

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Adam Blšťák

**Změny podílu pevných a kapalných srážek v chladném půlroce a jejich vliv na
jarní odtok z vybraných horských povodí**

Changes in snowfall fraction in cold season and their impact on spring runoff in
selected mountain catchments

Diplomová práce

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

Praha 2018

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracoval samostatně a že jsem uvedl a řádně citoval všechny použité informační zdroje a literaturu. Tištěná verze je shodná s elektronickou verzí. Práce jako celek ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze 28. 3. 2018

.....

Adam Blšťák

Poděkování:

Na tomto místě bych chtěl poděkovat vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi Ph.D. za trpělivost při vedení práce, věnovaný čas, cenné rady, připomínky a poskytnutá data.

Zadání diplomové práce

Téma práce:

Změny podílu pevných a kapalných srážek v chladném půlroce a jejich vliv na jarní odtok z vybraných horských povodí

Cíle práce:

Diplomová práce si stanovuje následující cíle:

1. Rešerše odborné literatury na téma dlouhodobých změn v poměru pevných srážek na celkových srážkách (S/P, snowfall fraction) a jejich vlivu na zimní a jarní odtok v horských povodích.
2. Analýza vybraných časových řad za účelem popisu meziroční variability S/P (a případně dalších sněhových charakteristik) a jejího vlivu na variabilitu odtoku ve vybraných horských povodích střední Evropy. Možnost zaměření i na dlouhodobé trendy uvedených charakteristik.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje:

Probíhající zvyšování teploty vzduchu má mimo jiné za následek změnu podílu pevných srážek na celkových srážkách v chladném půlroce a tedy i změny v celkové akumulaci sněhové pokrývky v horských oblastech. Tyto změny, společně s dřívějším nástupem jarního tání, způsobují změnu v celkovém objemu a rozložení jarních průtoků.

V rámci práce bude provedena rešerše české i zahraniční literatury na téma dlouhodobých změn v poměru pevných srážek na celkových srážkách (S/P, snowfall fraction). Zhodnocen bude zejména jejich vliv na zimní a jarní odtok v horských povodích (např. vlivem dřívějšího nástupu jarního tání).

Analytická část práce bude založena především na analýze dlouhých časových řad výšky sněhu, vodní hodnoty sněhu (SWE), S/P (výpočet pomocí denních úhrnů srážek a průměrné denní teploty vzduchu) a průtoků. Proběhne jak statistické hodnocení trendů, tak bude zkoumána citlivost odtoku na změny S/P v různých povodích, případně regionech.

Datum zadání: 20. 11. 2015

Jméno studenta: Adam Blšťák

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Michal Jeníček

Podpis vedoucího práce:

Abstrakt

Srážky dopadající v podobě sněhu nebo deště mají rozdílný dopad na regionální vodní zdroje a jejich roční rozdělení. Přechod z pevné na kapalnou formu srážek vlivem zvyšující se průměrné teploty vzduchu může být velmi důležitý, protože taková změna může ovlivnit velikost a načasování jarních odtoků a způsobit nedostatek vody v létě. V této studii byla analyzována prostorová a časová variabilita poměru pevných k celkovým srážkám (S_f), průměrné teploty vzduchu, konečného dne roztání sněhové pokrývky a zimních a jarních odtokových výšek. Data byla zpracována pro 11 meteorologických a 5 hydrologických stanic v horských oblastech v Česku pro listopad-duben v období 1965-2014. K vypočítání trendové analýzy byl použit Mann-Kendallův test. Hlavní výsledky ukazují, že S_f silně klesá na celém pozorovaném území, s nejsilnějším poklesem v horských povodích na severu Čech. Silnější pokles S_f nastává v nižších nadmořských výškách, respektive na stanicích s průměrnou teplotou vzduchu v chladném půlroce blízko teploty tání. Nejsilnější pokles byl prokázán v březnu a nejmenší pokles v prosinci a v dubnu. Nejvýznamnější vliv na snižování S_f má zvyšování průměrné zimní teploty vzduchu. Díky zvyšující se průměrné teplotě vzduchu v chladném půlroce se zvyšuje celkový úhrn dešťových srážek a snižuje úhrn srážek sněhových. V této práci se prokázal silný rostoucí trend v průměrné teplotě vzduchu pro všechny stanice minimálně v jednom měsíci a velmi silný negativní trend v konečném dni roztání sněhové pokrývky, které nastává až o několik dní dříve než na začátku pozorovaného období. Na závěr se v práci potvrdil rostoucí trend v odtokové výšce v chladném období u všech sledovaných povodí, a to převážně v březnu, kdy nastává nejintenzivnější tání sněhové pokrývky.

Klíčová slova: skupenství srážek, sněhová pokrývka, S_f , tání sněhu, sezónní odtok, Mann-Kendallův test

Abstract

The precipitation falling as rain or snow has different impact on regional water resources and their annual distribution. Shift from solid to liquid form of precipitation following the increase of the surface air temperatures could be important because such change could influence the timing of spring runoff and cause water scarcity in summer. In this study, the spatial and temporal variations of ratio of snowfall to total precipitation (S_f), mean air temperature, day of year of melt-out and winter and spring runoff is analysed. Data were examined for 11 meteorological and 6 hydrological stations in the mountains catchment in Czechia for November-April 1965-2014. Data were analyzed using the Mann-Kendall trend test. Major results show that S_f has been decreasing strongly throughout the whole examined area, with the strongest decrease in the foothill area of the northern mountains of Czechia. Stronger decrease is observed in lower elevations, at the stations with meant air temperature close to melt temperature. Strongest decrease was observed in March and the weakest decrease was observed in December and April, The significant decreases in S_f are associated with large increase in mean winter air temperatures. Due to the increasing mean air temperature in the cold season, the total rainfall is increasing and total snowfall decreasing. This work has shown a strong increasing trend in mean air temperature for all stations at least in one month and a very strong negative trend in day of year of melt-out, which occurs several days earlier. The increasing trend in winter runoff in all studied catchments was confirmed, mainly in March, when the most intense snowmelt occurred.

Keywords: precipitation phase, snow cover, snowfall fraction (S_f), snowmelt, seasonal runoff, Mann-Kendall test

Obsah

1	Úvod	7
1.1	Cíle, hypotézy a struktura práce	8
2	Současný stav poznatků	9
2.1	Definice pojmů	9
2.1.1	Určení skupenství srážek	10
2.2	Role teploty vzduchu při změnách S_f	12
2.3	Současné změny v poměru pevných srážek k srážkám celkovým (S_f)	18
2.4	Budoucí změny v poměru pevných srážek k srážkám celkovým (S_f)	21
3	Data a metody	27
3.1	Datové zdroje	27
3.2	Výběr klimatologických a hydrologických stanic	27
3.3	Popis meteorologických stanic	30
3.4	Určení prahové teploty	32
3.5	Statistická analýza a hodnocení	33
3.5.1	Mann-Kendallův test pořadové korelace	33
3.5.2	Spearmanův koeficient pořadové korelace	35
4	Výsledky	37
4.1	Časová variabilita S_f	37
4.2	Prostorová variabilita S_f	43
4.3	Trendová analýza S_f a dalších faktorů, které ji ovlivňují	46
4.4	Vliv změny S_f na velikost zimního a jarního odtoku	51
5	Diskuze	57
5.1	Časová a prostorová variabilita S_f	57
5.2	Role změn teploty vzduchu na S_f	59
5.3	Vliv změny S_f na změnu odtoku v zimních a jarních měsících	60
5.4	Možné chyby při měření a zpracování dat	61
6	Závěr	63
7	Zdroje	65
8	Seznam obrázků	70
9	Seznam tabulek	72

1 Úvod

Změna skupenství srážek (pevné nebo kapalně) výrazně ovlivňuje povrchový odtok, tok energie a výměnu materiálu na Zemi. Tyto fáze lze obvykle vyhodnotit použitím poměru pevných/celkových srážek (S_f). Sněhové srážky jsou důležitým zdrojem pitné vody a vody pro zavlažování v chladných oblastech ve vyšších nadmořských výškách (Wang a kol., 2016). Více než třetina závlahové vody na světě pochází právě z tání sněhu (Feng a Hu, 2007) a více než šestina světové populace žije v povodích, ve kterých je hlavním zdrojem odtoku voda z tání sněhové pokrývky (Barnett a kol., 2005). Změny v zimních sněhových srážkách proto značně ovlivňují celkovou zásobu vody v těchto regionech (Feng a Hu, 2007; Zhang a kol., 2015). V oteplovajícím se klimatu může stoupající teplota vzduchu vést ke snížení S_f v chladném období. Zmenšení množství sněhových srážek a zvyšování teploty vzduchu může vést k dřívějším jarním maximálním průtokům a ke snížení letního a podzimního odtoku pro daný celkový roční úhrn srážek (Zhang a kol., 2015). Z hlediska klimatologického sněhová pokrývky významně ovlivňuje regionální a globální počasí a podnebí (Hu a Feng, 2002).

Zmenšování množství akumulace sněhu v horských oblastech a zmenšování zásob vody dodávané táním sněhové pokrývky jsou jedním z hlavních očekávaných důsledků oteplování klimatu. Všechny klimatické scénáře pro 21. století předpovídají budoucí trend zvyšování povrchové teploty vzduchu a s tím související pokles množství sněhu a ledu (Etter a kol., 2017). Tento nárůst povrchových teplot vzduchu má významné důsledky pro hydrologický cyklus, zejména v oblastech, kde převažuje zásobování vodou z tání sněhu a ledu (Barnett a kol., 2005).

1.1 Cíle, hypotézy a struktura práce

Práce si stanovuje tyto cíle:

- a) Výzkum literatury na téma dlouhodobé změny poměru pevných/kapalných srážek (S_f) a jejího vlivu na zimní a jarní odtok v horských povodích.
- b) Analýza vybraných časových řad k popisu meziroční variability S_f (a případně dalších charakteristik sněhu) a jeho dopadu na variabilitu odtoku ve vybraných horských povodích v České republice. Důraz bude kladen na dlouhodobé trendy uvedených charakteristik.

Výzkumné otázky a hypotézy:

- a) Jak se s měnící průměrnou teplotou vzduchu v zimních měsících bude měnit S_f ?
 - Se zvyšující se průměrnou teplotou vzduchu v chladném období (listopad-duben) se bude snižovat S_f .
- b) Jak se bude s měnící průměrnou teplotou vzduchu v chladném období měnit načasování zimní maximální akumulace sněhu a jarních maximálních odtoků?
 - Se zvyšující se průměrnou teplotou vzduchu v chladném období se bude zkracovat chladné období a maximálního jarního odtoku bude dosaženo dříve.
- c) Jak bude měnící se S_f ovlivňovat velikosti jarních odtoků?
 - Můžeme očekávat celkové zmenšení objemu sněhové pokrývky v zimě a z toho plynoucí menší odtoky na konci zimy díky:
 - 1) větší frekvenci procesů tání v zimním období,
 - 2) vyšším zimním teplotám vzduchu, které mění skupenství zimních srážek ze sněhu na déšť,
 - 3) celkově nižšímu celkovému úhrnu srážek v zimním období.

2 Současný stav poznatků

2.1 Definice pojmů

Sněhové srážky jsou jedinečně citlivou proměnnou klimatu, která je výsledkem integrace teploty vzduchu, srážek a dalších synoptických vstupů v různých časových a prostorových měřítkách (Kunkel a kol., 2009a). Sníh hraje rozhodující roli v klimatickém systému, jelikož podstatně zvyšuje albedo v situaci, kdy je povrch zakrytý sněhovou pokrývkou. Kromě toho může být sníh jedním z prvotních indikátorů klimatických změn v chladném období. Časová variabilita vlastností sněhu odráží kolísání jak srážek, tak teploty vzduchu s velkou citlivostí, a proto může poskytnout důležité informace o těchto prvcích (Kunkel a kol., 2009b).

Právě změna poměru pevných srážek na množství celkových srážek výrazně ovlivňuje sněhovou pokrývkou. Srážky padající jako déšť nebo sníh mají odlišný dopad na regionální vodní zdroje a jejich roční distribuci. Změna z pevných na kapalné srážky v důsledku zvýšení povrchové teploty vzduchu by mohla hrát důležitou roli, jelikož má významný potenciál ovlivnit načasování jarních odtoků a zapříčinit nedostatek vody v létě (Feng a Hu, 2007).

Poměr pevných srážek na srážkách kapalných označujeme S_f (snowfall fraction). S_f je poměr vodní hodnoty sněhu (dále jen jako sněhové srážky) k celkovým srážkám za určité období (Jeníček a kol., 2018). Nejčastěji se vztahuje k celému roku (Knowles a kol., 2006; Berghuijs a kol., 2014, Wang a kol., 2016), ale v některých případech se vztahuje pouze k chladnému období (Feng a Hu, 2007, Jeníček a kol., 2018) nebo k jednotlivým měsícům (Serquet a kol., 2011).

Pro získání S_f je potřeba zjistit, kdy srážky padaly v podobě sněhu a kdy jako déšť. Skupenství srážek ovlivňuje, kolik srážek bude uloženo jako sníh, a tím pádem přispívat k jarnímu odtoku nebo představovat nebezpečí lavin. Skupenství srážek také určuje, kolik sněhu se bude akumulovat na ledovcích, a ovlivňuje, kolik zimních srážek bude sublimovat v korunách stromů (Feiccabrino a Lundberg, 2008). Pokud není k dispozici záznam o skupenství srážek, používá se nejčastěji metoda prahové teploty vzduchu (T_p), což je teplota, při které je pravděpodobnost sněhu a deště rovna 50 %. To znamená, že srážky, které spadnou při teplotě vyšší než T_p jsou považovány za dešťové a srážky pod T_p za sněhové

(L'hôte a kol., 2005; Kienzle, 2008; Wang a kol., 2016). Nejvíce používanou teplotou je průměrná teplota vzduchu, ale někdy se používají i jiné teploty, jako například průměrná teplota rosného bodu, průměrná mezní teplota adiabatického chlazení nebo maximální/minimální teplota vzduchu (Feiccabrino a Lundberg, 2008). Další často používanou metodou je použití dvou prahových hodnot (jedné pro sníh a jedné pro déšť) se smíšenými srážkami mezi nimi. (Dai, 2008; Feiccabrino a Lundberg, 2008). Další, velmi rozšířenou metodou pro určení skupenství srážek je porovnání vodní hodnoty sněhu vůči celkovému objemu srážek (Feng a Hu 2007, Knowles a kol. 2006, Jonas a kol. 2009).

Ne vždy se ve studiích používá právě poměr sněhových k celkovým srážkám. Wang a kol. (2016) používají pro svůj výzkum na tibetské náhorní plošině poměr sněhových srážek k srážkám dešťovým (S/R). Serquet a kol. (2011) použili pro svůj výzkum ve Švýcarsku poměr sněhových dní a celkových dní se srážkami (SD/PD). Tato metoda má velkou výhodu v tom, že nepotřebuje záznam o celkovém objemu srážek, stačí jen vědět, zda převládaly srážky dešťové nebo sněhové. Pro získání S_f se také velmi často používá metoda porovnání vodní hodnoty sněhu (SWE) a celkového objemu srážek (Knowles a kol., 2006; Feng a Hu, 2007; Jonas a kol., 2009).

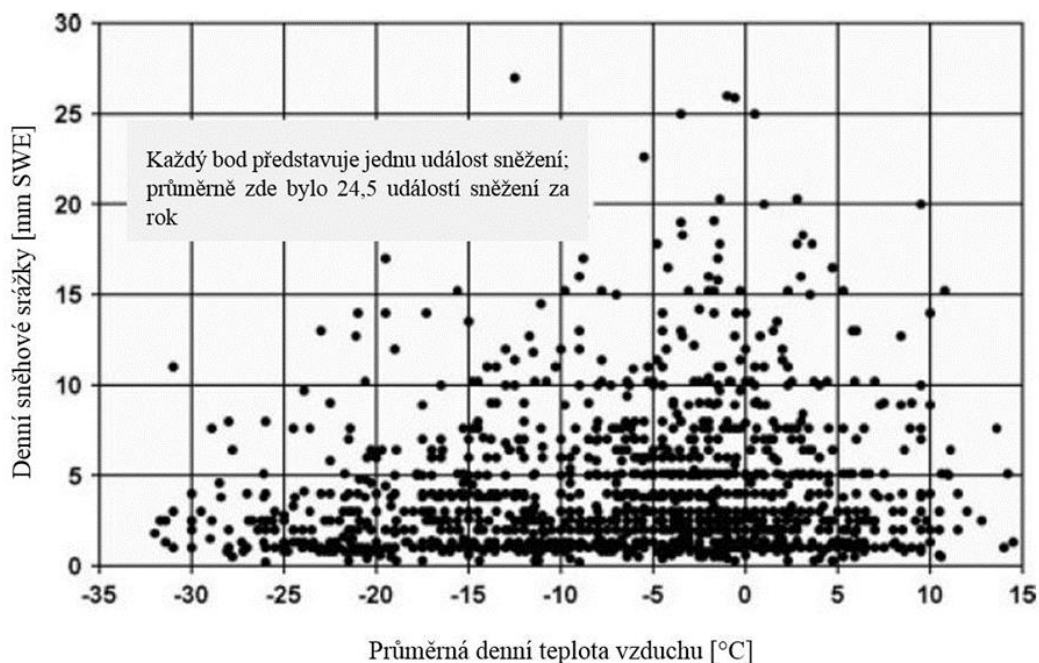
2.1.1 Určení skupenství srážek

Správná identifikace skupenství srážek (sníh/déšť) je zásadní pro fungování modelů, které předpovídají povodně z tání sněhu, vodní bilanci pro ledovce, klimatickou změnu a lavinové nebezpečí (Feiccabrino a Lundberg, 2008). Skupenství srážek ovlivňuje, jak velká část srážek bude uložena jako sníh přispívající k jarnímu odtoku, nebo může představovat nebezpečí lavin. Skupenství srážek má také vliv na množství akumulace sněhu na ledovcích a ovlivňuje, kolik zimních srážek se bude akumulovat ve stromových korunách (Feiccabrino a Lundberg, 2007). Modely změny klimatu také závisí na spolehlivém stanovení skupenství srážek, aby se zohlednily změny skupenství srážek v důsledku očekávaných změn teploty vzduchu v průběhu sezóny (Davis a kol., 1999). Stanovení skupenství srážek (sníh nebo déšť) je důležitý faktor v modelování dynamiky sněhové pokrývky v horských povodích bez zalednění, protože hydrologické procesy přeměny srážek na povrchový tok se právě s ohledem na skupenství srážek výrazně liší (L'hôte a kol., 2005).

Srážky lze obecně rozdělit na srážky dešťové a sněhové. Bez manuálních nebo přístrojových záznamů o skupenství srážek se zjišťování skupenství obvykle zakládá na měřených meteorologických parametrech, včetně teplotních profilů a dalších atmosférických podmínkách (Wang a kol., 2016). Další, velmi rozšířenou metodou pro určení skupenství srážek je porovnání vodní hodnoty sněhu a celkového objemu srážek (Feng a Hu 2007, Knowles a kol. 2006, Jonas a kol. 2009).

Pro získání S_f je na prvním místě potřeba stanovit, zda se jedná o srážky sněhové nebo dešťové. To se určí pomocí prahové teploty, při které se mění skupenství srážek z kapalného na pevné. Prahová teplota (T_p) je teplota, při které je pravděpodobnost sněhu a deště rovna 50%, to znamená, že srážky, které spadnou při teplotě vyšší než T_p jsou dešťové a srážky pod T_p jsou sněhové (L'hôte a kol., 2005, Kienzle, 2008). Hlavním určujícím faktorem, zda budou srážky dopadat jako sníh nebo déšť je mocnost a teplota vrstev v atmosféře (Kienzle, 2008). Nejběžnější používaná metoda pro oddělení pevných a kapalných srážek používá povrchovou teplotu vzduchu, což je také jedna z nejjednodušeji měřitelných hodnot (Ye a kol., 2013).

