583–586.

BLAHUŠIAKOVÁ, A., MATOUŠKOVÁ, M. (2015): Rainfall and runoff regime trends in mountain catchments (Case study area: the upper Hron River basin, Slovakia). *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 63, 3, 183–192.

BLAHUŠIAKOVÁ, A., MATOUŠKOVÁ, M., JENICEK, M., LEDVINKA, O., KLIMENT, Z., PODOLINSKÁ, J., SNOPKOVÁ, Z. (2020): Snow and climate trends and their impact on seasonal runoff and hydrological drought types in selected mountain catchments in Central Europe. *Hydrological Sciences Journal*, 65, 12, 2083–2096.

BORMANN, K. J., BROWN, R. D., DERKSEN, C., PAINTER, T. H. (2018): Estimating snow-cover trends from space. *Nature Climate Change*, 8, 11, 924–928.

- BROWN, R. D., MOTE, P. W. (2009): The Response of Northern Hemisphere Snow Cover to a Changing Climate. *Journal of Climate*, 22, 8, 2124–2145.
- BUMERL, M. (2003): Hydrologie - učební text pro studenty 3. ročníku SOŠ OTŽP Veselí n. L.
- CHYTRÝ, M., KUČERA, T., KOČÍ, M., GRULICH, V., LUSTYK, P. (2010): Katalog biotopů České republiky. Druhé vydání. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha.
- CLOW, D. W. (2010): Changes in the Timing of Snowmelt and Streamflow in Colorado: A Response to Recent Warming. *Journal of Climate*, 23, 9, 2293–2306.
- COOPER, M. G., NOLIN, A. W., SAFEEQ, M. (2016): Testing the recent snow drought as an analog for climate warming sensitivity of Cascades snowpacks. *Environmental Research Letters*, 11, 8.
- ČERNÍKOVÁ, A. (2018): Testování hypotéz (přednáška). Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha (27. 11. 2018).
- Česká geologická společnost (2019): Geologická encyklopedie on-line, <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl> (cit. 20. 7. 2020).
- DAI, A. (2008): Temperature and pressure dependence of the rain-snow phase transition over land and ocean. *Geophysical Research Letters*, 35, 12.
- DEMEK, J. a kol. (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny.
- DEWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): *Principles of Snow Hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- DIERAUER, J. R., ALLEN, D. M., WHITFIELD, P. H. (2019): Snow Drought Risk and Susceptibility in the Western United States and Southwestern Canada. *Water Resources Research*, 55, 4, 3076–3091.
- DIERAUER, J. R., WHITFIELD, P. H., ALLEN, D. M. (2018): Climate Controls on Runoff and Low Flows in Mountain Catchments of Western North America. *Water Resources Research*, 54, 10, 7495–7510.
- EARMAN, S., CAMPBELL, A. R., PHILLIPS, F. M., NEWMAN, B. D. (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*, 111.

- FEICCABRINO, J., LUNDBERG, A. (2008): Precipitation Phase Discrimination in Sweden. In: 65th Eastern Snow Conference. Fairlee (Lake Morey), Vermont, USA, 239–254.
- FREEDMAN, D. A. (2009): Statistical Models: Theory and Practice. Cambridge University Press, Cambridge.
- GIDEON, R. A. (2007): The Correlation Coefficients. *Journal of Modern Applied Statistical Methods*, 6, 2, 517–529.
- GIORGI, F., BI, X. (2005): Regional changes in surface climate interannual variability for the 21st century from ensembles of global model simulations. *Geophysical Research Letters*, 32, 13.
- GOCIC, M., TRAJKOVIC, S. (2013): Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change*, 100, 172–182.
- 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*, 28, 19, 5048–5064.
- HAMLET, A. F., MOTE, P. W., CLARK, M. P., LETTENMAIER, D. P. (2005): Effects of Temperature and Precipitation Variability on Snowpack Trends in the Western United States. *Journal of Climate*, 18, 21, 4545–4561.
- HANEL, M., VIZINA, A., MÁCA, P., PAVLÁSEK, J. (2012): A Multi-Model Assessment of Climate Change Impact on Hydrological Regime in the Czech Republic. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 60, 3, 152–161.
- HANTEL, M., HIRTL-WIELKE, L.-M. (2007): Sensitivity of Alpine snow cover to European temperature. *International Journal of Climatology*, 27, 10, 1265–1275.
- HARPOLD, A. (2016): Diverging sensitivity of soil water stress to changing snowmelt timing in the Western U.S. *Advances in Water Resources*, 92, 116–129.
- HARPOLD, A., BROOKS, P., RAJAGOPAL, S., HEIDBUCHER, I., JARDINE, A., STIELSTRA, C. (2012): Changes in snowpack accumulation and ablation in the intermountain west. *Water Resources Research*, 48, 11.
- HARPOLD, A., DETTINGER, M., RAJAGOPAL, S. (2017): Defining Snow Drought and Why It Matters. *Eos*, 98.