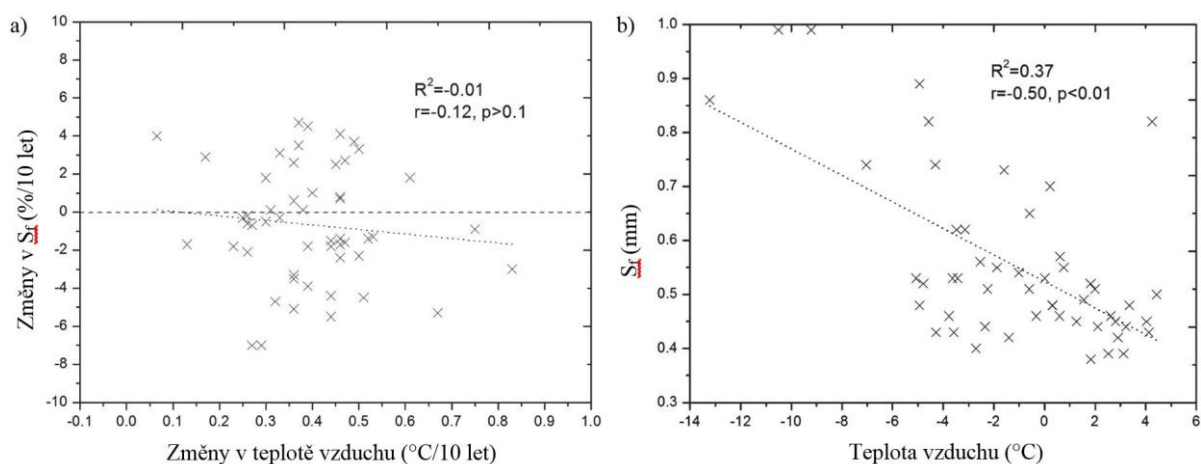
Rozlišování srážek pomocí T_p na sněhové a dešťové je problematické v tom, že sněhové srážky se mohou vyskytovat ve velmi širokém rozmezí teploty vzduchu. Kienzle (2008) zaznamenal na klimatickém stanovišti Claresholm v Kanadské Albertě teplotní rozmezí výskytu sněhových srážek 45 °C od -31 °C do +14 °C (obrázek 1).



Obrázek 1: Variabilita sněhových událostí s měnící se průměrnou teplotou vzduchu v podhůří jižní Alerty v Kanadě (Kienzle, 2008).

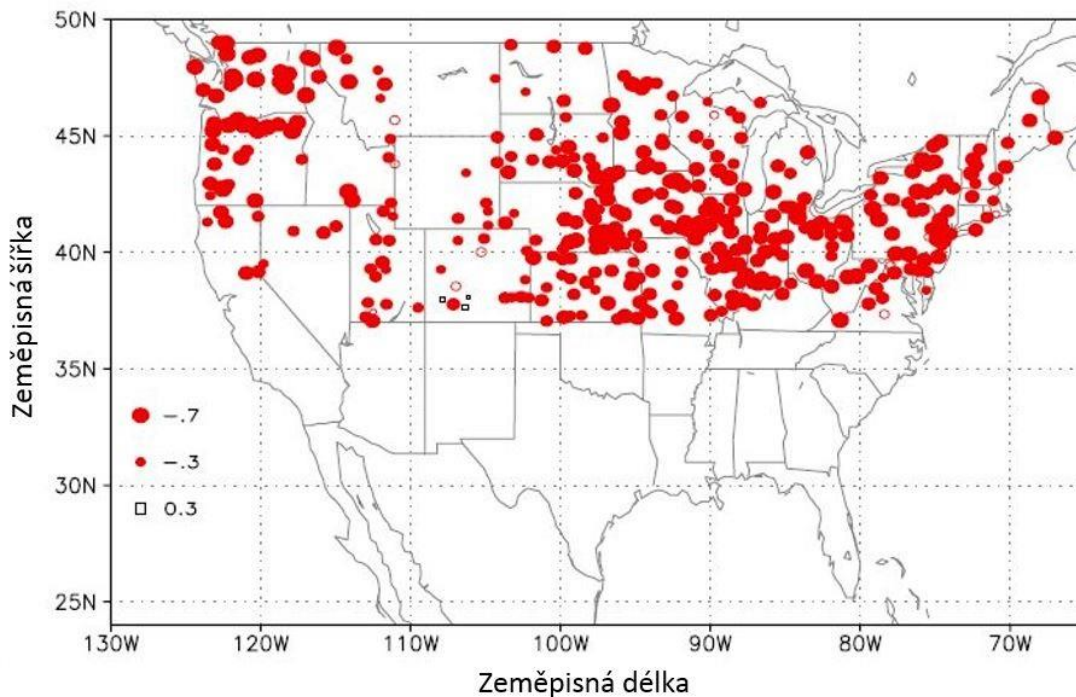
2.2 Role teploty vzduchu při změnách S_f

Historické meteorologické údaje ukazují, že Země zaznamenala oteplovací trend jak na regionální, tak na globální úrovni (IPCC, 2007). Zvýšení teploty vzduchu, zejména v chladných obdobích, negativně koreluje se sněhovou pokrývkou a sněhovými srážkami (Guo a Li, 2015). To ovlivňuje nejen akumulaci sněhové pokrývky, ale také načasování jarního tání sněhu (Guo a Li, 2015). V regionálním a lokálním měřítku má nárůst teploty vzduchu přímý vliv na sněhovou pokrývku dvěma způsoby: za prvé se očekává pokles celkových sněhových srážek v důsledku nižší pravděpodobnosti srážek ve formě sněhu, což znamená celkové snížení S_f . Za druhé je sníh na zemi vystaven rychlejšímu tání. Tyto trendy vyvolané oteplením vzduchu mohou být modulovány například změnami v atmosférické cirkulaci (Frei a kol., 2017). Role teploty vzduchu při změnách S_f je jasně vidět na obrázku 2.



Obrázek 2: a) Vztah mezi změnami v S_f a změnami v teplotě vzduchu a b) Vztah mezi S_f a teplotou vzduchu v čínském Ťan Šanu v chladném období (říjen-duben) od 1961 do 2010 (Guo a Li, 2015).

Výsledky práce Feng a Hu (2007) ukazují, že zvýšení teploty vzduchu má za následek zmenšení S_f . Možná role povrchové teploty vzduchu na změnách S_f je vidět na obrázku 3, který jasně ukazuje silnou korelaci mezi teplotou vzduchu a S_f na území USA. Pro období 1949 – 2005 od listopadu do března prokázalo z 374 pozorovaných stanic 359 (96 %) silnou korelaci mezi teplotou vzduchu a změnami S_f . Změny v S_f na severozápadě jsou přičítány zmenšení jak sněhových srážek (-8,62 %/10 let), tak celkových srážek, přičemž zmenšení sněhových srážek je zde daleko výraznější. V centrálních Spojených Státech došlo k poklesu S_f především z poklesu sněhových srážek (-3,41 %/10 let) a zvýšení celkových zimních srážek (+3,72 %/10 let). Většina změn S_f ve Spojených Státech souvisí především se změnami sněhových srážek, zatímco změnám v celkových zimních srážkách je přičítán pouze malý efekt. Pokles S_f je nejvýraznější v březnu a nejnižší v lednu. Výrazné snížení S_f je spojováno s velkým nárůstem průměrné zimní teploty vzduchu v západních a centrálních Spojených Státech. Slabé oteplování na východě USA koreluje s malou nebo žádnou změnou v S_f .

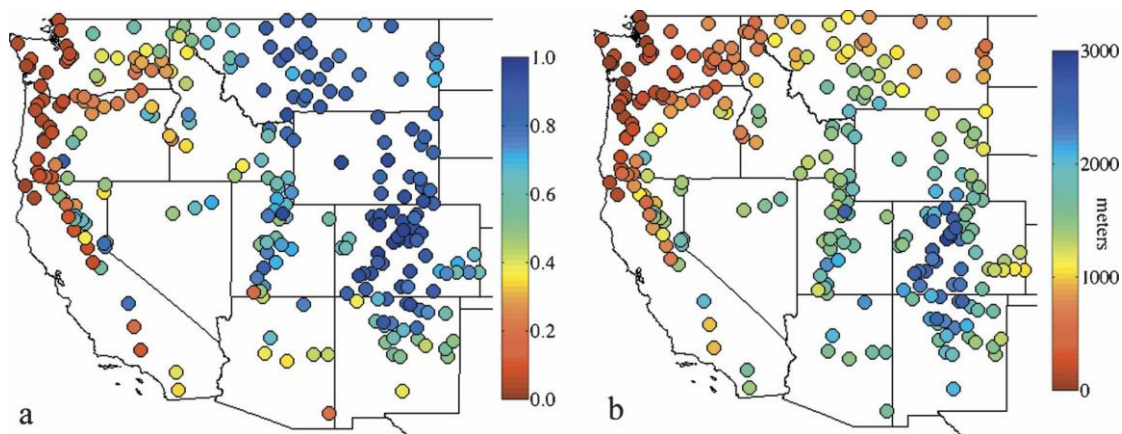


Obrázek 3: Korelace mezi S_f a zimní teplotou vzduchu za období 1949-2005. Kolečka představují negativní korelaci a čtverečky představují pozitivní korelaci. Vyplněná kolečka představují negativní korelaci na hladině spolehlivosti 95 % (Feng a Hu, 2007).

Velká negativní korelace mezi zimními srážkami a teplotou vzduchu byla zjištěna v oblastech s bohatými sněhovými srážkami na japonském ostrově Honšú. Bylo potvrzeno, že srážky jsou způsobeny hlavně studenými, suchými zimními monzunami vanoucími z asijské pevniny, a proto v této oblasti do značné míry korelují s teplotou vzduchu (Takeuchi a kol., 2008). V této studii byl zjištěn nárůst teploty vzduchu o 1,5 °C za 100 let a s tím spojený úbytek sněhu a zmenšení S_f .

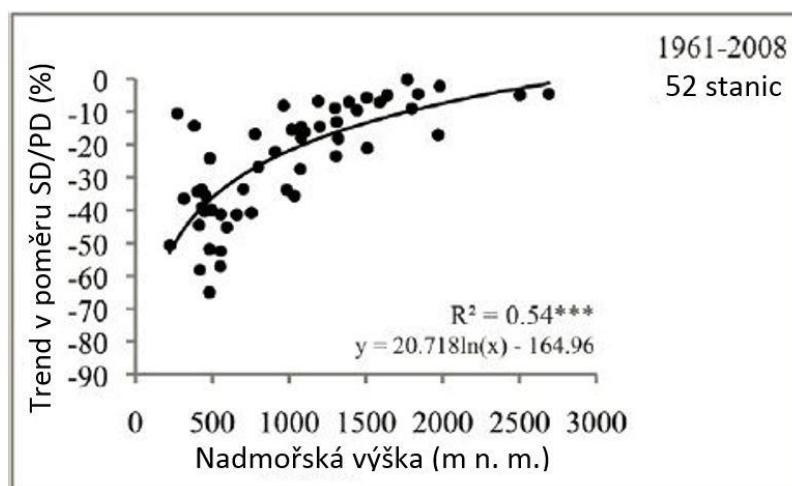
Knowles a kol. (2006) ve své studii dokumentují regionální trend směřující k nižším poměrům celkové SWE k celkovému objemu zimních srážek (SWE/P) v období 1949-2004 na západě USA. Trendy směřující ke snížení SWE jsou odezvou na oteplování, přičemž nejvýraznější poklesy nastaly, když byly minimální teploty vzduchu v zimním období vyšší než -5 °C. Většina snížení SWE byla spojena s nárůstem teploty vzduchu mezi 0 °C a 3 °C. Nárůsty teploty vzduchu vyšší než tyto se objevily hlavně v místech, kde byly průměrné teploty vzduchu dostatečně nízké, takže skupenství srážek bylo méně náchylné vůči oteplování. Na obrázku 4a) můžeme vidět zvětšující se dlouhodobé průměrné hodnoty

zimního poměru SWE/P ze západu na východ. Toto zvyšování úzce souvisí s vyšší nadmořskou výškou stanic na východě (obrázek 4b), ochlazováním s rostoucí zeměpisnou šířkou a dalšími geografickými účinky.



Obrázek 4: a) Průměrné hodnoty zimního (listopad – březen) poměru SWE/P, b) nadmořská výška stanic (Knowles a kol., 2006).

Také Serquet a kol. (2011) přisuzují klesající trend poměru dnů se sněhovými srážkami k celkovým srážkovým dnům (SD/PD) stoupající teplotě vzduchu. Během pozorovaného období (1961-2008) na 76 meteorologických stanicích ve Švýcarsku v nadmořských výškách od 200 do 2700 m n.m. stoupla průměrná roční teplota o 1,82 °C. Silnější pokles trendu SD/PD byl zaznamenán v nižších nadmořských výškách (obrázek 5), tedy v místech s teplotami blíže k bodu tání. Dále byl zaznamenán silnější pokles trendu na jaře (březen-duben), kdy průměrná teplota vzduchu stoupla o 1,96 °C. Naopak v zimě, kdy teplota stoupla o 1,86 °C, byla velikost trendu o něco menší. Očekává se, že poměr SD/PD bude klesat daleko méně ve vyšších nadmořských výškách, kde jsou teploty vzduchu obecně mnohem nižší než teplota tání. Obecné zvýšení teploty vzduchu stále ponechává místa s vyšší nadmořskou výškou s teplotou obecně mnohem nižší než je teplota tání, a tím má malý nebo žádný vliv na část srážek dopadající jako sníh.



Obrázek 5: Změny v poměru SD/PD s nadmořskou výškou (Serquet a kol., 2011).

Bylo zjištěno, že současné změny v klimatických podmínkách prospívají více vyšším nadmořským výškám (tj. nad 2000 m n. m.), kde se díky nim prodlužuje období se sněhovou pokrývkou. Mírnější zimy jsou spojovány se zvýšenými srážkami padajícími v podobě sněhu ve vyšších nadmořských výškách, ale jako déšť v nadmořských výškách nižších (Beniston a kol., 2003).

Závislost skupenství srážek na nadmořské výšce lze vysvětlit výměnou energie mezi kapkami srážek a okolním vzduchem během procesu pádu. Částice srážek obecně dopadají v oteplujícím se prostředí blízko povrchu, takže typ srážek závisí na tom, kolik sněhových částic může roztát před dopadem na zem. Vyšší nadmořská výška je charakteristická prostředím s nižším tlakem a řidším vzduchem, což vede k menší síle vyvíjené na částice srážek. V takovém prostředí mohou částice srážek padat rychleji, což způsobuje menší množství energie vyměněné táním částic. To je další z důvodů, proč se S_f ve vyšších nadmořských výškách tak výrazně nemění (Ding a kol., 2014).

Se zvýšením teploty vzduchu se také mění nástup jarního tání a zkracuje se chladné zimní období (Knowles a kol. 2006, Cayan a kol. 2001, Feng a Hu 2007, Birsan a kol. 2005). Jak pozorování, tak modelové studie potvrdily, že dosavadní regionální oteplování (které pokrývá zhruba období minulého století) vedlo k výrazným hydrologickým změnám v horských povodích a v místech, kde hydrologii dominují sněhové procesy (Adam a kol., 2009). Ústup sněhové pokrývky spojený s oteplováním vede k obnažení povrchu, což zvyšuje absorpci slunečního záření, oteplování povrchu se tak zrychluje a sněhová pokrývka

odtává rychleji. Toto zpětné působení je obzvláště silné během jara v nižších nadmořských výškách (Guo a Li., 2015).

Ztráty akumulace sněhu v horských oblastech a snižování zásoby vody dodávané ze sněhu jsou jedním z hlavních očekávaných důsledků oteplování klimatu. V několika regionech západní Severní Ameriky byl od konce čtyřicátých let dvacátého století pozorován posun k dřívějšímu odtoku z tání sněhové pokrývky (Cayan a kol., 2001). Jarní odtok se během posledních pěti desetiletí posunul tak, že hlavní vrchol odtoku (duben-červen) nyní přichází o jeden nebo více týdnů dříve (Stewart a kol., 2005). Dendrochronologická rekonstrukce teploty vzduchu naznačuje, že jarní teploty v západní části Severní Ameriky jsou za posledních 50 let vyšší než v jakémkoli ekvivalentním období za posledních 900 let (Luckman, 1998).

Frei a kol. (1999) zjistili, že se březnová sněhová pokrývky od padesátých let dvacátého století zmenšuje. Fenomén zmenšování sněhové pokrývky je patrný zejména na západě USA. Tato změna je přičítána zvýšení zimních a především jarních teplot vzduchu.

Stewart a kol. (2005) prokázali, že v posledních 50 letech došlo k vrcholné sněhové akumulaci a maximálnímu odtoku z tání sněhu o 10-40 dní dříve než v předcházejících letech. V souladu s tím se zmenšila jarní sněhová pokrývky zhruba o 11 %. Ze staničního pozorování bylo také zjištěno podstatné snížení sněhové pokrývky v březnu a dřívější termín posledních sněhových srážek v západní a severní části USA od roku 1950.

Od konce čtyřicátých let dvacátého století se průměrné roční teploty v severozápadní části Severní Ameriky zvýšily přibližně o 1-2 °C, přičemž k nejvýraznějšímu oteplování došlo v zimě a na jaře. Jarní trend zvyšující se teploty vzduchu byl přitom výrazně působivější než zimní, vzhledem k tomu, že vyjadřuje stejnou velikost změny, ale dochází k němu v období roku, kdy variabilita atmosféry není tak velká jako v zimě (Cayan a kol., 2001). Groisman a kol. (1994) popisují značný ústup sněhové pokrývky na území severní polokoule přibližně o 10 % a zjistili, že tento ústup je spojen především s nárůstem jarní teploty vzduchu.

Zkracování zimního chladného období na území švýcarských Alp v posledních několika letech popisují ve své práci i Beniston a kol. (2003). Velké rozdíly v množství sněhu a v délce období se sněhovou pokrývkou úzce souvisí s chováním Severoatlantické oscilace (NAO). Během silných pozitivních fází NAO přetrvává nad alpským regionem pole vysokého tlaku vzduchu od pozdního podzimu až do konce zimy. Tato pozitivní fáze je

doprovázena velkými pozitivními teplotními anomáliemi a nízkými srážkami, což je nepříznivé pro akumulaci sněhu. Od poloviny 80. let 20. století došlo ke snížení období trvání sněhové pokrývky o 2-3 týdny v důsledku mimořádně vysokého a vytrvalého tlaku nad Alpami. Tato situace je spojena s nejvyššími pozitivními anomáliemi indexu NAO zaznamenanými během 20. století.

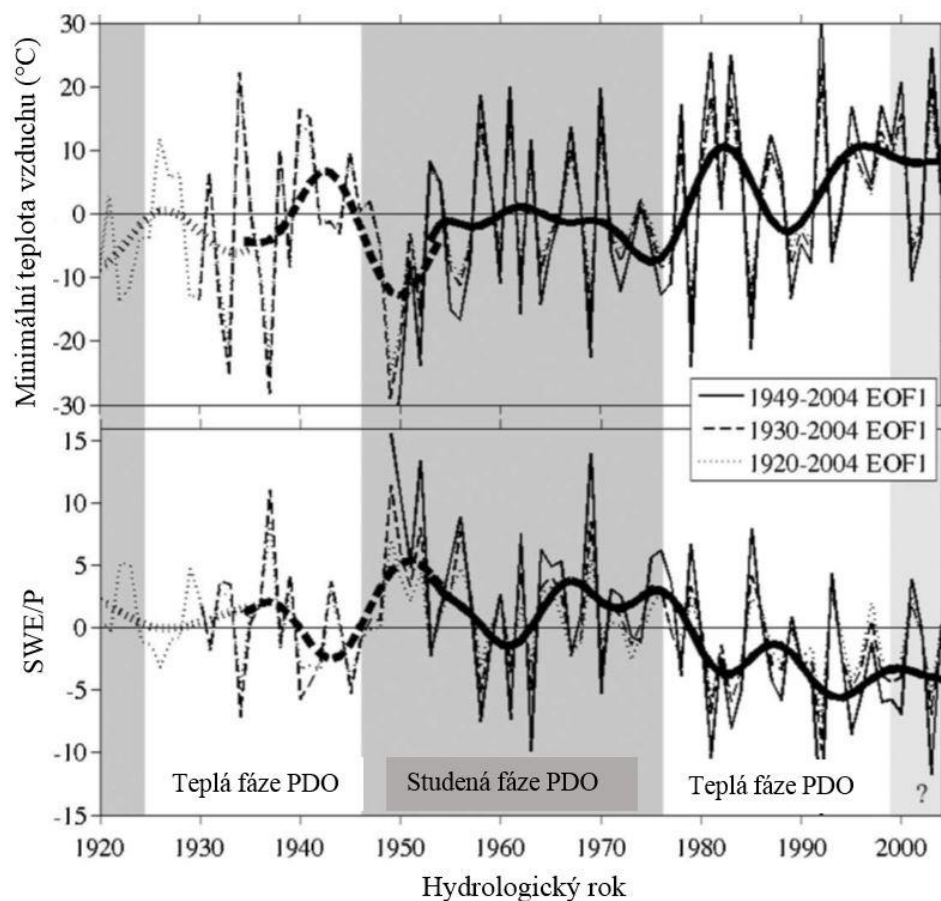
Berghuijs a kol. (2014) popisují ve své práci roli sněhových srážek na průměrný roční a meziroční průtok za použití dat ze 420 povodí nacházejících se v USA pro období 1948-2001. Povodí s vysokým podílem dlouhodobých srážek padajících v podobě sněhu jsou charakterizována výrazně vyšším dlouhodobým průtokem než povodí s nízkým nebo žádným sněžením. Kromě toho analýza meziroční variability ukazuje, že roční podíl srážek dopadajících v podobě sněhu má výrazný vliv na průměrný roční průtok, nezávisle na množství celkových srážek. Obě zjištění naznačují, že změna ve skupenství srážek ze sněhových na dešťové výrazně snižuje průměrný průtok.

2.3 Současné změny v poměru pevných srážek k srážkám celkovým (S_f)

Variabilita a dlouhodobé trendy ve změnách sněhové pokrývky jsou výsledkem a odrazem (přímého či nepřímého) účinku několika dalších klimatických prvků a faktorů, jakými jsou například atmosférická cirkulace, teplota vzduchu, srážky, vítr, sluneční radiace, sluneční svit, atd. Sněhová pokrývky proto představuje výsledek komplexní expozice výše zmíněným faktorům a její meziroční změny proto dobře odrážejí klimatickou variabilitu, zejména pak v chladné sezóně (Ke a kol., 2009). Nárůst teploty vzduchu, zvláště v chladné části roku, může mít kromě ovlivnění sněhové pokrývky a tání sněhu vliv i na srážky, které padají v podobě sněhu a na poměr sněhových srážek k celkovým srážkám (S_f). Změny z pevného na kapalné skupenství srážek mohou nabývat kritického významu vzhledem k tomu, že mohou ovlivnit sněhovou pokrývky a tím i množství dostupného sněhu pro jarní tání. Nedostatek sněhu při jarním tání by mohl způsobit nedostatek vody, vedoucí až k přerušení toků, a mohl by vést k hydrologickým suchům na konci jara a v létě (Feng a Hu, 2007). Podle Beniston a kol. (2003), jsou dva hlavní determinanty sněhu teplota vzduchu a množství srážek. Se změnami klimatu se mění rozložení teploty a srážek, a s tím i množství a trvání

sněhové pokrývky. Navíc změny poměru pevných a kapalných srážek ovlivňují změny v povrchovém albedu (sníh a déšť mají různé dopady na absorpci a odraz slunečního záření), což mění energetickou rovnováhu systému Země – atmosféra (Screen a Simmonds, 2012). Jde-li o hmotnostní bilanci ledovců, hraje sluneční záření klíčovou roli v tání ledovců, ke kterému v současnosti dochází. Zvýšení množství sněhových srážek přispívá ke zvýšení povrchového albeda ledovce, následkem čehož dochází ke zpomalení tání ledovců. Naopak zmenšení množství sněhových srážek urychluje tání ledovců. S_f lze tedy použít jako indikátor změny klimatu a hraje tak nesmírně důležitou roli při měření povrchového odtoku, toku energie a materiálních cyklů (Wang a kol., 2016). Snížení S_f vede k větší ztrátě vody v zimě a začátkem jara kvůli nedostatku vodních rezervoárů, zatímco zvýšení S_f znamená, že se více vody uloží ve sněhové pokrývce, dokud teplota vzduchu nedosáhne kritického bodu, kdy začne sněhová pokrývka tát (Guo a Li., 2005).

Změny v poměru pevných ke kapalným srážkám (S/R) a S_f byly během posledních desetiletí hlášeny po celém světě. Pokles S_f můžeme očekávat zejména v oblastech s průměrnou teplotou vzduchu pohybující se v chladném období okolo bodu tání (Feng a Hu 2007, Knowles a kol. 2006, Serquet a kol. 2011). Obecně lze pozorovat klesající trend v množství sněhové pokrývky na severní polokouli (IPCC, 2007). Stejně tak byl zjištěn klesající trend i pro horské oblasti (Beniston a kol., 2003; Ke a kol., 2009; Serquet a kol., 2011; Ding a kol., 2014; Guo a Li, 2015). Pokles trendů v poměru sněhových k celkovým nebo extrémním srážkám byl také pozorován na několika místech v USA (Cayan a kol., 2001; Knowles a kol., 2006; Feng a Hu, 2007). Knowles a kol. (2006) potvrdili výrazný klesající trend v S_f za minulé století a jeho spojitost s Tichomořskou oscilací (PDO) na západě USA (obrázek 6). Feng a Hu (2007) ukázali, že S_f se výrazně snižuje na severozápadním pobřeží a v centrálních Spojených Státech, zatímco na východním pobřeží USA nebyla velikost poklesu tak výrazná. Klesající trend S_f byl pozorován i v Číně (Ke a kol. 2009, Guo a Li 2015, Wang a kol. 2016). Guo a Li dospěli k závěru, že S_f zaznamenal klesající trend v čínském Ťan-Šanu a že hlavní příčinou byla měnící se teplota vzduchu. Stejně tak i Takeuchi a kol. (2008) připisují pokles S_f na ostrově Honšú v Japonsku zvyšující se teplotě vzduchu. V Nové Anglii vykazuje S/R významný klesající trend, který souvisí se severoatlantickou oscilací a indexem Pacific-North America (Huntignton a kol., 2014). Podobný klesající trend se vyskytuje ve Švýcarsku, zejména v nižších nadmořských výškách (Serquet a kol., 2011).



Obrázek 6: (nahore) Variabilita zimní minimální teploty vzduchu ve dnech se srážkami a (dole) poměr SWE/P s vyznačenými fázemi PDO na západě USA (Knowles a kol., 2006).

Naopak zvyšující se trend v S_f byl zaznamenán od 20. let 19. století v povodí Skalitých hor, zejména v Novém Mexiku a v Coloradu, dále pak v oblasti Velkých jezer v severním Ohio a v částech severních oblastí centrálních Spojených Států. Tyto oblasti, které jsou v rozporu s celkovým schématem snižujícího se trendu S_f , se zdají být spojeny se specifickými dynamickými procesy, jakými jsou závětrný efekt hor nebo jezerní efekt sněhu, které mohou reagovat na změny v atmosférickém oběhu (Kunkel a kol., 2009b). Jezerní efekt sněhu představuje fenomén, při němž se vytváří sněhové srážky průchodem studeného vzduchu nad relativně teplou vodou jezera. Masy studeného vzduchu s nízkým obsahem vodní páry pocházející z Kanady jsou ohřáté a zvlhčené zespod při průchodu nad Velkými jezerami. Výsledkem je vzestupný pohyb masy zesílený turbulentním prouděním a následné ochlazení a vypadávání sněhových srážek (Niziol a kol., 1995). Výsledný jezerní efekt sněhu na jezerní straně může být velmi dramatický vzhledem k množství sněhových srážek. Stejně tak je známo, že jezerní plochy ovlivňují rychlost a intenzitu cyklonů středních zeměpisných

šířek a vytvářejí sněhové srážky, které jsou efektem jezera zvětšeny (Ellis a Johnson, 2004). Zvyšující se trend ve sněhových srážkách byl také pozorován v centrálních Andách. Vyšší akumulace sněhu je zde obecně spojená s událostmi El Niño v tropickém Pacifiku (Masiokas a kol., 2006).

2.4 Budoucí změny v poměru pevných srážek k srážkám celkovým (S_f)

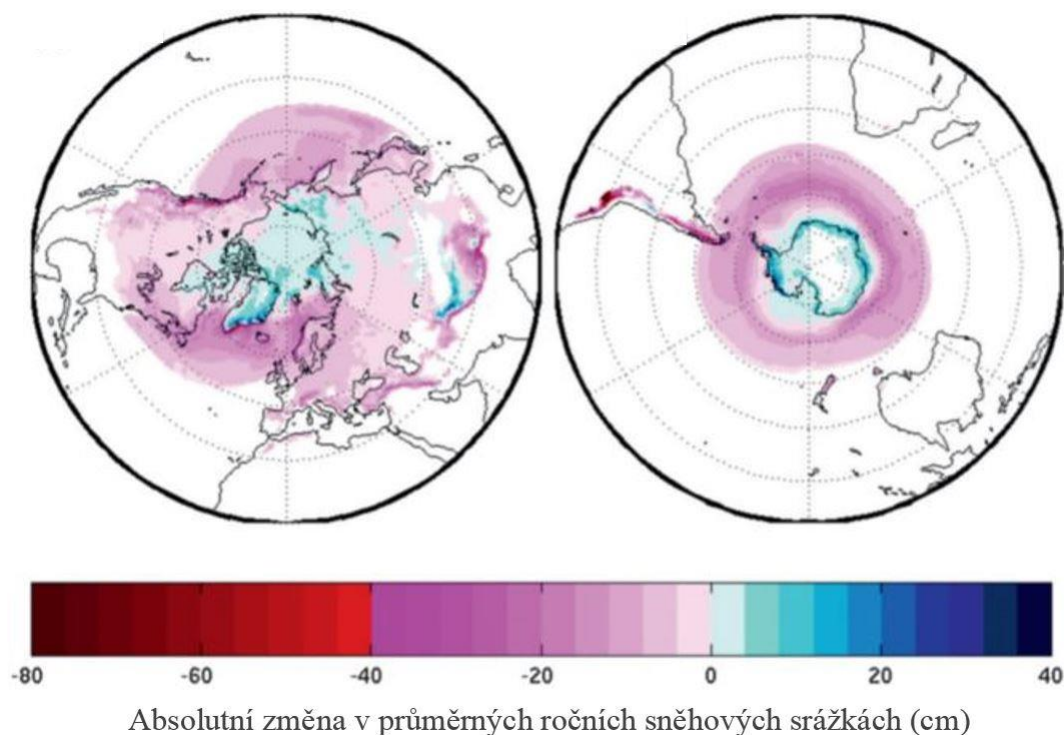
V závislosti na oteplování klimatu se v mírných oblastech závislých na vodních zásobách ze sněhové pokrývky očekává významný hydrologický posun ve fázi srážek ze sněhových na dešťové (Barnett a kol., 2005). Předpokládá se, že pokračující změny ve fázi srážek změní dynamiku sněhové pokrývky, načasování a velikost odtoku (Cayan a kol., 2001; Berghuijs a kol., 2014) a zvýší množství dešťových událostí na sněhovou pokrývku (Harpold a kol., 2017). S ohledem na změny v klimatologii sněhu je nutné zohledňovat aspekty jak sněhové pokrývky, tak sněhových srážek. V nedávné minulosti byl pozorován významný pokles průměrné výšky sněhové pokrývky a jejího trvání v Alpách (Beniston a kol., 2003; Jonas a kol., 2009; Serquet a kol., 2011; Beniston a kol., 2012). Předpoklady budoucích změn sněhové pokrývky založené na simulacích klimatických modelů naznačují další podstatný pokles sněhové pokrývky a jejího trvání, který je silně spojen s očekávaným nárůstem teploty vzduchu (Frei a kol., 2017).

Podle emisního scénáře A1B se očekává oteplování o 0,25 °C za desetiletí do poloviny 21. století a následně zrychlení oteplování na 0,36 °C za desetiletí ve druhé polovině století. Oteplení bude pravděpodobně spojeno se změnami sezónnosti srážek, globálního záření, relativní vlhkosti vzduchu a intenzivnějšími extrémy srážek s větším záplavovým potenciálem v chladnější části roku. Podmínky současného rekordně teplého zimního či letního období se mohou koncem 21. století stát normálními a tím pádem je zde i předpoklad do budoucna pro daleko drsnější sucha. Očekává se, že sněhová pokrývka bude prudce klesat pod 1500-2000 m n.m. a očekává se, že přírodní rizika související s ústupem ledovců a permafrostu budou častější (Gobiet a kol., 2014).

Předpoklady klimatických změn způsobených skleníkovými plyny ve vysokých severních nadmořských šířkách pro 21. století naznačují podstatné oteplení spojené

s nárůstem celkových srážek. Tyto změny mají nepříznivý efekt na sněhové podmínky, ale jejich relativní význam závisí na výchozím klimatu. V oblastech, které jsou v současnosti charakterizovány průměrnými zimními teplotami blízko 0 °C (přechodná sněhová zóna), frekvence pozitivních teplot vzduchu prudce stoupá s oteplováním, a tím výrazně podporuje pokles sněhových srážek a výšky sněhové pokrývky (Räisänen, 2016). Přechodná sněhová zóna je předmětem velkého hydrologického zájmu nejen z hlediska změny klimatu, ale také pro její úlohu při vzniku velkých povodní vlivem událostí deště na sněhovou pokrývku (Safeeq a kol., 2016). V oblastech s mnohem chladnějším současným klimatem však teplota vzduchu v zimě zůstane i nadále pod nulou i po mírném oteplení. V těchto oblastech budou změny ve sněhových podmínkách pravděpodobně souviset pouze s nárůstem srážek (Räisänen, 2016).

Kapnick a Delworth (2013) pomocí modelu s vysokým rozlišením nasimulovali vývoj sněhových srážek pro budoucích 140 let, ve kterých se obsah atmosférického oxidu uhličitého zvyšuje rychlostí 1 %/rok až do jeho zdvojnásobení po 70 letech a následné stagnaci. Model obecně ukázal snižování sněhových srážek mezi 30° a 60° zeměpisné šířky s největšími relativními ztrátami na západním pobřeží Evropy a Severní Ameriky. Budoucí nárůst sněhových srážek nastává nad 60° zeměpisné šířky, s největším nárůstem na pobřeží Grónska a Antarktidy a v několika oblastech s vyšší nadmořskou výškou, zejména v oblasti západních Himalájí, malých regionech v Andách a v jihozápadním Yukonu v Kanadě (obrázek 7). Navzdory těmto regionálním zvyšováním sněhových srážek dochází k téměř univerzálnímu snižování procentuálního zastoupení sněhových srážek na srážkách celkových.



Obrázek 7: Absolutní změna průměrných ročních sněhových srážkách (cm) pro severní (vlevo) a jižní hemisféru (vpravo). Bílou barvou jsou znázorněny oblasti s ročním sněhovým přírůstkem menším než 5 cm, absolutní ztráta sněhových srážek dosahuje -163 cm (Kapnick a Delworth, 2013).

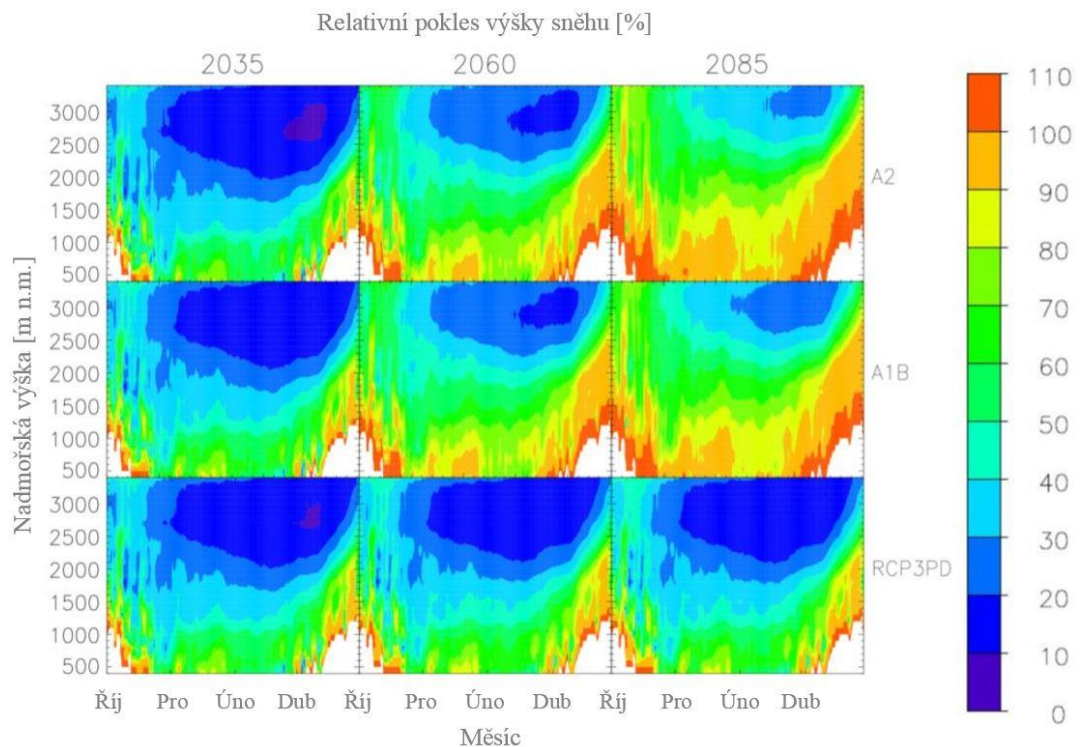
Odtok z tání sněhu v horských povodích je primárním zdrojem vody ve většině západních USA. Snížení S_f by zvýšilo zimní odtok, zmenšilo mocnost sněhové pokrývky a následně by snížilo letní odtok s rozsáhlými důsledky pro vodní hospodářství včetně operací s vodními nádržemi a pro zavlažování (Safeeq a kol., 2016). Kromě změny v sezónním načasování a velikosti průtoků (Barnett a kol., 2005) by snížení S_f pravděpodobně snížilo i celkový roční průtok. Práce Safeeq a kol. (2016) ukazuje, že oteplení pouze o 1,8 °C by do roku 2040 vyústilo v S_f nižší než při teplých zimách během období 1916-2003, vzhledem k čemuž by mohlo vyžadovat změnu způsobu, jakým je v současné době řízena vodní infrastruktura.

Podle Jeníček a kol. (2018) se očekává, že bude vzrůstat podíl dešťových srážek v alpských povodích. Následkem toho se očekává zmenšení podílu vody uložené ve sněhové pokrývce, což spolu se změnami v rychlosti a načasování tání může způsobit snížení jarních a letních nízkých průtoků. Dny nepřetržitého pokrytí povrchu sněhovou pokrývkou, stejně

jako množství ledovcové hmoty působící jako přírodní vodní nádrže, se podle projekcí v průběhu 21. století dále sníží nebo dokonce zmizí. Povodí s nízkým stupněm ledovcového pokrytí budou přecházet z převládajícího sněhového na dešťový režim, což změní sezónnost odtoku směrem k větším zimním odtokům a menším letním odtokům z povodí. Proto se do budoucna roční odtoky z ledovcových povodí zvýší na určité maximum a poté se zmenšující se rozlohou ledovce začnou klesat (Etter a kol., 2017). Mnoho studií ukázalo, že pokles ve sněhové pokrývce ovlivňuje doplňování podzemních vod a v důsledku toho ovlivňuje odtok během pozdního jara a v létě (Godsey a kol., 2014; Jeníček a kol., 2016).