HARPOLD, A., KAPLAN, M. L., KLOS, P. Z., LINK, T. E., MCNAMARA, J. P., RAJAGOPAL, S., SCHUMER, R., STEELE, C. M. (2017): Rain or snow: hydrologic processes, observations, prediction, and research needs. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21, 1, 1–22.

HARPOLD, A., KOHLER, M. (2017): Potential for Changing Extreme Snowmelt and Rainfall Events in the Mountains of the Western United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 24, 13,219–13,228.

HATCHETT, B. J., MCEVOY, D. J. (2018): Exploring the Origins of Snow Drought in the Northern Sierra Nevada, California. *Earth Interactions*, 22, 2, 1–13.

HELSEL, D. R., HIRSCH, R. M. (2002): Statistical methods in water resources. In: *Techniques of Water Resources Investigations*. 522.

HILL, D. F., BURAKOWSKI, E. A., CRUMLEY, R. L., KEON, J., HU, J. M., ARENDT, A. A., WIKSTROM JONES, K., WOLKEN, G. J. (2019): Converting snow depth to snow water equivalent using climatological variables. *The Cryosphere*, 13, 7, 1767–1784.

IPCC (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, New York, NY, USA.

IPCC (2013): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, New York, NY, USA.

JANÍK, T., ROMPORTL, D. (2018): Recent land cover change after the Kyrill windstorm in the Šumava NP. *Applied Geography*, 97, 196–211.

JENICEK, M., LEDVINKA, O. (2020): Importance of snowmelt contribution to seasonal runoff and summer low flows in Czechia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24, 7, 3475–3491.

JENICEK, M., SEIBERT, J., STAUDINGER, M. (2018): Modeling of Future Changes in Seasonal Snowpack and Impacts on Summer Low Flows in Alpine Catchments. *Water Resources Research*, 54, 1, 538–556.

JENICEK, M., SEIBERT, J., ZAPPA, M., STAUDINGER, M., JONAS, T. (2016): Importance of maximum snow accumulation for summer low flows in humid catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 2, 859–874.

- JENNINGS, K. S., WINCHELL, T. S., LIVNEH, B., MOLOTCH, N. P. (2018): Spatial variation of the rain–snow temperature threshold across the Northern Hemisphere. *Nature Communications*, 9, 1148.
- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2007): Změny srážko-odtokových poměrů v pramenných oblastech povodí Otavy. In: *Povodně v krajině*. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze a Ministerstvo životního prostředí ČR, Praha, 317–331.
- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2009): Runoff Changes in the Šumava Mountains (Black Forest) and the Foothill Regions: Extent of Influence by Human Impact and Climate Change. *Water Resources Management*, 23, 9, 1813–1834.
- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M., LEDVINKA, O., KRÁLOVEC, V. (2011): Trend analysis of rainfall-runoff regimes in selected headwater areas of the Czech Republic. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 59, 1, 36–50.
- KNOWLES, N., DETTINGER, M., CAYAN, D. R. (2006): Trends in Snowfall versus Rainfall in the Western United States. *Journal of Climate*, 19, 18, 4545–4559.
- KOSOUR, D. a kol. (2017): *Vodní nádrže 2017. Povodí Moravy, s.p., Brno*.
- KUNDZEWICZ, Z. W., ULBRICH, U., BRÜCHER, T., GRACZYK, D., KRÜGER, A., LECKEBUSCH, G. C., MENZEL, L., PIŃSKWAR, I., RADZIEJEWSKI, M., SZWED, M. (2005): Summer Floods in Central Europe – Climate Change Track? *Natural Hazards*, 36, 1, 165–189.
- LANGHAMMER, J., SU, Y., BERNSTEINOVÁ, J. (2015): Runoff Response to Climate Warming and Forest Disturbance in a Mid-Mountain Basin. *Water*, 7, 12, 3320–3342.
- LI, Z., CHEN, Y., LI, Y., WANG, Y. (2020): Declining snowfall fraction in the alpine regions, Central Asia. *Scientific Reports*, 10, 1, 3476.
- LIVNEH, B., BADGER, A. M. (2020): Drought less predictable under declining future snowpack. *Nature Climate Change*, 10, 5, 452–458.
- LUCE, C. H., LOPEZ-BURGOS, V., HOLDEN, Z. (2014): Sensitivity of snowpack storage to precipitation and temperature using spatial and temporal analog models. *Water Resources Research*, 50, 12, 9447–9462.
- MARCOLINI, G., BELLIN, A., DISSE, M., CHIOGNA, G. (2017): Variability in snow depth time series in the Adige catchment. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 13, 240–254.