Beaulieu a kol. (2012) hodnotí ve své práci možnost budoucí změny hydrologického režimu řek na pobřeží Britské Kolumbie díky změnám v SWE. Odtokové režimy řek Britské Kolumbie jsou nyní charakterizovány jako glaciální, nivální, pluviální nebo hybridní. Scénáře změny klimatu pro 50. léta 21. století naznačují, že SWE by se mohla snížit o 50 % až 80 % v povodích s malou nadmořskou výškou na jižním pobřeží Britské Kolumbie. To by mohlo vyvolat posun od hybridního k pluviálnímu režimu u mnoha řek pramenících v horách na pobřeží, což by mohlo ovlivnit letní nízké průtoky. Analýza průtoků ukazuje, že horní toky řek, které mají zdroj vody z tání sněhové pokrývky, mohou podpořit vyrovnanější základní odtok v létě než povodí mnohem větší se zdrojem vody z dešťových srážek. Tato práce dospěla k závěru, že velký vstup vody z tání sněhové pokrývky během jara je dostačující pro doplnění mělkých podpovrchových nádrží a pro obnovení toku v hlubokých průtokových cestách při rychlosti, s kterou se nemohou rovnat povodí s dominujícím zdrojem vody z dešťových srážek.

Marty a kol. (2017) hodnotí budoucí změny ve dvou horských povodích ve Švýcarsku pomocí tří různých emisních scénářů pro tři různá časová období (2020-2049, 2045-2074, 2070-2099). Jejich výsledky ukazují pokles výšky sněhu pro všechny nadmořské výšky, období i pro všechny emisní scénáře (obrázek 8). Výška sněhové pokrývky se podle nich může do konce 21. století snížit až o 50 % u nadmořských výšek nad 3000 m n.m. a v nadmořských výškách pod 1200 m n.m. se nemusí hromadit téměř žádný sníh. V závislosti na emisním scénáři a nadmořské výšce se mění i trvání zimního období. Začátek zimního období přichází až o 1 měsíc později a konec o 1 až 3 měsíce dříve. Na konci století může být počet sněhových dnů snížen až o polovinu pro nadmořské výšky okolo 1500 m n.m. V nížinách se dokonce předpokládají pouze 0 až 2 dny se sněhovými srážkami.



Obrázek 8: Relativní pokles (%) výšky sněhu v povodí řeky Aare ve Švýcarsku pro tři emisní scénáře (nahore, ve středu a dole) a pro tři časová období (zleva doprava) v závislosti na sezóně a nadmořské výšce. Bílá barva představuje chybějící data (Marty a kol., 2017).

Budoucí změny S_f mohou mít v různých odvětvích různé dopady. Snižování frekvence sněhových srážek a obecné zvyšování nadmořské výšky sněžné čáry spojené se změnami teploty vzduchu bude mít negativní dopad na lyžařská střediska (Frei a kol., 2017). V nižších nadmořských výškách bude vést zesílení zimních srážek v kombinaci se snižováním S_f ke zvýšení povodňového potenciálu (Beniston, 2012). Voda může být zadržována ve sněhové pokrývce a může se uvolňovat pomalu během delšího časového rozmezí. Při oteplování klimatu bude docházet ke ztrátě této zadržovací kapacity a silné srážky se budou okamžitě podílet na odtoku a bude docházet k silnějším a ničivějším povodňovým situacím. Méně vody z tání sněhové pokrývky bude mít také vliv na výrobu vodní energie a na vodní hospodářství (Frei a kol., 2012). U vysoko položených alpských vodních elektráren by ztráta ledu z ledovce v dlouhodobém horizontu pravděpodobně vedla ke snížení produktivity ve srovnání se současnou produktivitou (Finger a kol., 2012). Finger a kol. (2012) ukázali, že až třetina produkce z údolí Vispa ve Švýcarsku by mohla být ztracena v důsledku klesající rozlohy ledovců a předpokládaných změn ve srážkách do roku 2100. Nedostatek vody se

může s ubývající sněhovou pokrývkou kvůli menšímu podílu sněhových srážek v některých oblastech stát vážným problémem.

3 Data a metody

3.1 Datové zdroje

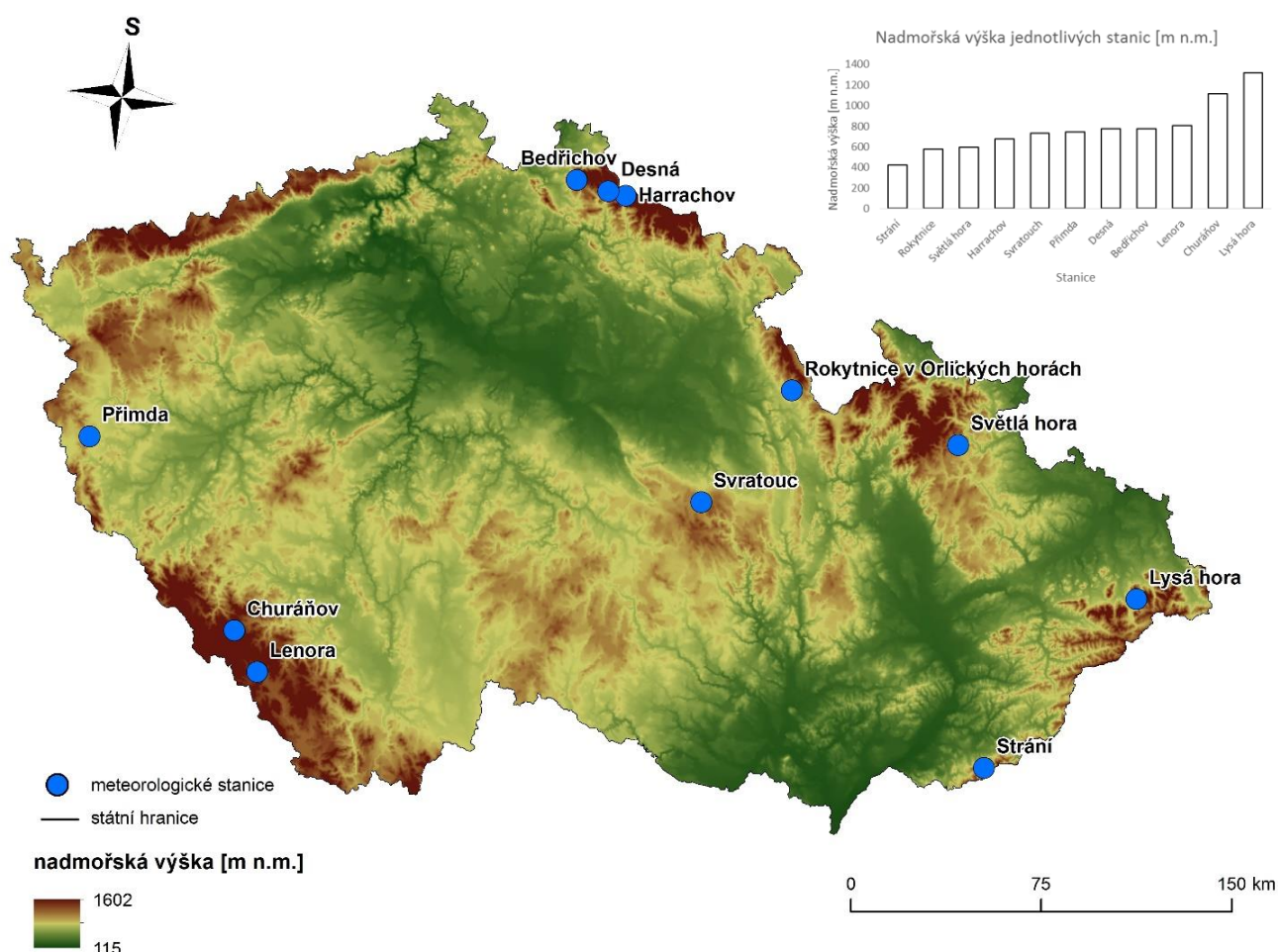
Hlavním datovým zdrojem diplomové práce jsou časové řady z meteorologických stanic z databáze Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ). Časové řady obsahují průměrnou, minimální a maximální denní teplotu vzduchu (T , T_{\min} a T_{\max}), denní výšku sněhové pokrývky (HS), denní úhrn srážek (P) a u některých stanic i vodní hodnotu sněhu (SWE). V této práci je použita průměrná denní teplota vzduchu, denní výška sněhové pokrývky a denní úhrn srážek pro období 1965-2014 z 11 meteorologických stanic. Dalším zdrojem dat jsou průměrné denní průtoky z hydrologických profilů databáze ČHMÚ pro období 1965-2014 z 6 hydrologických stanic.

Zpracování časových řad ČHMÚ proběhlo v programu MS Excel. Pro analýzu dat, získání trendů a vytvoření grafů byl použit statistický software R za použití funkce *MannKendall* z balíčků *Kendall* pro vypočítání Kendallova koeficientu pořadové korelace (Tau) a balíčku *Hmisc* s funkcí *rcorr* pro vypočítání Spearmanova koeficientu pořadové korelace (ρ). Lineární regrese byly vytvořeny na základě metody nejmenších čtverců. Pro lepší orientační znázornění závislosti a k odhadnutí lokálních trendů byla dále použita neparametrická lokální vážená regresní funkce *lowess*. Funkce *lowess* funguje pomocí metody posuvného okna. Výsledné mapy byly vytvořeny v programu ArcGis Desktop verze 10.3 s použitím databáze ArcČR 500 verze 3.2 od ARCDATA PRAHA, s použitím Digitální databáze vodohospodářských dat (DIBAVOD) od Výzkumného ústavu vodohospodářského Tomáše Garrigua Masaryka (VÚV) a pomocí prohlížečské služby WMS z Geoportálu ČÚZK.

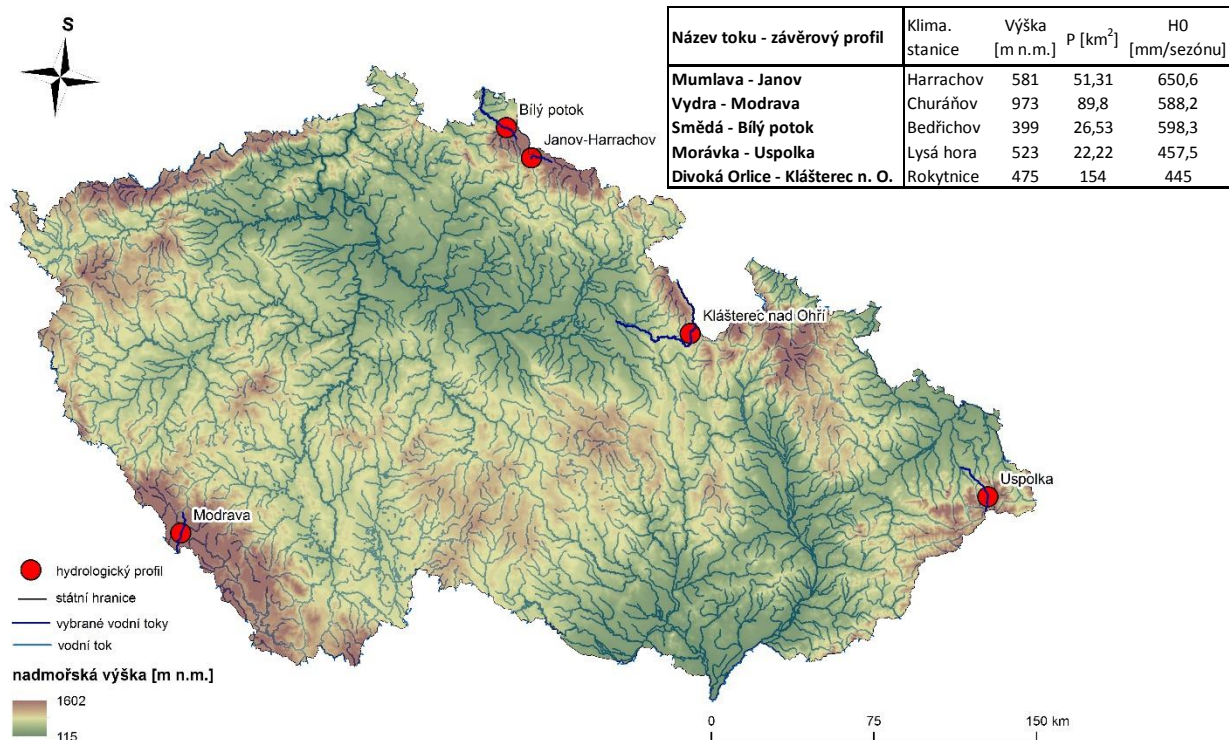
3.2 Výběr klimatologických a hydrologických stanic

Pro výběr meteorologických a hydrologických stanic bylo nutné stanovit vhodná kritéria výběru. Jelikož se práce zabývá sněhovými srážkami, bylo nutné vybrat výše položené horské stanice, kde v chladném půlroce převládají sněhové srážky. Vybrány byly stanice s nadmořskou výškou od 421 m n.m. u stanice Strání do 1322 m n.m. u stanice Lysá hora, přičemž většina vybraných stanic leží ve výšce 600-800 m n.m. Dalším rozhodujícím kritériem, které stanice musely splňovat, bylo dostatečně dlouhé nepřetržité měření

meteorologických veličin průměrné denní teploty vzduchu, denního úhrnu srážek a denní výšky sněhové pokrývky. Díky tomuto kritériu byly z předvýběru stanic vyřazeny stanice Labská bouda, Pec pod Sněžkou, Kašperské hory, Králíky a Deštné v Orlických horách, které by jinak byly pro výzkum velmi vhodné. Kvůli velmi dlouhým výpadkům v měření nebylo pro tyto stanice možné dopočítat chybějící údaje. U stanic, kde výpadky dosahovaly maximálně jednoho měsíce, byly chybějící údaje dopočítány pomocí lineární regrese za použití nejbližších stanic. Například pro stanici Desná byla použita stanice Bedřichov. Pomocí výše uvedených kritérií bylo vybráno 11 meteorologických (obrázek 9) a 6 hydrologických stanic v horských oblastech (obrázek 10) s měřením od hydrologického roku 1965 do roku 2014 (tabulka 1). K vybraným meteorologickým stanicím byly poté přiřazeny hydrologické profily se záznamem denních průtoků za období 1965-2014.



Obrázek 9: Poloha vybraných meteorologických stanic s histogramem jejich nadmořských výšek [m n.m.].



Obrázek 10: Poloha vybraných hydrologických profilů a pozorovaných vodních toků s tabulkou charakteristik jednotlivých povodí. P značí plochu povodí, H0 značí průměrnou sezónní odtokovou výšku.

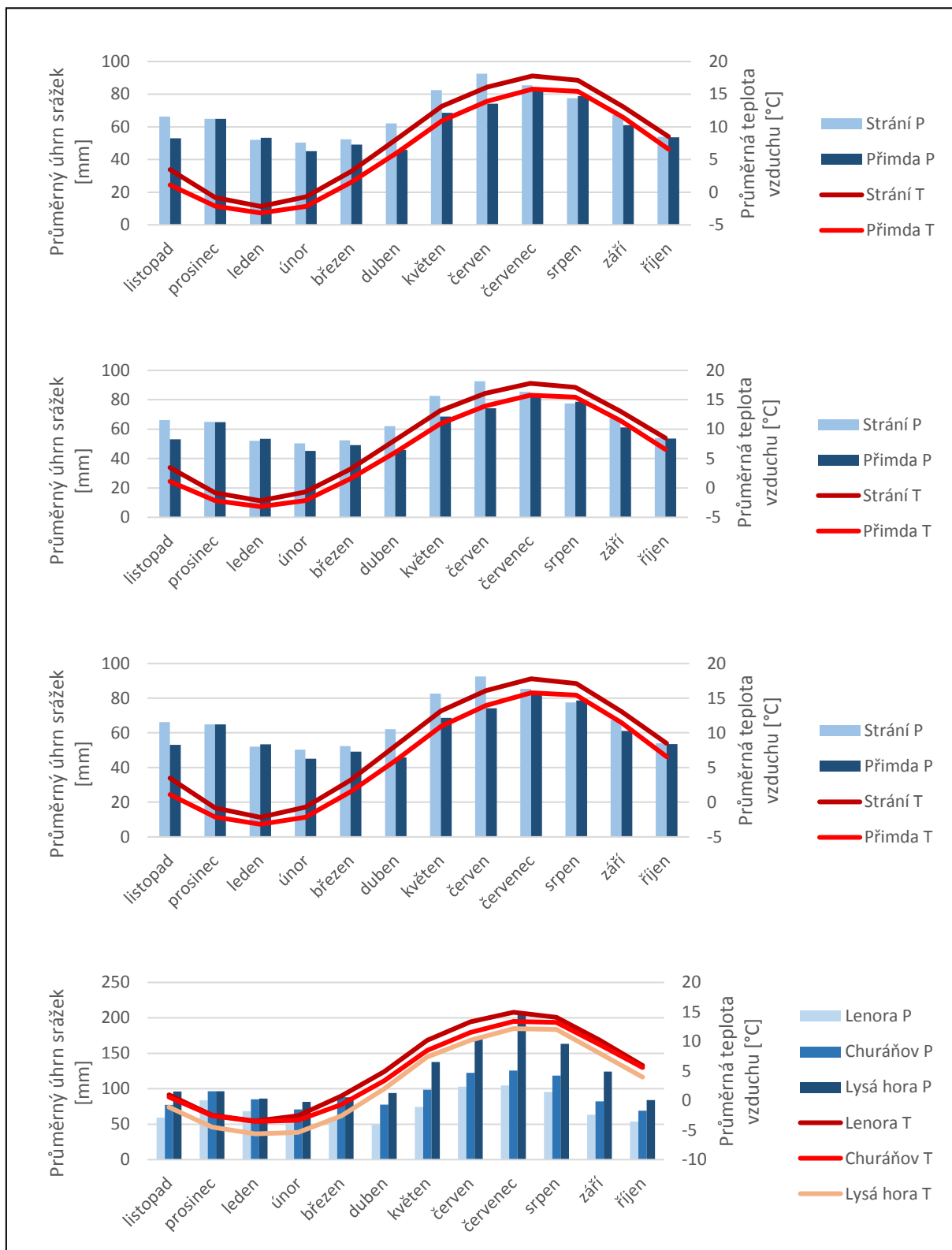
Tabulka 1: Seznam meteorologických stanic s nadmořskou výškou, průměrným sezónním úhrnem srážek a S_f za období 1965-2014 od listopadu do dubna.

Název stanice	Lokalita	Nadmořská výška [m n.m.]	Průměrný sezónní úhrn srážek [mm]	S_f (lis-dub)
Strání	Bílé Karpaty	421	348	0,42
Rokytnice	Orlické hory	577	410	0,57
Světlá hora	Hrubý Jeseník	593	275	0,55
Harrachov	Krkonoše	675	662	0,65
Svratouch	Žďárské vrchy	734	293	0,61
Přimda	Český les	742	312	0,53
Desná	Jizerské hory	772	685	0,7
Bedřichov	Jizerské hory	777	545	0,69
Lenora	Šumava	804	375	0,5
Churáňov	Šumava	1118	497	0,73
Lysá hora	Moravskoslezské Beskydy	1322	543	0,94

Zpracování a analýza dat probíhaly pouze pro chladnou část roku, která byla stanovena jako období od 1.11., tedy od začátku hydrologického roku do 30.4. Duben byl zařazen do sledovaného období kvůli možnosti sledování konečného tání sněhu i pro nejvýše položené stanice jako Lysá hora a Churáňov. Toto období však stále ještě nepokrývá veškeré sněhové srážky, ty se mohou vyskytovat v ojedinělých případech i v květnu a v říjnu, a to většinou jen u některých výše položených stanic. Tyto měsíce byly proto z analýzy vyřazeny.

3.3 Popis meteorologických stanic

Zkoumané stanice se nacházejí převážně v hraničních horských oblastech a to na Šumavě, v Jizerských horách, v Krkonoších, v Moravskoslezských Beskydech, Hrubém Jeseníku, Bílých Karpatech a v Českém lese. Klimatologické charakteristiky pro jednotlivé stanice jsou zobrazeny na obrázku 11. Stanice byly rozděleny do 4 skupin podle polohy. Nejvyššího ročního úhrnu srážek dosahuje stanice Lysá hora. Jedná se o nejvýše položenou stanici z výběru a druhou nejvýše položenou profesionální meteorologickou stanicí v ČR. Průměrný roční úhrn srážek za sledované období zde dosahoval 1432 mm. Lysá hora patří mezi nejdeštivější místa v ČR. Za rok se zde průměrně vyskytne 211 srážkových dní. Další stanice s nadprůměrným úhrnem srážek jsou stanice v Jizerských horách a v Krkonoších; jedná se o stanice Desná a Bedřichov v Jizerských horách a stanici Harrachov v Krkonoších. Roční úhrn srážek za sledované období byl 1347 mm pro stanici Desná, 1243 mm pro stanici Bedřichov a 1303 mm pro stanici Harrachov. Tyto stanice jsou také nejbohatší na zimní srážky. Od listopadu do dubna zde spadne průměrně 500 mm srážek. Je to dáno polohou stanic na závětrné straně Jizerských hor a Krkonoš. Díky převažujícímu severozápadnímu proudění vzduchu slouží tato pohoří jako orografická bariéra pro přicházející srážky. Další na srážky velmi bohaté jsou stanice Churáňov a Lenora na Šumavě a stanice Rokytnice v Orlických horách. Je tomu tak ze stejného důvodu jako u stanic v Krkonoších a v Jizerských horách. Nejmenšího ročního i zimního úhrnu srážek dosahují stanice Světlá hora, Svratouch a Přimda, a to průměrně 739 mm ročně a 237 mm za zimní období. Průměrná roční teplota vzduchu se pohybuje od 3 °C na stanici Lysá hora až po 8 °C na stanici Strání, která je s nadmořskou výškou 421 m n.m. nejnižší položenou stanicí z výběru.

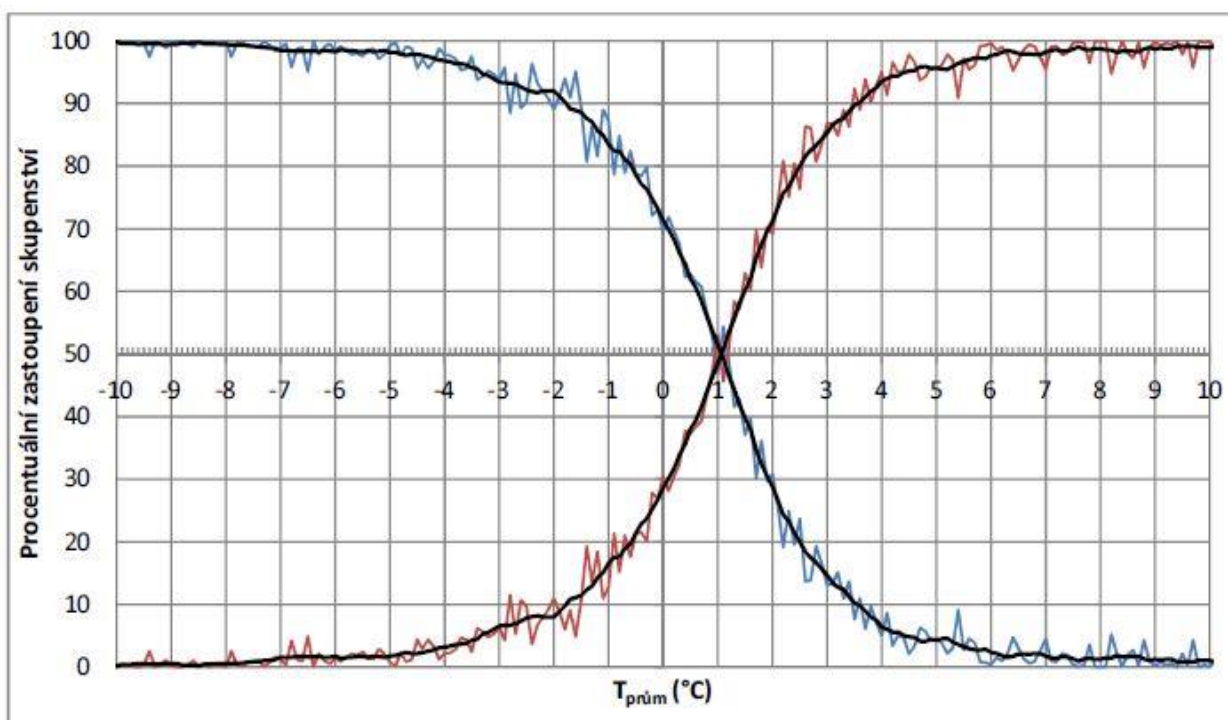


Obrázek 11: Průměrné měsíční úhrny srážek a průměrné měsíční teploty vzduchu v období 1965-2014 pro 11 meteorologických a klimatologických stanic. Stanice jsou rozděleny podle polohy na 4 skupiny.

3.4 Určení prahové teploty

Prahová teplota byla převzata z diplomové práce Hynčica (2014). Z českých stanic zde pomocí průměrné teploty vzduchu na základě grafů závislosti podílu skupenství srážek na teplotě stanovil prahovou teplotu vzduchu na 1,1 °C (Obr. 12). Pokud tedy průměrná denní teplota přesáhne 1,1 °C, jedná se o srážky dešťové, a pokud bude menší než 1,1 °C, jde o srážky sněhové. Použití průměrné denní teploty vzduchu má výhodu v tom, že tento údaj obsahuje několik denních měření teploty vzduchu, z kterých se následně počítá průměrná teplota podle vzorce:

$$T_{prům} = \frac{T_7 + T_{14} + 2T_{21}}{4}$$



Obrázek 12: Závislost relativní četnosti výskytu sněhových a dešťových srážek na průměrné teplotě vzduchu (Hynčica, 2014).

3.5 Statistická analýza a hodnocení

Analýzy trendů v dlouhodobých řadách hydrologických a meteorologických dat jsou důležitým nástrojem pro detekci a pochopení změn ve vývoji srážko-odtokového procesu (Kliment a kol., 2011). V mnoha hydrologických studiích se pro detekci monotonických trendů v časových řadách používají neparametrické statistické testy, kterými jsou například Spearmanův koeficient pořadové korelace a především Mann-Kendallův test pořadové korelace (Yue a kol., 2002). Tyto testy umožňují seznámit se s přítomností dlouhodobého trendu v hydro-klimatických řadách, aniž by se musela předpokládat normalita dat. Kromě toho jsou neparametrické metody méně ovlivněny přítomností odlehlých hodnot v datech (Ke a kol., 2009). K zjištění trendu S_f byl v této práci použit neparametrický Mann-Kendallův test (MK) a Spearmanův koeficient pořadové korelace (SR).

3.5.1 Mann-Kendallův test pořadové korelace

Mann-Kendallův test je neparametrická metoda založená na pořadí v časových řadách spíše než na jejich skutečných hodnotách. Tento test je vhodný pro analýzu trendů v časových řadách hydroklimatických jevů. U MK testu počítáme s nulovou hypotézou (H_0), že v časové řadě naměřených dat není žádný trend a s hypotézou H_1 , která předpokládá, že se v analyzovaných datech trend nachází (Shadmani a kol., 2012). Metoda MK předpokládá, že zkoumané časové řady jsou stabilní, nezávislé a náhodné s rovnoměrným rozdělením pravděpodobnosti (Ke a kol., 2009). Výpočet spočívá v pořadové korelaci mezi dvěma proměnnými. Výsledek MK testu je MK koeficient tau (τ). Rovnice pro výpočet MK τ je následující:

$$\tau = \frac{S}{D},$$

kde S je Kendallovo skóre vypočítané rovnicí:

$$S = \sum_{i>j} \text{sign}(X_j - X_i) \text{sign}(Y_j - Y_i),$$

kde X a Y jsou hodnoty časové řady seřazené vzestupně, $\text{sign}(\)$ představuje funkci signum. D vyjadřuje maximální možnou hodnotou S . V případě, že neexistují žádné vazby mezi X_j a X_i nebo mezi Y_j a Y_i vypočítá se D následovně:

$$D = \binom{n}{2},$$

kde n představuje délku časové řady. Obecněji, pokud se v časové řadě nacházejí hodnoty se stejným pořadím, vypočítá se D rovnicí:

$$D = \sqrt{\left(\binom{n}{2} - T\right) \left(\binom{n}{2} - U\right)}$$

kde

$$T = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{n_x} t_i(t_i - 1)$$

kde n_x je počet hodnot se stejným pořadím s rozsahem $t_i, i=(1, \dots, n_x)$ v proměnné X a

$$U = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{n_y} u_i(u_i - 1)$$

kde n_y je počet hodnot se stejným pořadím s rozsahem $u_i, i=(1, \dots, n_y)$. V případě, že neexistují vazby v žádném pořadí, je známo, že za nulové hypotézy může být distribuce S dobře aproximována normálním rozdělením s průměrem nula a rozptylem:

$$\text{Var}(S) = \frac{1}{18} n(n-1)(2n+5)$$

za předpokladu, že $n \geq 10$ můžeme použít zjednodušené odvození vzorce pro $\text{Var}(S)$.

V případě vazeb je výpočet rozptylu S komplikovanější,

$$\begin{aligned} \text{Var}(S) = & \left\{ \frac{1}{18} n(n-1)(2n+5) - \sum t_i(t_i-1)(2t_i+5) - \sum u_i(u_i-1)(2u_i+5) \right\} \\ & + \frac{1}{9n(n-1)(n-2)} \left\{ \sum t_i(t_i-1)(t_i-2) \right\} \left\{ \sum u_i(u_i-2) \right\} \\ & + \frac{1}{2n(n-1)} \left\{ \sum t_i(t_i-1) \right\} \left\{ \sum u_i(u_i-1) \right\} \end{aligned}$$

Hodnoty Mann Kendallova tau nabývají hodnot od -1 do 1 a určují tak velikost a orientaci trendu. Čím blíže se nachází hodnota tau k -1, tím větší záporný trend se v časové řadě vyskytuje a naopak. Pomocí p-hodnoty se zamítá nebo potvrzuje H_0 , že v časové řadě naměřených dat není žádný trend, data jsou náhodně uspořádaná a na sobě nezávislá. Pokud je p-hodnota vyšší než α , tak na dané hladině spolehlivosti platí H_0 . V této práci pracujeme s 99 %, 95 % a 90 % hladinou spolehlivosti. Test byl aplikován na průměrné roční hodnoty poměru sněhových na celkové srážky (S_f), na průměrnou teplotu vzduchu (T) a na den finálního roztání sněhové pokrývky (S_{melt}) pro každou stanici a na průměrné měsíční hodnoty S_f a T .

3.5.2 Spearmanův koeficient pořadové korelace

Spearmanův koeficient pořadové korelace (ρ) je další neparametrický statistický test, který je robustní vůči odlehlým hodnotám a obecně odchýlkám od normality, protože stejně jako řada dalších neparametrických testů pracuje pouze s pořadími pozorovaných hodnot. Spearmanův koeficient pořadové korelace byl použit jako srovnání s Mann-Kendallovým testem. V tomto testu, který předpokládá, že data časových řad jsou nezávislá a identicky distribuovaná, bereme nulovou hypotézu (H_0), která nezaznamenává žádný trend v čase a alternativní hypotézu (H_1), která říká, že v časové řadě trend existuje. Tento test předpokládá, že data časových řad jsou nezávislá, může proto tolerovat extrémní hodnoty v datech a nepožaduje normalitu dat (Ahmad a kol., 2015), běžně se proto používá k ověření absence trendů (Shadmani a kol., 2012). Výhoda tohoto testu spočívá v tom, že ho můžeme použít pro popis jakékoliv závislosti (lineární i nelineární). Spearmanův korelační koeficient značíme písmenem ρ (rhó); vyjadřuje, do jaké míry je vztah mezi dvěma proměnnými možné vysvětlit pomocí monotonické funkce. Může nabývat hodnoty od -1 do +1. Hodnota $\rho +1$ označuje perfektní souvislost v datové řadě, $\rho 0$ znamená, že mezi řadami není žádná souvislost a $\rho -1$ označuje perfektní negativní souvislost. Čím blíže je ρ nule, tím slabší je vztah mezi řadami. Spearmanův korelační koeficient se vypočítá pomocí rovnice:

$$\rho = \frac{1 - 6 \sum_{i=1}^n d_i^2}{n^3 - n}$$

kde d_i představuje rozdíl mezi pořadími párů a n je celková délka časové řady. Výpočet p-hodnoty se provede pomocí vzorce:

$$p = \rho \sqrt{\frac{n-2}{1-\rho^2}}$$

Stejně jako v případě Mann-Kendallova testu slouží p-hodnota k potvrzení nebo zamítnutí H_0 . Pokud je p-hodnota menší než α , H_0 zamítáme s tím, že se v časové řadě nenachází žádný trend. Stejně jako pro Mann-Kendallův test tato práce počítá s hladinou spolehlivosti 99 %, 95 % a 90 %.

4 Výsledky

4.1 Časová variabilita S_f

Poměr sněhových k celkovým srážkám (S_f) závisí převážně na teplotě vzduchu a množství celkových srážek. Na obrázku 13 A) můžeme vidět průměrné teploty vzduchu za období 1965 – 2014. Průměrné sezónní teploty vzduchu se zde pohybují od $-2,52\text{ }^{\circ}\text{C}$ v roce 1996 až po maximum $+2,76\text{ }^{\circ}\text{C}$ v roce 2007. Podle křivky lokálně vážené regrese (v programovacím jazyce R jde o funkci *lowess*) teplota do roku 1975 průměrně stoupala až na $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$, šlo o průměrné navýšení teploty o $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ za 10 let ($0,16\text{ }^{\circ}\text{C}$ za rok), poté klesala do roku 1987 rychlostí $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ za 10 let a od té doby už jen mírně stoupá rychlostí $0,1\text{ }^{\circ}\text{C/rok}$. Celkově je zde však od roku 1965 možno pozorovat stoupající trend, a to průměrně o $0,29\text{ }^{\circ}\text{C}$ za 10 let ($p < 0,05$). To odráží celkový trend v oteplování severní hemisféry.

Obrázek 13 B) zobrazuje graf celkového úhrnu srážek od listopadu do dubna za období 1965-2014. Úhrn srážek se zde pohybuje od $292,3\text{ mm}$ do 579 mm (v průměru $449,6\text{ mm}$). Celkový úhrn srážek je za sledované období celkem vyrovnaný a není u něj prokazatelný žádný výrazný trend. Pokles v celkových srážkách můžeme pozorovat jen na začátku a na konci sledovaného období. Obrázek 13 C) ukazuje variabilitu úhrnu dešťových srážek mezi jednotlivými roky v období 1965-2014. Do roku 1998 zde můžeme pozorovat konstantní zvyšování dešťových srážek a poté mírný pokles do roku 2014. Na rozdíl od celkového úhrnu srážek je zde už prokazatelný trend. Jedná se o mírný stoupající trend a to o 11 mm/10 let ($p < 0,1$). Na obrázku 13 D) můžeme pozorovat celkový sezónní úhrn sněhových srážek za stejné období. Na grafu je patrné celkové pomalé snižování úhrnu sněhových srážek s mírným nárůstem mezi roky 1971 a 1978 a prudkým snižováním od roku 2005 do roku 2014. Je zde vidět opačný trend než u celkového úhrnu srážek dešťových. Sněhové srážky na hladině významnosti $p < 0,1$ vykazují klesající trend o $13,9\text{ mm/10 let}$.

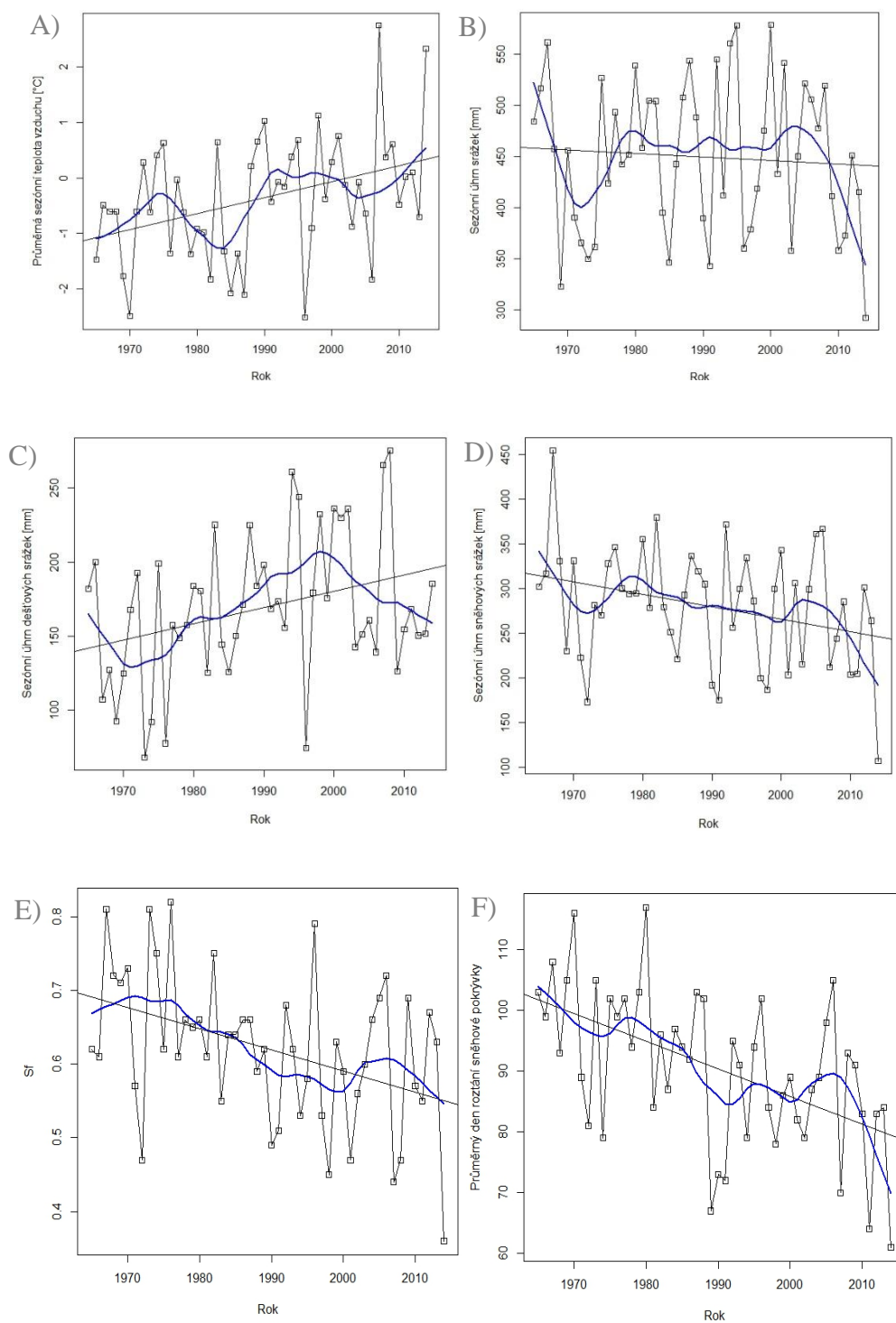
S nárůstem průměrné teploty vzduchu, se stoupajícím množstvím dešťových srážek a s klesajícím množstvím srážek sněhových klesá poměr S_f na všech pozorovaných stanicích v období 1965-2014 (obrázek 13 E)). Nejvyšší hodnoty S_f můžeme pozorovat na začátku sledovaného období, kdy v roce 1976 dosáhly hodnoty $0,82$. Minimální hodnoty můžeme pozorovat na konci sledovaného období v roce 2014, kdy dosáhly hodnoty $0,36$. Dešťové

srážky na konci sledovaného období tudíž převládaly nad srážkami sněhovými. Pouze krátký nárůst S_f můžeme pozorovat v období 2000-2006. Celkově zde však převládá klesající trend o $-0,028$ za 10 let ($p < 0,05$). Se snižováním hodnoty S_f se urychluje i tání sněhové pokrývky, ke kterému dochází čím dál dříve (obrázek 13 F)). Průměrné datum roztání sněhové pokrývky ze všech stanice je 1. 4., nejdéle vydržela sněhová pokrývky v roce 1980, a to do 27. 4., a nejdříve roztála 1. 3. 2014. Za období 1965-2014 můžeme pozorovat výrazný klesající trend. Konečné tání sněhové pokrývky se posouvá o 4,6 dní za 10 let směrem k začátku roku ($p < 0,01$).