- MARSHALL, A. M., ABATZOGLOU, J. T., LINK, T. E., TENNANT, C. J. (2019): Projected Changes in Interannual Variability of Peak Snowpack Amount and Timing in the Western United States. *Geophysical Research Letters*, 46, 15, 8882–8892.
- MARTY, C., TILG, A.-M., JONAS, T. (2017): Recent Evidence of Large-Scale Receding Snow Water Equivalents in the European Alps. *Journal of Hydrometeorology*, 18, 4, 1021–1031.
- MCCABE, G. J., CLARK, M. P. (2005): Trends and Variability in Snowmelt Runoff in the Western United States. *Journal of Hydrometeorology*, 6, 4, 476–482.
- MORÁN-TEJEDA, E., LÓPEZ-MORENO, J. I., BENISTON, M. (2013): The changing roles of temperature and precipitation on snowpack variability in Switzerland as a function of altitude. *Geophysical Research Letters*, 40, 10, 2131–2136.
- MOTE, P. W. (2006): Climate-Driven Variability and Trends in Mountain Snowpack in Western North America. *Journal of Climate*, 19, 23, 6209–6220.
- MOTE, P. W., HAMLET, A. F., CLARK, M. P., LETTENMAIER, D. P. (2005): Declining mountain snowpack in western North America. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86, 1, 39–49.
- MOTE, P. W., LI, S., LETTENMAIER, D. P., XIAO, M., ENGEL, R. (2018): Dramatic declines in snowpack in the western US. *npj Climate and Atmospheric Science*, 1, 1, 2.
- MUSSELMAN, K. N., CLARK, M. P., LIU, C., IKEDA, K., RASMUSSEN, R. (2017): Slower snowmelt in a warmer world. *Nature Climate Change*, 7, 3, 214–219.
- MUSSELMAN, K. N., LEHNER, F., IKEDA, K., CLARK, M. P., PREIN, A. F., LIU, C., BARLAGE, M., RASMUSSEN, R. (2018): Projected increases and shifts in rain-on-snow flood risk over western North America. *Nature Climate Change*, 8, 9, 808–812.
- NEUHÄUSLOVÁ, Z. a kol. (1997): Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky. Botanický ústav AV ČR.
- NP Šumava (2020): Příroda, <https://www.npsumava.cz/priroda/> (cit. 20. 7. 2020).
- NUNIFU, T., FU, L. (2019): Methods and Procedures for Trend Analysis of Air Quality Data. Government of Alberta, Ministry of Environment and Parks, Edmonton.
- PIERCE, D. W., CAYAN, D. R. (2013): The Uneven Response of Different Snow Measures to Human-Induced Climate Warming. *Journal of Climate*, 26, 12, 4148–4167.