V tabulce 2 můžeme vidět trendy jednotlivých faktorů souvisejících s S_f na základě Mann-Kendalova testu. P-hodnoty zobrazené tučně s kurzívou jsou významné na 99% hladině významnosti, hodnoty zobrazené pouze tučně jsou významné na 95% hladině významnosti. Modrá barva znázorňuje stoupající trend a červená barva trend klesající. Trend 10 vyjadřuje změnu za 10 let. Jediný faktor, u kterého nebyl prokázán trend, je celkový úhrn srážek.

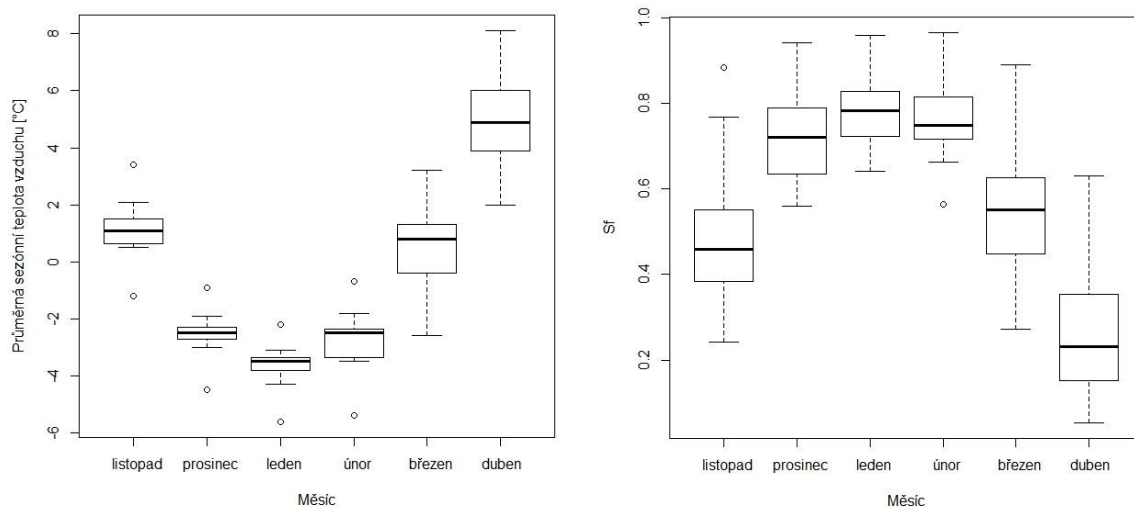
Tabulka 2: Trendy jednotlivých zkoumaných faktorů souvisejících s S_f na základě Mann-Kendalova testu.

	Kendall tau	p-hodnota	Změna
Průměrná sezónní teplota vzduchu	0,278	0,001	+0,28 °C/10 let
Sezónní úhrn srážek	-0,036	0,712	-
Sezónní úhrn dešťových srážek	0,184	0,061	+11 mm/10 let
Sezónní úhrn sněhových srážek	-0,169	0,085	-13,9 mm/10 let
S_f	-0,197	0,023	-0,028/10 let
Průměrný den roztání sněhové pokrývky	-0,426	8,27.10⁻⁷	-4,6 dní/10 let



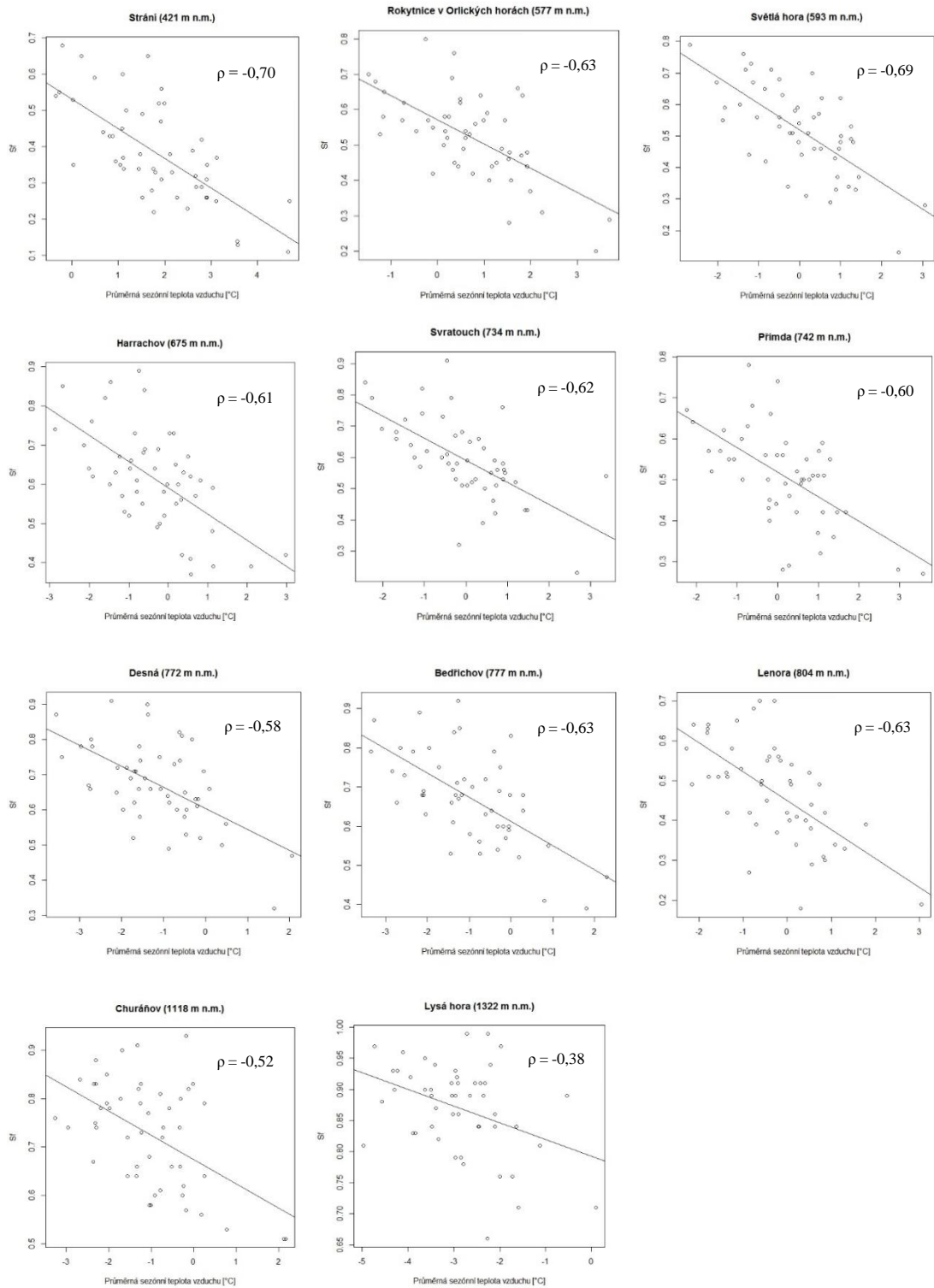
Obrázek 13: A) Průměrná sezónní teplota vzduchu, B) Průměrný sezónní úhrn srážek, C) Průměrný sezónní úhrn dešťových srážek, D) Průměrný sezónní úhrn sněhových srážek, E) Průměrná sezónní hodnota S_f , F) Průměrný den roztání sněhové pokrývky. Za období od listopadu do dubna 1965-2014. Černá čára znázorňuje křivku lineární regrese a modrá čára znázorňuje křivku lokálně vážené regrese.

Na obrázku 14 vlevo můžeme vidět průměrnou teplotu vzduchu pro jednotlivé měsíce znázorněnou pomocí box-plotů. Nejmenší rozdíly v teplotách vzduchu mezi jednotlivými stanicemi jsou v prosinci a v lednu. Průměrné teploty vzduchu jsou v těchto měsících na všech stanicích pod bodem mrazu. Průměrná prosincová teplota za období 1965-2014 je $-2,02\text{ }^{\circ}\text{C}$, průměrná teplota v lednu je $-3,29\text{ }^{\circ}\text{C}$. Dvě stanice vykazují extrémní hodnoty, a to stanice s největší a nejmenší nadmořskou výškou. Jedná se o stanici Lysá hora s průměrnou lednovou teplotou $-5,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ a o stanici Strání s průměrnou lednovou teplotou vzduchu $-2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Tyto dvě stanice vykazují extrémní hodnoty v teplotách vzduchu i v měsících prosinec a únor. Největší rozdíly v průměrných teplotách vzduchu jsou v měsících březen a duben; je to dáno tím, že rozdíl mezi nejvýše a nejniže položenou stanicí je téměř 1000 výškových metrů. Stanice Strání leží ve výšce 421 m n.m. a stanice Lysá hora ve výšce 1322 m n.m. Z toho důvodu je průměrná teplota v jarních měsících daleko nižší v nížinách než ve vyšších nadmořských výškách. Rozdíl zde činí až $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ mezi nejvýše a nejniže položenou stanicí. Na pravé straně obrázku 18 vidíme průměrné hodnoty S_f pro jednotlivé měsíce znázorněné pomocí box-plotů. Nejvyšších hodnot S_f dosahují měsíce prosinec, leden a únor. V těchto měsících je i nejmenší rozdíl mezi jednotlivými stanicemi, což odpovídá průměrné teplotě vzduchu v těchto měsících, která se drží stále pod bodem mrazu i u nejniže položených stanic. Díky tomu zde převládají sněhové srážky nad srážkami dešťovými. Nejnižších hodnot pak dosahují měsíce listopad, březen a duben. V těchto měsících můžeme vidět i největší variabilitu mezi jednotlivými stanicemi; to se dá opět vysvětlit nadmořskou výškou jednotlivých stanic a tudíž i jejich průměrnou teplotou vzduchu. Nadmořská výška jednotlivých stanic je znázorněna v tabulce 3 a práce se jí zabývá dále v kapitole 4.2



Obrázek 14: Průměrná měsíční teplota vzduchu (vlevo) a průměrná měsíční hodnota S_f (vpravo) na všech zkoumaných stanicích v období 1965-2014. Box-ploty zobrazují 25%, 50% a 75% kvantily, chybové úsečky zobrazují minimum a maximum a body označují extrémní hodnoty.

Na obrázku 15 je pomocí Pearsonova korelačního koeficientu znázorněna závislost mezi S_f a průměrnou sezónní teplotou vzduchu za období 1965-2014. Obecně zde platí, že se se snižující teplotou vzduchu zvyšuje S_f a naopak. U všech stanic je zde proto vidět velmi silná negativní korelace mezi těmito dvěma parametry. To znamená, že teplota vzduchu velmi silně ovlivňuje S_f . Největší závislosti dosáhla stanice Strání (-0,70) a nejmenší závislosti (stále ještě velice silné) dosáhla stanice Lysá hora (-0,38). Z toho můžeme vyvodit, že S_f je více ovlivněna teplotou vzduchu v menších nadmořských výškách než ve vyšších, kde teplota vzduchu jen zřídka stoupá nad bod mrazu.



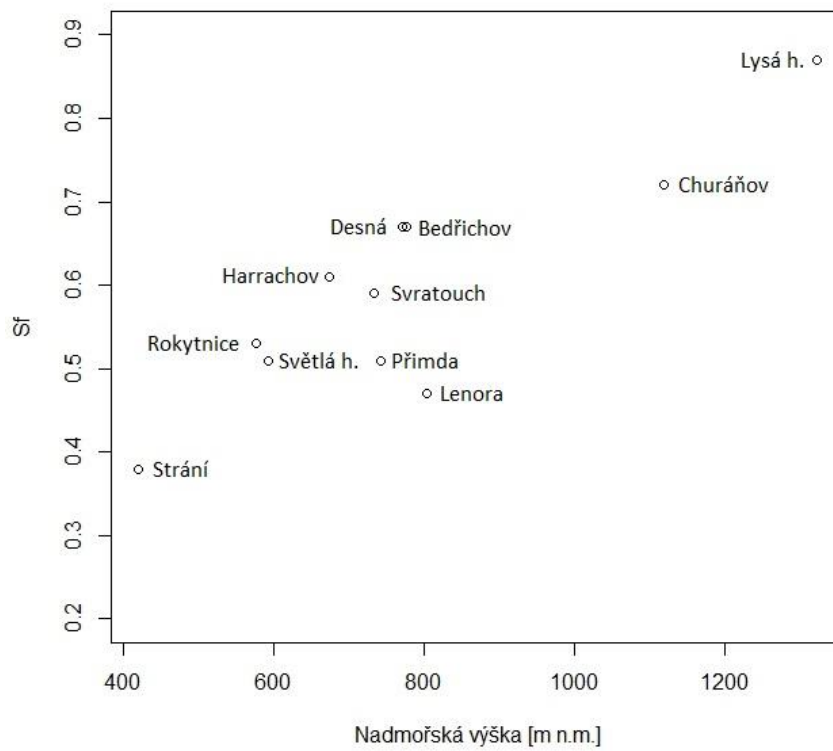
Obrázek 15: Závislost mezi průměrnou teplotou vzduchu [°C] a S_f v období 1965-2014. Osa x vyjadřuje průměrnou sezónní teplotu vzduchu [°C]. Grafy jsou proloženy přímkou lineární regrese a ρ označuje velikost Pearsonova korelačního koeficientu na 95% hladině spolehlivosti.

4.2 Prostorová variabilita S_f

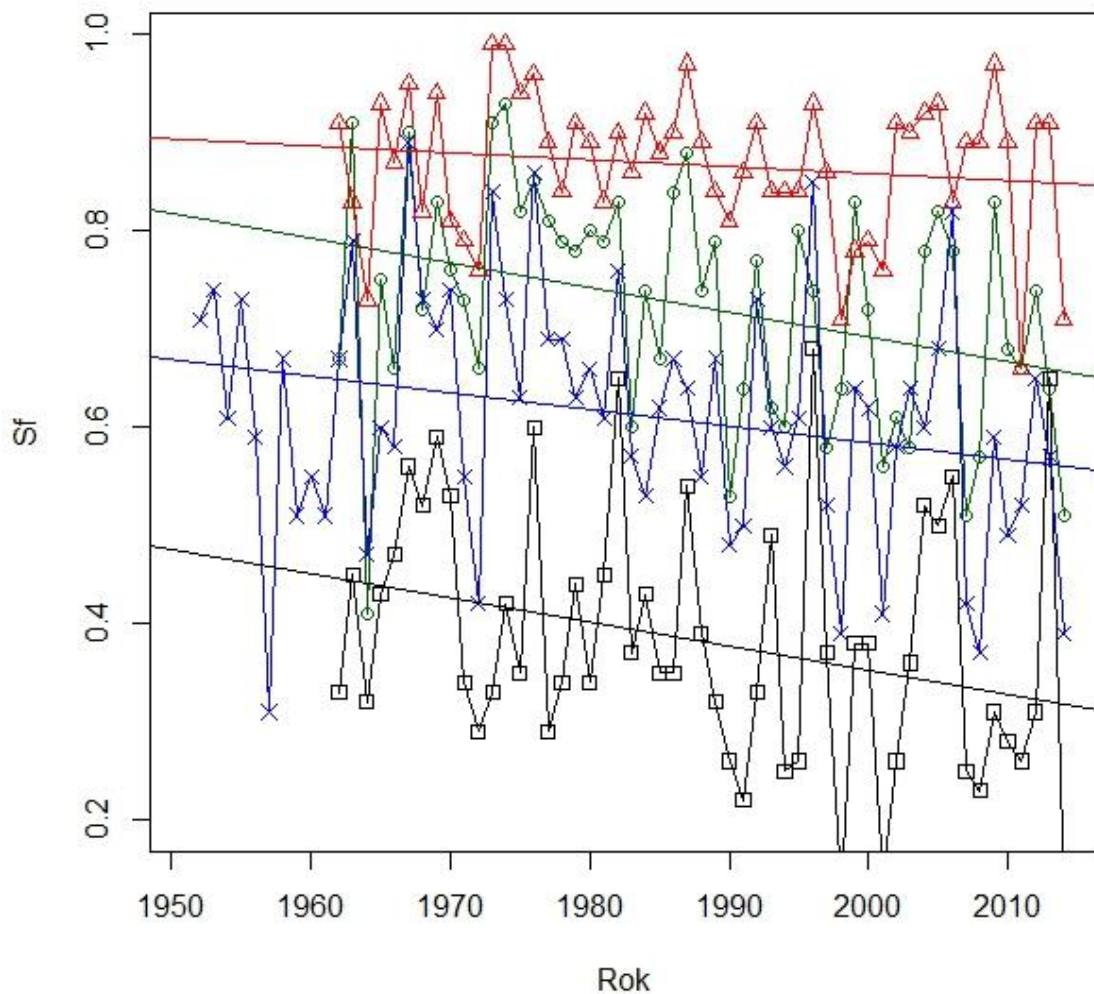
Jak už bylo řečeno v předchozí kapitole, vybrané stanice se nacházejí v různých nadmořských výškách a to od 421 m n.m. do 1322 m n.m. (tabulka 1). Nejvíce stanic leží v rozmezí 500-800 m n.m. což je vidět na obrázku 9. Na obrázku 16 je graficky znázorněna nadmořská výška jednotlivých stanic a jim odpovídající S_f .

Nadmořská výška stanic se výrazně promítá na průměrné hodnotě S_f . Obecně mají stanice s menší nadmořskou výškou i menší poměr sněhových srážek k celkovým srážkám. Nemusí to však platit pokaždé. Například u stanice Harrachov, která leží ve výšce 675 m n.m., je průměrná hodnota S_f vyšší než u stanice Přimda, která leží ve výšce 742 m n.m. To je pravděpodobně způsobeno reliéfem; stanice Harrachov se nachází na závětrné straně Krkonoš, a proto jsou zde v chladném půlroce naměřeny daleko vyšší úhrny jak celkových, tak i sněhových srážek. Krkonoše zde fungují jako orografická bariéra před srážkami, které jsou na naše území přiváděny převládajícím severozápadním prouděním vzduchu. Díky přítomnosti vyššího horského pohoří je zde i nižší průměrná teplota vzduchu. Vysokou hodnotu S_f vzhledem k nadmořské výšce má i stanice Rokytnice v Orlických horách. U této stanice ovlivňuje hodnotu S_f podobný faktor jako u stanice v Harrachově.