- Portál ČHMÚ (2020): Churáňov. Přehled stanic, <https://portal.chmi.cz/aktualni-situace/aktualni-stav-pocasi/ceskarepublika/stanice/profesionalni-stanice/prehled-stanic/churanov> (cit. 1. 7. 2020).
- RAJAGOPAL, S., HARPOLD, A. A. (2016): Testing and Improving Temperature Thresholds for Snow and Rain Prediction in the Western United States. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 52, 5, 1142–1154.
- ROOD, S. B., FOSTER, S. G., HILLMAN, E. J., LUEK, A., ZANEWICH, K. P. (2016): Flood moderation: Declining peak flows along some Rocky Mountain rivers and the underlying mechanism. *Journal of Hydrology*, 536, 174–182.
- ROYSTON, P. (1992): Approximating the Shapiro-Wilk W-test for non-normality. *Statistics and Computing*, 2, 3, 117–119.
- SAFEEQ, M., SHUKLA, S., ARISMENDI, I., GRANT, G. E., LEWIS, S. L., NOLIN, A. (2016): Influence of winter season climate variability on snow-precipitation ratio in the western United States. *International Journal of Climatology*, 36, 9, 3175–3190.
- SCALZITTI, J., STRONG, C., KOCHANSKI, A. (2016): Climate change impact on the roles of temperature and precipitation in western U.S. snowpack variability. *Geophysical Research Letters*, 43, 10, 5361–5369.
- SEIBERT, J., JENICEK, M., HUSS, M., EWEN, T. (2015): Snow and Ice in the Hydrosphere. In: *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*. Elsevier, 99–137.
- SENEVIRATNE, S. I., LÜTHI, D., LITSCHI, M., SCHÄR, C. (2006): Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443, 7108, 205–209.
- SEO, S. (2006): *A Review and Comparison of Methods for Detecting Outliers in Univariate Data Sets*. University of Pittsburgh.
- SKAUGEN, T., STRANDEN, H. B., SALORANTA, T. (2012): Trends in snow water equivalent in Norway (1931–2009). *Hydrology Research*, 43, 4, 489–499.
- SMITH, T., BOOKHAGEN, B. (2018): Changes in seasonal snow water equivalent distribution in High Mountain Asia (1987 to 2009). *Science Advances*, 4, 1.
- SOSPEDRA-ALFONSO, R., MELTON, J. R., MERRYFIELD, W. J. (2015): Effects of temperature and precipitation on snowpack variability in the Central Rocky Mountains as a function of elevation. *Geophysical Research Letters*, 42, 11, 4429–4438.

- STEWART, I. T., CAYAN, D. R., DETTINGER, M. D. (2005): Changes toward Earlier Streamflow Timing across Western North America. *Journal of Climate*, 18, 8, 1136–1155.
- ŠEFRNA, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodním. In: Grant GAČR 205/03/Z046 „Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní“. 196–212.
- TOLASZ, R. (2007): Atlas podnebí Česka. Český hydrometeorologický ústav, Univerzita Palackého v Olomouci.
- TRENBERTH, K. E. (2011): Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47, 1, 123–138.
- VAN LOON, A. F., LAAHA, G. (2015): Hydrological drought severity explained by climate and catchment characteristics. *Journal of Hydrology*, 526, 3–14.
- VAN LOON, A. F., PLOUM, S. W., PARAJKA, J., FLEIG, A. K., GARNIER, E., LAAHA, G., VAN LANEN, H. A. J. (2015): Hydrological drought types in cold climates: quantitative analysis of causing factors and qualitative survey of impacts. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 4, 1993–2016.
- VAN LOON, A. F., VAN LANEN, H. A. J. (2012): A process-based typology of hydrological drought. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 1915–1946.
- WILHITE, D. A., GLANTZ, M. H. (1985): Understanding the Drought Phenomenon: The Role of Definitions. *Water International*, 10, 3, 111–120.
- WILLMOTT, C. J., ROBESON, S. M., MATSUURA, K. (2007): Geographic Box Plots. *Physical Geography*, 28, 4, 331–344.
- WRZESIEN, M. L., DURAND, M. T., PAVELSKY, T. M., KAPNICK, S. B., ZHANG, Y., GUO, J., SHUM, C. K. (2018): A New Estimate of North American Mountain Snow Accumulation From Regional Climate Model Simulations. *Geophysical Research Letters*, 45, 3, 1423–1432.
- YAN, X., SU, X. G. (2009): *Linear Regression Analysis*. World Scientific.
- YUE, S., PILON, P., CAVADIAS, G. (2002): Power of the Mann–Kendall and Spearman’s rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology*, 259, 1–4, 254–271.
- ZAIONTZ, C. (2020): *Real Statistics Using Excel*, www.real-statistics.com (cit. 1. 7. 2020).

ZHANG, D., CONG, Z., NI, G., YANG, D., HU, S. (2015): Effects of snow ratio on annual runoff within the Budyko framework. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 4, 1977–1992.

ZVÁRA, K. (2018): Statistická indukce (přednáška). Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Praha (12. 11. 2018).

8.2 Datové zdroje

ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016): ArcČR 500 – digitální geografická databáze, verze 3.3, <https://www.arcdata.cz/produkty/geograficka-data/arccr-500> (cit. 22. 7. 2020).

Česká geologická společnost (2017): Geologická mapa 1 : 500 000, https://mapy.geology.cz/arcgis/rest/services/Geologie/geologicka_mapa500/MapServer (cit. 22. 7. 2020).

ČHMÚ: Český hydrometeorologický ústav, Ministerstvo životního prostředí.

ČZU (2014): Půdní mapa ČR 1 : 250 000 – klasifikace dle TKSP a WRB, http://geoportal.gov.cz/arcgis/services/CENIA/cenia_typy_pud/MapServer/WmsServer? (cit. 22. 7. 2020).

EEA (2020): CORINE Land Cover 2018, verze 2020_20_1, <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover/clc2018?tab=download> (cit. 22. 7. 2020).

GEOFABRIK GMBH. OPENSTREETMAP FOUNDATION (2018): OpenStreetMap, ODbL 1.0, <http://download.geofabrik.de/> (cit. 22. 7. 2020).

VÚV TGM (2020): Digitální báze vodohospodářských dat (DIBAVOD) – digitální geografická databáze, www.dibavod.cz (cit. 22. 7. 2020).

Seznam obrázků

Obrázek 1: Šíření sucha (zdroj: Van Loon a kol. (2015), upraveno).

Obrázek 2: Zájmové území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016), GEOFABRIK GMBH. OPENSTREETMAP FOUNDATION (2018), VÚV TGM (2020), vlastní tvorba).

Obrázek 3: Geologická mapa zájmového území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016), Česká geologická společnost (2017), VÚV TGM (2020), vlastní tvorba).

Obrázek 4: Výškové úrovně zájmového území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016), VÚV TGM (2020), vlastní tvorba).

Obrázek 5: Sklonitost svahů v zájmovém území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016), VÚV TGM (2020), vlastní tvorba).

Obrázek 6: Průměrná měsíční teplota vzduchu na stanici Churáňov a průměrný měsíční úhrn srážek na stanicích Churáňov, Filipova Huť a Kvilda za roky 1968-2017 (zdroj dat: ČHMÚ).

Obrázek 7: Průměrná měsíční výška sněhu a průměrná měsíční vodní hodnota sněhu (SVH) na stanici Churáňov za roky 1968-2017 (zdroj dat: ČHMÚ).

Obrázek 8: Průměrný měsíční průtok a dlouhodobý průměrný průtok Q_a Otavy na stanici Rejštejn, Teplé Vltavy na stanici Lenora a Spůlky na stanici Bohumilice za hydrologické roky 1968-2017 (zdroj dat: ČHMÚ).

Obrázek 9: Měsíční variační koeficient (tj. podíl směrodatné odchylky průtoků a průměrného průtoku daného měsíce) Otavy na stanici Rejštejn, Teplé Vltavy na stanici Lenora a Spůlky na stanici Bohumilice za hydrologické roky 1968-2017 (zdroj dat: ČHMÚ).

Obrázek 10: Půdní mapa zájmového území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016), ČZU (2014), VÚV TGM (2020), vlastní tvorba).

Obrázek 11: Krajinový pokryv zájmového území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016), EEA (2020), VÚV TGM (2020), vlastní tvorba).

Obrázek 12: Ukázka „boxplotu“ s popisem jeho základních částí, modrý bod představuje odlehlé pozorování (vlastní tvorba).

Obrázek 13: Vývoj SVH_{max} (a), počtu dní se sněhovou pokrývkou (b), S_f (c), dnu roztání sněhové pokrývky (d), průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně (e) a celkového úhrnu

srážek v chladné sezóně (f) za období hydrologických roků 1966-2017. Červená linie reprezentuje přímku jednoduché lineární regrese.