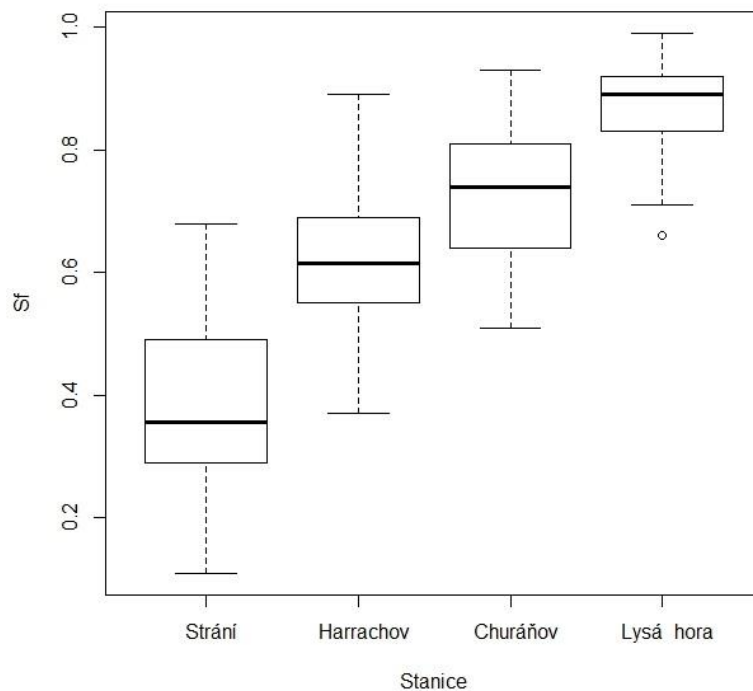
Na obrázku 17 jsou zobrazeny 4 stanice s různou nadmořskou výškou pro lepší znázornění měnící se hodnoty S_f . Stanice jsou vybrány tak, aby zahrnuly výškovou škálu všech pozorovaných stanic. Hodnoty pro stanici Lysá hora, Churáňov a Strání jsou za období 1962-2014, hodnoty pro stanici Harrachov jsou za období 1952-2014. Na stanicích ve vyšší nadmořské výšce můžeme pozorovat menší variabilitu v hodnotách S_f za sledované období. Je to díky tomu, že i když průměrná teplota vzduchu stoupá na všech stanicích, tak na stanicích, které jsou výše položené, zůstává i přesto pod bodem mrazu. Hodnoty S_f za jednotlivé stanice jsou proloženy přímkou lineární regrese pro lepší viditelnost změny S_f . Kromě stanice Lysá hora se u všech stanic prokázala negativní závislost na 95% hladině spolehlivosti. Na obrázku 18 je pomocí box-plotů znázorněna variabilita průměrných hodnot S_f pro výše zmíněné 4 stanice za období 1965-2014. Minimální a maximální hodnoty S_f pro stanici Strání se liší zhruba o 0,6, u stanice Harrachov je rozdíl zhruba 0,5, u stanice Churáňov je to už jen 0,4 a rozdíl mezi maximální a minimální hodnotou S_f na stanici Lysá hora je už pouze 0,3. To znamená, že na stanici Lysá hora během sledovaného období nedošlo k výraznějším změnám v poměru S_f .



Obrázek 16: Průměrná hodnota S_f pro jednotlivé stanice a jejich nadmořská výška



Obrázek 17: Vývoj průměrné hodnoty S_f proložený přímkou lineární regrese. Stanice Lysá hora (1322 m n.m.) je znázorněna modrou barvou se symbolem \times , stanice Churáňov (1118 m n.m.) je znázorněna červenou barvou se symbolem Δ , stanice Harrachov (675 m n.m.) je znázorněna zelenou barvou se symbolem \circ , a stanice Strání (421 m n.m.) je znázorněna černou barvou se symbolem \square .



Obrázek 18: Průměrné hodnoty S_f pro stanice Strání (421 m n.m.), Harrachov (675 m n.m.), Churáňov (1118 m n.m.) a Lysou horu (1322 m n.m.) v období 1965 – 2014. Box-ploty zobrazují 25%, 50% a 75% kvantily, chybové úsečky zobrazují minimum a maximum a body označují extrémní hodnoty.

4.3 Trendová analýza S_f a dalších faktorů, které ji ovlivňují

Pro zjištění trendů v získaných datech byl použit Mann-Kendallův test a pro kontrolu výsledků Spearmanův koeficient pořadové korelace. Výskyt trendů je zkoumán u hodnot S_f , u průměrné teploty vzduchu a u finálního dne roztání sněhové pokrývky pro všechny stanice (tabulka 3), a poté u hodnot S_f a u průměrné teploty vzduchu zvlášť pro každý měsíc, kdy se významný trend vyskytoval (tabulka 4). Následně je pomocí lineární regrese vypočítaná průměrná změna za 10 let.

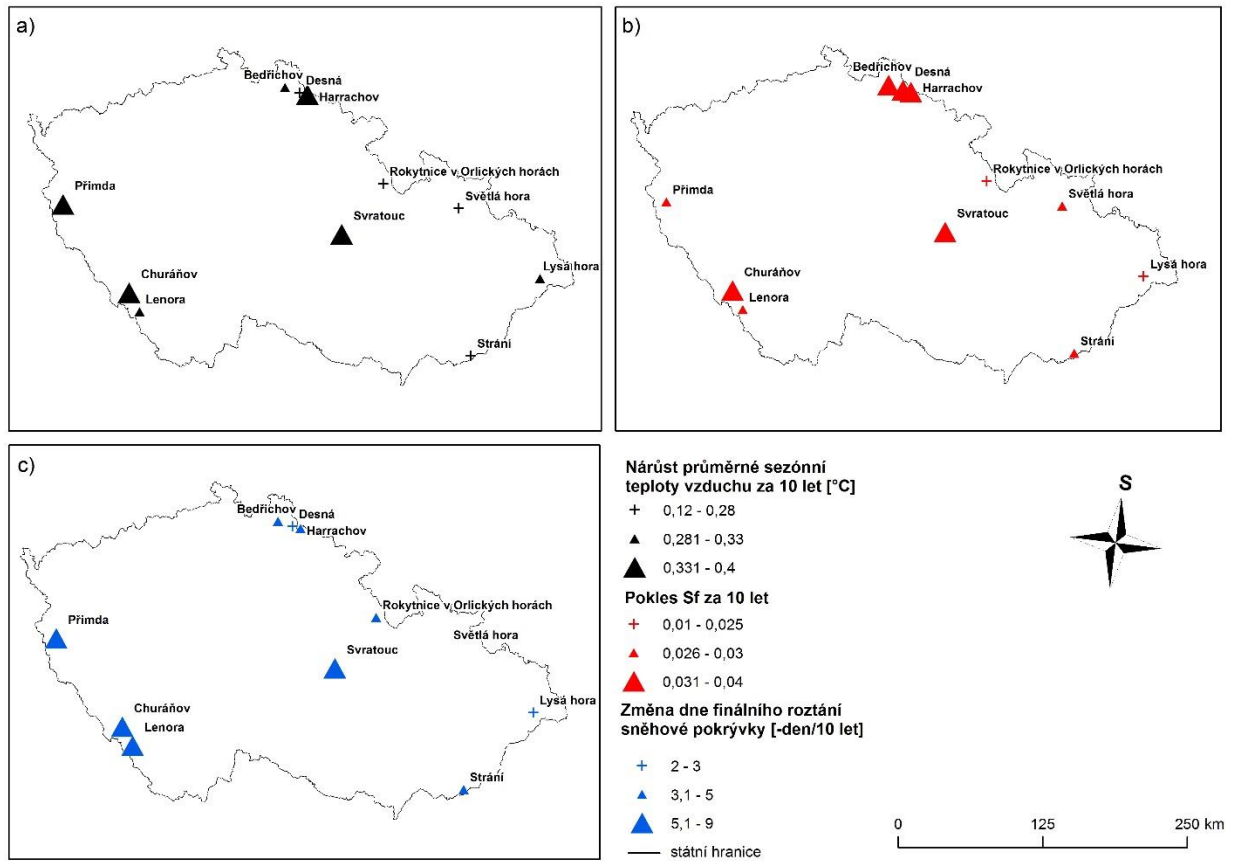
Tabulka 3: Výsledky trendové analýzy Sf, průměrné teploty vzduchu [°C] a dne finálního rozstání sněhové pokrývky pro všechny vybrané stanice pro období 1965-2014. Pro analýzu trendů byl použit Mann-Kendallův test a pro kontrolu Spearmanův koeficient pořadové korelace. Odstíny červené barvy je znázorněn klesající trend na 99%, 95% a 90% hladině spolehlivosti od nejtmavší po nejsvětlejší odstín. Odstíny modré barvy je znázorněn stoupající trend na 99%, 95% a 90% hladině spolehlivosti od nejtmavší po nejsvětlejší odstín. Trend 10 označuje průměrnou změnu za 10 let.

Stanice (m n.m.)	Sf				Průměrná teplota vzduchu [°C]				Den rozstání sněhové pokrývky						
	Kendall tau	p-hodnota	Spearman rho	p-hodnota	trend 10	Kendall tau	p-hodnota	Spearman rho	p-hodnota	trend 10 [°C]	Kendall tau	p-hodnota	Spearman rho	p-hodnota	trend 10 [počet dní]
Strání (421)	-0,247	0,012	-0,366	0,013	-0,03	0,141	0,150	0,219	0,145	0,204	-0,279	0,003	-0,374	0,003	-3,8
Rokytnice (577)	-0,116	0,241	-0,174	0,238	-0,021	0,210	0,032	0,325	0,034	0,258	-0,333	0,000	-0,371	0,001	-3,9
Světlá hora (593)	-0,191	0,053	-0,244	0,051	-0,026	0,077	0,437	0,124	0,357	0,119	NA	NA	NA	NA	NA
Harrachov (675)	-0,300	0,002	-0,416	0,002	-0,036	0,271	0,006	0,400	0,005	0,335	-0,241	0,006	-0,337	0,006	-3,9
Svratouch (734)	-0,244	0,013	-0,357	0,010	-0,037	0,274	0,005	0,433	0,006	0,335	-0,238	0,012	-0,370	0,014	-5,2
Přimda (742)	-0,250	0,012	-0,331	0,011	-0,026	0,284	0,004	0,448	0,004	0,359	-0,216	0,022	-0,447	0,020	-5,5
Desná (772)	-0,231	0,020	-0,330	0,013	-0,031	0,201	0,040	0,303	0,045	0,272	-0,294	0,001	-0,378	0,001	-2,9
Bedřichov (777)	-0,251	0,011	-0,352	0,015	-0,031	0,234	0,017	0,375	0,014	0,326	-0,349	0,000	-0,491	0,000	-4,5
Lenora (804)	-0,216	0,029	-0,293	0,024	-0,026	0,230	0,019	0,366	0,021	0,284	-0,352	0,000	-0,507	0,000	-8,1
Churáňov (1118)	-0,305	0,002	-0,430	0,002	-0,034	0,278	0,005	0,439	0,005	0,356	-0,362	0,000	-0,611	0,000	-5,4
Lysá hora (1322)	-0,125	0,211	-0,169	0,192	-0,011	0,266	0,007	0,407	0,006	0,307	-0,170	0,074	-0,291	0,081	-2,7
dohromady	-0,197	0,023	-0,358	0,019	-0,028	0,278	0,001	0,344	0,001	0,287	-0,426	0,000	-0,525	0,000	-4,6

Významné klesající trendy s vyššími hodnotami Mann-Kendallova tau a Spearmanova koeficientu rho u hodnot S_f byly prokázány téměř na všech stanicích. Výjimku tvoří pouze stanice Rokytnice v Orlických horách a stanice Lysá hora. Na stanici Lysá hora zůstává hodnota S_f relativně konstantní, a to díky její vyšší nadmořské výšce, teplota vzduchu zde i přes postupný nárůst ($0,287\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ let}$) zůstává stále pod bodem mrazu a poměr srážek se tím pádem výrazně nemění. Nejvýraznější klesající trendy byly prokázány na stanicích Harrachov ($-0,036/10\text{ let}$), Svatouch ($-0,037/10\text{ let}$) a Churáňov ($-0,034/10\text{ let}$), a to na hladině spolehlivosti $p < 0,01$. Na obrázku 21b) můžeme vidět prostorové rozložení změn S_f pro jednotlivé stanice. Kromě tří zmiňovaných stanic s nejsilnějším trendem můžeme pozorovat poměrně silný trend i u stanic Bedřichov ($-0,031/10\text{ let}$) a Desná ($-0,031/10\text{ let}$) a to na hladině spolehlivosti $p < 0,05$.

Trendy v průměrné teplotě vzduchu nebyly prokázány pouze u dvou stanic, a to u stanice Strání a u stanice Světlá hora, tedy u dvou z nejnižše položených stanic. Naopak u zbylých stanic byl většinou prokázán velmi silný vzestupný trend s maximem u stanice Přimda, kde průměrná teplota vzduchu stoupá o $0,359\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ let}$ ($p < 0,01$) a u stanice Churáňov, kde průměrná teplota vzduchu stoupá o $0,356\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ let}$ ($p < 0,01$). Průměrný nárůst teploty vzduchu u zbylých stanic je zhruba o $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ let}$ ($p < 0,05$). Nárůst průměrné sezónní teploty vzduchu lze pozorovat na obrázku 19 a). Je zde vidět, že na východě Česka není trend v nárůstu teploty vzduchu tak výrazný jako na severu a na západě.

Trendy ve změně konečného dne roztání sněhové pokrývky jsou významné pro všechny sledované stanice. Pouze pro stanici Světlá hora, kde chybí měření výšky sněhu, nemohl být trend vypočítán. Průměrně dochází k posouvání dne konečného roztání sněhové pokrývky o $4,6\text{ dní}/10\text{ let}$ dříve. Maximálního trendu dosahuje stanice Lenora na Šumavě, dochází zde k dřívějšímu roztání sněhové pokrývky o $8,1\text{ dne}/10\text{ let}$ ($p < 0,0001$). Minimální posun konečného dne roztání sněhové pokrývky je na stanici Lysá hora, kde k roztání dochází o $2,7\text{ dne}/10\text{ let}$ dříve ($p < 0,1$). To koresponduje se změnou S_f na této stanici. Prostorové rozdělení poklesu S_f za 10 let je vidět na obrázku 19 b). Prostorové rozdělení změny dne konečného roztání sněhové pokrývky je vidět na obrázku 19 c). Je zde vidět, že k dřívějšímu konečnému roztání sněhové pokrývky dochází hlavně na západě Česka na stanicích Přimda, Churáňov a Lenora.



Obrázek 19: Prostorové rozložení trendů na území Česka v období 1965 – 2014.

Tabulka 4: Výsledky trendové analýzy S_f a průměrné teploty vzduchu [$^{\circ}\text{C}$] v období 1965-2014. Pro analýzu trendů byl použit Mann-Kendallův test. V tabulce jsou pouze měsíce, ve kterých se projevil významný trend. Významné trendy jsou znázorněny odstíny červené a modré barvy stejně jako v tabulce 4. Trend 10 zobrazuje průměrnou změnu za 10 let.

stanice	měsíc	Sf			Prům, teplota vzduchu [$^{\circ}\text{C}$]		
		Kendall tau	p-hodnota	trend 10	Kendall tau	p-hodnota	trend 10
Bedřichov	listopad	-0,206	0,036	-0,047	0,234	0,017	0,386
	prosinec	-0,174	0,084	-0,026	0,092	0,349	0,139
	leden	-0,171	0,096	-0,035	0,122	0,216	0,357
	únor	-0,178	0,079	-0,037	0,021	0,834	0,096
	březen	-0,229	0,020	-0,052	0,093	0,345	0,230
	duben	-0,142	0,150	-0,038	0,435	0,000	0,747
Desná	listopad	-0,230	0,020	-0,057	0,227	0,020	0,384
	leden	-0,222	0,031	-0,028	0,103	0,301	0,250
	březen	-0,303	0,002	-0,072	0,094	0,340	0,209
	duben	-0,199	0,044	-0,051	0,406	0,000	0,685
Harrachov	listopad	-0,175	0,075	-0,050	0,226	0,021	0,388
	prosinec	-0,164	0,098	-0,041	0,070	0,477	0,130
	leden	-0,182	0,071	-0,037	0,144	0,143	0,385
	březen	-0,290	0,003	-0,071	0,105	0,288	0,241
	duben	-0,285	0,004	-0,063	0,429	0,000	0,733
Churáňov	listopad	-0,170	0,103	-0,026	0,182	0,063	0,386
	březen	-0,172	0,083	-0,021	0,133	0,175	0,348
	duben	0,039	0,700	-0,002	0,394	0,000	0,741
Lenora	březen	-0,187	0,058	-0,047	0,122	0,213	0,253
	duben	-0,289	0,004	-0,050	0,356	0,000	0,568
Lysá hora	leden	-0,321	0,003	-0,029	0,207	0,034	0,418
	duben	-0,299	0,002	-0,068	0,379	0,000	0,674
Přimda	listopad	-0,252	0,010	-0,050	0,177	0,072	0,289
	leden	-0,214	0,032	-0,042	0,154	0,116	0,372
	březen	-0,268	0,006	-0,074	0,152	0,122	0,289
	duben	-0,264	0,009	-0,042	0,419	0,000	0,740
Rokytnice	listopad	-0,063	0,535	-0,027	0,175	0,075	0,371
	leden	-0,214	0,033	-0,059	0,154	0,116	0,317
	duben	-0,142	0,177	0,011	0,366	0,000	0,603
Strání	listopad	-0,111	0,269	-0,025	0,194	0,048	0,386
	prosinec	-0,180	0,067	-0,053	0,031	0,757	0,077
	leden	-0,342	0,000	-0,087	0,133	0,175	0,312
	duben	0,007	0,959	-0,002	0,299	0,002	0,403
Světlá hora	duben	-0,168	0,099	-0,015	0,243	0,013	0,317
Svratouch	listopad	-0,115	0,245	-0,038	0,209	0,033	0,385
	leden	-0,234	0,021	-0,057	0,156	0,112	0,420
	únor	-0,207	0,038	-0,042	0,019	0,854	0,106
	březen	-0,226	0,022	-0,053	0,091	0,358	0,264
	duben	-0,124	0,214	-0,033	0,396	0,000	0,703

V tabulce 4 jsou zobrazeny výsledky trendové analýzy pro jednotlivé měsíce, ve kterých se prokázal významný trend na minimálně 90% hladině spolehlivosti. Trend v S_f a v průměrné teplotě vzduchu se zde prokázal u každé stanice minimálně v jednom měsíci, tedy i u stanice Rokytnice a Lysá hora, u kterých se na hladině spolehlivosti $p < 0,1$ celkový trend neprokázal. U stanice Rokytnice se trend prokázal v lednu ($p < 0,05$) a u stanice Lysá hora v lednu a v dubnu ($p < 0,01$). Nejčastěji byl trend prokázán na začátku a na konci zimního období, a to v měsících listopad, březen a duben. V listopadu klesá S_f průměrně o $0,051/10$ let ($p < 0,1$), v březnu klesá o $0,056/10$ let ($p < 0,1$) a v dubnu o $0,055$ ($p < 0,1$). V těchto měsících je trend způsobený hlavně rychlejším nárůstem teploty vzduchu než v chladnějších zimních měsících. Nejvyšší počet trendů za jednotlivé měsíce mají stanice na v Krkonoších a v Jizerských horách. Dochází zde k poklesu S_f téměř v každém měsíci.

Významné trendy v průměrné teplotě vzduchu se vyskytují pouze v okrajových zimních měsících, tedy v listopadu a v dubnu, s výjimkou Lysé hory, kde můžeme pozorovat významný stoupající trend i v lednu ($0,418$ °C/10 let) na hladině spolehlivosti $p < 0,05$. Například průměrná dubnová teplota stoupá rychlostí $0,747$ °C/10 let ($p < 0,001$).

Významné rostoucí trendy v průměrných měsíčních teplotách vzduchu korespondují na většině stanic s významnými klesajícími trendy S_f a to převážně na stanicích s vyšší nadmořskou výškou nebo u stanic na úpatí vyšších hor. Klesající trend v S_f bude tudíž kromě teploty vzduchu ovlivněn pravděpodobně i množstvím srážek.

4.4 Vliv změny S_f na velikost zimního a jarního odtoku

V tabulce číslo 6 můžeme sledovat trendy v průměrné odtokové výšce za období 1965-2014 pro řeky, které se nacházejí v blízkosti pozorovaných meteorologických stanic. Jedná se o řeku Mumlava s odpovídající stanicí Harrachov, pro řeku Vydra se stanicí Churáňov, pro Bílý potok se stanicí Bedřichov, pro řeku Morávku se stanicí Lysá hora a pro Divokou Orlici se stanicí Rokytnice v Orlických horách. V tabulce jsou zobrazeny pouze měsíce, ve kterých se projevil statisticky významný trend. Trendová analýza byla vypočítána i pro Teplou Vltavu se stanicí Lenora, ale v průměrné měsíční odtokové výšce zde nebyl zaznamenán žádný trend, proto byla stanice z výběru odebrána.