Obrázek 14: Vztahy sledovaných sněhových charakteristik – SVH_{max} (a), počtu dní se sněhovou pokrývkou (b), S_f (c), dne roztání sněhové pokrývky (d) – a průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně. Červená linie reprezentuje přímku jednoduché lineární regrese.

Obrázek 15: Vztahy sledovaných sněhových charakteristik – SVH_{max} (a), počtu dní se sněhovou pokrývkou (b), S_f (c), dne roztání sněhové pokrývky (d) – a celkového úhrnu srážek v chladné sezóně. Červená linie reprezentuje přímku jednoduché lineární regrese.

Obrázek 16: Vztahy mezi sledovanými sněhovými charakteristikami: SVH_{max} a počtem dní se sněhovou pokrývkou (a), dnem roztání sněhové pokrývky a S_f (b), SVH_{max} a S_f (c), počtem dní se sněhovou pokrývkou a S_f (d), dnem roztání sněhové pokrývky a SVH_{max} (e), dnem roztání sněhové pokrývky a počtem dní se sněhovou pokrývkou (f). Červená linie reprezentuje přímku jednoduché lineární regrese.

Obrázek 17: Vztah celkového úhrnu srážek v chladné sezóně a průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně. Červená linie reprezentuje přímku jednoduché lineární regrese.

Obrázek 18: Četnost výskytu jednotlivých typů sněhového sucha zjištěných na základě klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019) dle neupravených kritérií.

Obrázek 19: Odchytky celkového úhrnu srážek v chladné sezóně a stupňů tání od dlouhodobého průměru. Sloupce představují jednotlivé hydrologické roky a fialové body označují sněhově podprůměrné chladné sezóny (tj. hydrologické roky s SVH_{max} nižší, než je dlouhodobý průměr).

Obrázek 20: Porovnání odchylek celkového úhrnu srážek v chladné sezóně a průměrné teploty vzduchu v chladné sezóně od dlouhodobého průměru s výskytem sněhového sucha. Body reprezentují jednotlivé hydrologické roky. Barva bodu vyjadřuje typ sněhového sucha na základě klasifikace vycházející z Dierauer, Allen, Whitfield (2019) dle neupravených kritérií (s využitím stupňů tání). Poloměr bodu (v jednotkách osy y) odpovídá SVH_{max} v dané chladné sezóně. Popiskem odpovídajícího hydrologického roku jsou opatřena závažná sněhová sucha (chladné sezóny s $SVH_{max} \leq 124,2$ mm – tj. dolní kvartil za celé sledované období).

Seznam tabulek

Tabulka 1: Porovnání suchého a teplého sněhového sucha. Charakteristiky SVH, srážek a teploty jsou vztaženy k jejich dlouhodobému průměru (podle Harpold, Dettinger, Rajagopal (2017)).

Tabulka 2: Úrovně významnosti trendu dle p-hodnoty Mann-Kendalova testu.

Tabulka 3: Úrovně síly korelace dle p-hodnoty testu vyhodnocujícího průkaznost korelace.

Tabulka 4: Vlastnosti sledovaných charakteristik. U atributu „normální rozdělení“ hodnota „ano“ znamená přibližně normální rozdělení, „ne“ znamená jiné než normální rozdělení.

Tabulka 5: Hodnoty Mann-Kendalova testu (statistiky S) a Theil-Senovy směrnice. Barva buněk tabulky označuje významnost trendu (viz Tabulka 2): velmi významný (p-hodnota $\leq 0,01$), významný ($0,01 < \text{p-hodnota} \leq 0,05$), méně významný ($0,05 < \text{p-hodnota} \leq 0,10$), neprůkazný (p hodnota $> 0,10$). Šedé nakloněné písmo označuje statisticky neprůkazné hodnoty vzhledem k výsledku Mann-Kendalova testu.

Tabulka 6: Hodnoty Kendallova korelačního koeficientu. Barva buněk tabulky označuje sílu (významnost) korelace (viz Tabulka 3): velmi silná (p-hodnota $\leq 0,01$), neprůkazná / veličiny jsou na sobě nezávislé (p-hodnota $> 0,10$).

Tabulka 7: Klasifikace hydrologických roků (resp. chladných sezón) z hlediska výskytu sněhového sucha. Tučným písmem je zvýrazněna dle výsledků nejvhodnější forma klasifikace.