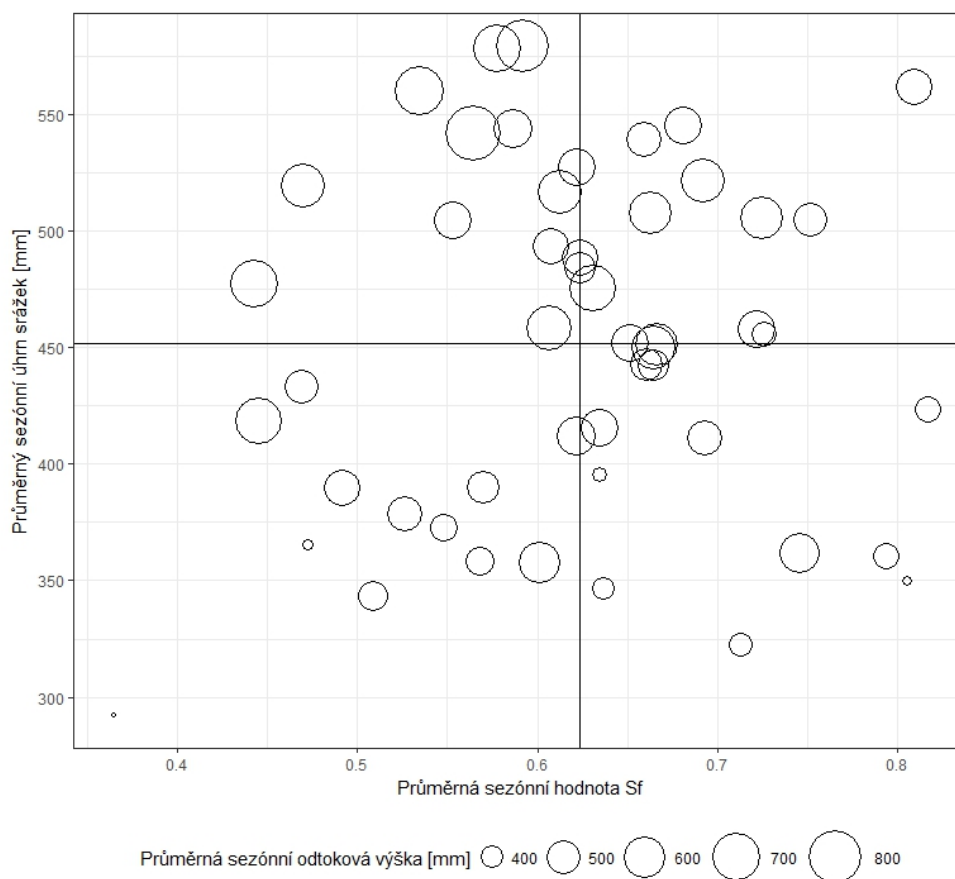
Tabulka 5: Výsledky trendové analýzy průměrné měsíční odtokové výšky za období 1965-2014. Pro analýzu trendů byl použit Mann-Kendallův test. V tabulce jsou pouze měsíce, ve kterých se projevil významný trend. Významné trendy jsou znázorněny odstíny červené a modré barvy stejně jako v tabulce 4. Trend 10 zobrazuje průměrnou změnu za 10 let.

Název toku - závěrový profil	Klima, stanice	Měsíc	Kendall tau	p-hodnota	Trend 10 [mm/10 let]
Mumlava - Janov	Harrachov	prosinec	0,164	0,094	3,3
		leden	0,367	0,000	12,8
		únor	0,259	0,008	8,5
		březen	0,242	0,013	15,1
Vydra - Modrava	Churáňov	březen	0,189	0,054	10,1
		duben	0,169	0,084	12,8
Smědá - Bílý potok	Bedřichov	únor	0,194	0,061	11,2
		březen	0,263	0,011	18,6
Morávka - Uspolka	Lysá hora	prosinec	-0,204	0,047	-6,9
		březen	0,167	0,099	9,5
Divoká Orlice - Klášterec n, O, Dohromady	Rokytnice	březen	0,216	0,027	9,7
			0,227	0,020	25,6

V průměrné sezónní odtokové výšce za všechny stanice byl zjištěn významný ($p < 0,05$) rostoucí trend o 25,6 mm/10 let. Nejčastěji se trendy objevují v březnu, tedy v měsíci, kdy dochází u pozorovaných stanic k největšímu tání sněhové pokrývky. Průměrné zvyšování měsíční odtokové výšky je v tomto měsíci o 12,6 mm za 10 let ($p < 0,1$), přičemž k největšímu zvyšování dochází na řece Smědá, kde je pozorován nárůst o 18,6 mm za 10 let ($p < 0,05$). V dubnu se rostoucí trend v průměrné měsíční odtokové výšce vyskytoval jen u stanice Churáňov na řece Vydra. Tato stanice se nachází ve vyšší nadmořské výšce, tudíž zde dochází i k vyšším akumulacím sněhové pokrývky a maximální odtoková výška z tání sněhu se zde může vyskytovat i později na jaře. Zvyšování průměrné odtokové výšky v březnu je dáno pravděpodobně tím, že dochází ke zkracování zimního období a k maximální odtokové výšce dochází dříve. Tento závěr také potvrzuje jev, při kterém dochází k dřívějšímu roztání sněhové pokrývky, což bylo dokázáno v předchozích výsledcích (tabulka 4). Významné trendy ve zvyšování průměrné odtokové výšky se na některých řekách projeví i v měsících uprostřed zimního období, a to na řece Mumlava v lednu (12,8 mm/10 let ($p < 0,01$)) a v únoru (8,5 mm/10 let ($p < 0,01$)) a na řece Smědá v únoru (11,2 mm/10 let ($p < 0,1$)). To může být způsobeno tím, že se tyto stanice nacházejí na úpatí vysokých hor (Krkonoše a Jizerské hory), je zde celkově vyšší úhrn celkových srážek v zimním období a

sněhová pokrývka zde dosahuje vyšší mocnosti, zároveň jsou však tyto stanice v menších nadmořských výškách, a proto jsou mnohem náchylnější na výkyvy teploty vzduchu. Z toho důvodu zde dochází i k většímu množství dešťových srážek na sněhovou pokrývku a zvyšuje se tak průměrná odtoková výška. Všechny řeky s výjimkou Morávky (Lysá hora) prokazují rostoucí trend. Na řece Morávce byl na hladině spolehlivosti $p < 0,1$ prokázán klesající trend v průměrném průtoku v prosinci (-6,9 mm/10 let).

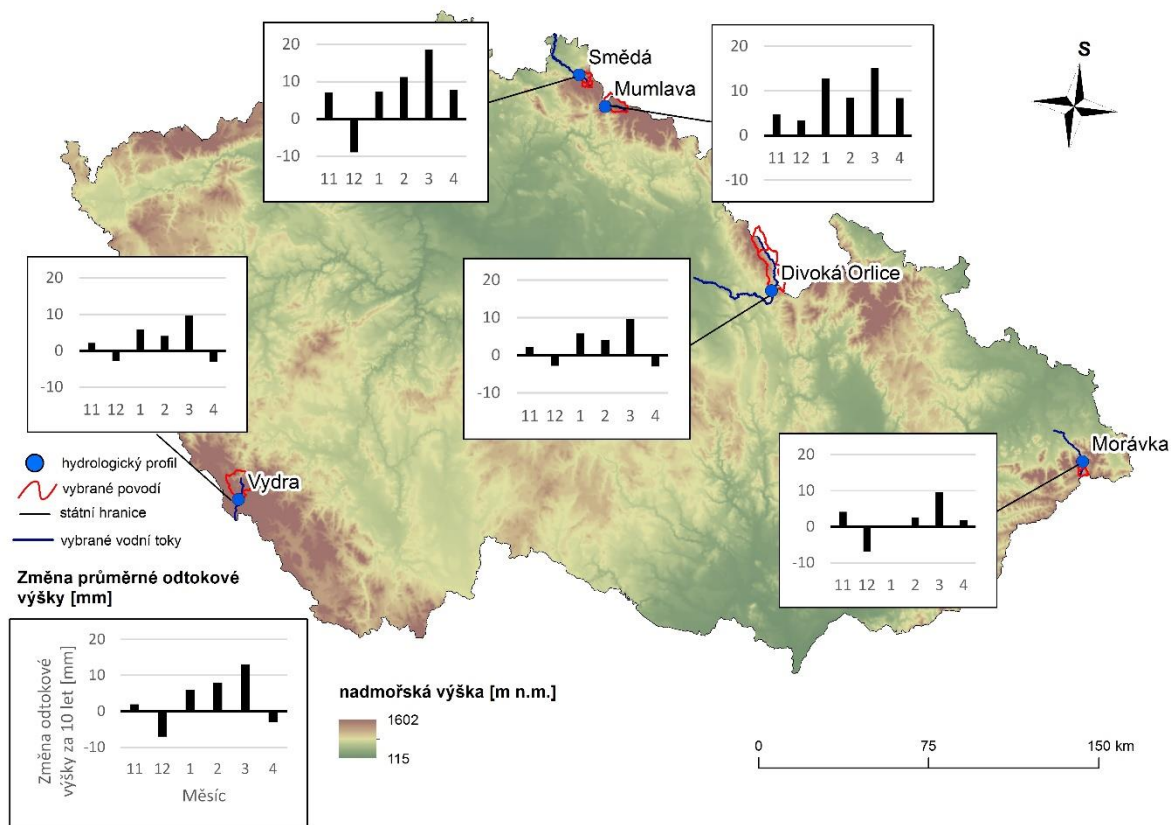
Závislost průměrné sezónní odtokové výšky na průměrné hodnotě S_f a na průměrném sezónním úhrnu srážek je zobrazena na obrázku 20. Z obrázku je patrné, že odtoková výška není příliš závislá na hodnotě S_f , ale spíše na celkovém úhrnu srážek. Největší odtokové výšky je dosaženo v horní části grafu, a to převážně na levé straně. Z toho vyplývá, že největší odtokové výšky nastávají při největších úhrnech srážek a spíše při nižších hodnotách S_f . Tento výsledek může být částečně ovlivněn vybraným obdobím (listopad – duben), ne v každém roce totiž sněhová pokrývka stihne roztát už v dubnu, ale na odtoku se podílí až v květnu, takže zde není zachycen.



Obrázek 20: Vztah mezi průměrnou sezónní hodnotou S_f a průměrným sezónním úhrnem srážek ze všech stanic v období 1965-2014. Velikost kružnic vyjadřuje průměrnou sezónní odtokovou výšku (listopad – duben) pro každý rok. Linie vyjadřují medián průměrného sezónního úhrnu srážek a průměrné měsíční hodnoty S_f .

Změny v průměrné měsíční odtokové výšce pro všechny zkoumané vodní toky jsou znázorněny na obrázku 21. Maximální změny v odtokové výšce jsou ve většině případů spojeny s jarním táním a s výjimkou řeky Vydry nastávají na všech vodních tocích v březnu. Březnová odtoková výška zaznamenává daleko výraznější rostoucí změnu než odtoková výška dubnová, která je ve většině případů blízká nule; na řece Divoká Orlice dokonce zaznamenává pokles. Průměrný nárůst březnové odtokové výšky ze všech stanic je 12.6 mm/10 let, kdežto u dubnové odtokové výšky je to jen 5,56 mm/10 let. To lze vysvětlit dřívějším roztáním sněhové pokrývky, které nastává průměrně o 4,6 dní/10 let dříve a posouvá maximální jarní odtoky směrem z dubna do března. Na řece Vydra na Šumavě můžeme pozorovat maximální nárůst odtokové výšky v dubnu. To může být způsobeno tím, že povodí řeky Vydry je ze všech zkoumaných povodí nejvýše položené, průměrná výška

povodí zde činí 1140 m n.m. Z tohoto důvodu zde dochází k tání sněhové pokrývky a s tím spojené maximální odtokové výšce později. Průměrná nadmořská výška zbylých povodí se pohybuje okolo 800 m n.m. Na většině toků můžeme také pozorovat pokles průměrné odtokové výšky v prosinci, a to až téměř o 10 mm/10 let. To může být spojené s tím, že průměrný celkový úhrn srážek na rozdíl od ostatních měsíců v tomto měsíci klesá. Pokles je celkem výrazný; o 23,7 mm/10 let ($p < 0,1$). Na první pohled je vidět, že na vodních tocích Smědá, Mumlava a Divoká Orlice bylo dosaženo relativně velké pozitivní změny i v zimních měsících (leden, únor). To může být spojeno s celkovým vyšším úhrnem srážek v této oblasti.



Obrázek 21: Změna průměrné odtokové výšky. Pomocí histogramů je znázorněna změna za 10 let pro jednotlivé stanice za jednotlivé měsíce v období 1965-2014.

Ze současných změn v měsíčních odtokových výškách můžeme vyvodit, že se zkracováním zimního období, které se prokázalo dřívějším konečným roztáním sněhové pokrývky, se zvětšují i březnové odtokové výšky, a dubnové odtokové výšky u většiny

vodních toků stagnují nebo se ještě dále zmenšují. Při zachování stávajícího trendu do budoucnosti se pravděpodobně budou zvětšovat odtokové výšky v únoru a odtokové výšky březnové budou zaznamenávat podobné změny, jako v současné době zaznamenávají odtokové výšky dubnové.

5 Diskuze

Hlavním cílem práce bylo zjištění časové a prostorové variability poměru pevných k celkovým srážkám (S_f) a zjištění celkových dlouhodobých trendů tohoto poměru v horských povodích na území Česka. Dále byly také zkoumány vlivy ostatních faktorů na změnu S_f , zejména vliv teploty vzduchu, vliv změny celkového úhrnu srážek a vliv změny úhrnu sněhových a dešťových srážek. Na závěr byl posouzen vliv změny S_f na změnu odtoku v zimních a jarních měsících.

K nalezení trendů v časových řadách byl použit především Mann-Kendallův trendový test. Tento test pro zjištění trendů měnících se hodnot S_f použili také například Guo a Li (2015) nebo Feng a Hu (2007).

5.1 Časová a prostorová variabilita S_f

S_f je výsledkem převážně teploty vzduchu a celkového úhrnu srážek. Průměrná teplota vzduchu za sledované období postupně roste s několika malými poklesy. Vlivu teploty vzduchu na S_f , jako nejvýraznějšímu ovlivňujícímu faktoru, bude dále věnována samostatná podkapitola. Celkový úhrn srážek na pozorovaném území nezaznamenal žádnou výraznou změnu (obrázek 13). Většina změn S_f na pozorovaném území souvisí se změnami sněhových a dešťových srážek, zatímco změnám v celkových srážkách je přičítán pouze malý efekt, stejně tak jako v případě práce Feng a Hu (2007). Průměrný sezónní úhrn dešťových srážek stoupá až do roku 2000, kde můžeme pozorovat zlom a následný pokles. Průměrný sezónní úhrn sněhových srážek za celé sledované období postupně klesá. Pokles jak dešťových, tak sněhových srážek v posledním desetiletí je pravděpodobně spojen s poklesem celkového úhrnu srážek. Podle Beniston a kol. (2003) jsou mírnější zimy spojovány s vyšším úhrnem srážek než zimy chladné, s celkovým vyšším úhrnem sněhových srážek nad 1700-2000 m n.m., a s vyšším úhrnem srážek dešťových pod tuto hranici. To se v této práci díky nedostatku výše položených stanic nepotvrdilo.

Bylo zjištěno, že průměrná hodnota S_f na všech stanicích za celé sledované období postupně klesá, s největší mírou poklesu mezi roky 1976-2001. To odpovídá výsledkům z práce Jones a Moberg (2003), kteří identifikovali dvě hlavní období celkového oteplování

Země a s tím spojený pokles S_f , a to období 1920-1944 a období od roku 1977 do současnosti. Feng a Hu (2007) prokázali nejvýraznější pokles S_f v období 1970-2005. Nejvyšších hodnot S_f je dosaženo v zimních měsících od prosince do února. Nejnižších hodnot S_f dosahuje na začátku a na konci sledovaného období, tedy v listopadu, v březnu a v dubnu (obrázek 18). Ke stejným výsledkům dospěli i autoři ve většině studií, které sloužily jako podklad pro tuto diplomovou práci (Feng a Hu, 2007; Serquet a kol., 2011).

Prostorovou variabilitu S_f ovlivňuje nejvyšší mírou nadmořská výška. Nejvíce zřejmé vysvětlení pozorovaných změn S_f lze nalézt v silném nárůstu průměrné teploty vzduchu zaznamenaném v celém pozorovaném období na všech pozorovaných stanicích ve všech nadmořských výškách. Průměrná teplota vzduchu má významnější dopad na změnu S_f v menších nadmořských výškách. Beniston (2012) uvádí, že nejvýznamnější dopad na S_f má průměrná teplota vzduchu v nadmořských výškách pod 1500-2000 m n.m. I přes vyšší průměrné teploty vzduchu pozorované ve větších nadmořských výškách zůstává průměrná teplota vzduchu převážně pod bodem mrazu po většinu trvání zimního období. To se projevilo pouze u stanice Lysá hora, kde i přes zjištěný celkový silný pozitivní trend v oteplování (0,31 °C/10 let) nedochází ke statisticky významnému trendu ve změně S_f . Kvůli velkým výpadkům v časových řadách musely být stanice s větší nadmořskou výškou (Labská bouda, Pec pod Sněžkou) vyřazeny a zbyla jen tato jedna stanice. Změny S_f jsou tedy v tomto případě spíše funkcí změn ve srážkách než v ovlivnění teplotou vzduchu. Z výsledků práce vyplývá, že velmi důležitým faktorem ovlivňujícím změnu S_f kromě nadmořské výšky je i tvar reliéfu. Obecně mají stanice s menší nadmořskou výškou i nižší hodnotu S_f , existuje však několik výjimek, které kvůli blízkosti větších pohoří (Krkonoše, Jizerské hory) mají přes svou relativně malou nadmořskou výšku i poměrně vysoké hodnoty S_f . Jedná se o stanice Bedřichov a Desná na úpatí Jizerských hor a stanici Harrachov na úpatí Krkonoš. Právě blízkost těchto pohoří ovlivňuje i celkové klima těchto stanic, a proto je zde dosaženo vyšších hodnot S_f při menších nadmořských výškách. Tyto stanice jsou také díky své poloze bohatší na celkový úhrn srážek. Za sledované období zde spadne průměrně 631 mm srážek. To je téměř o polovinu víc, než u stanice Strání a zhruba o 100 mm víc než na Lysé hoře, kde bychom čekali srážek nejvíce. Změnu poměru S_f přisuzuje Kunkel a kol. (2009b) specifickým dynamickým poměrům, jako je závětrný efekt hor nebo jezerní efekt. Závětrnému efektu hor můžeme v této práci přisoudit vyšší úhrny srážek na stanicích v Krkonoších a v Jizerských horách, což ale na změnu S_f nemá zásadní vliv.

5.2 Role změn teploty vzduchu na S_f

Bylo prokázáno, že Země v posledních několika desítkách let zaznamenala oteplovací trend jak na regionální, tak na globální úrovni (IPCC, 2007), a to zejména na severní polokouli a v horských oblastech (Beniston a kol., 2003; Ke a kol., 2009; Serquet a kol., 2011; Ding a kol., 2014; Guo a Li, 2015). Možná role povrchové teploty vzduchu na S_f může být popsána kvalitativně signifikantní negativní korelací, která je znázorněna na obrázku 15. Z 11 pozorovaných stanic vykazují všechny silnou negativní závislost ($p < 0,05$). Tyto výsledky naznačují, že zvyšování teploty vzduchu negativně ovlivňuje S_f a může vyústit v další snižování S_f . Tento závěr koresponduje s výsledky práce Feng a Hu (2007) ze západu USA, ve které se prokázal výrazný nárůst teploty v období 1970-2005 a s tím spojený nejvýraznější pokles S_f a s prací Takeuchi a kol. (2008) z Japonského ostrova Honšú, která se zabývá změnou S_f ve 20. století. Při předpokládaném pokračujícím oteplování můžeme předpokládat další snižování S_f , snižování úhrnu sněhových srážek a dřívější tání sněhové pokrývky, zejména v oblastech s průměrnou zimní teplotou vzduchu pohybující se okolo bodu mrazu. Tyto výsledky naznačují, že zvyšování průměrné sezónní teploty vzduchu může vyústit ve větší množství srážek padajících v podobě deště než v podobě sněhu na pozorovaném území. Změny v teplotě vzduchu však nejsou v zimních měsících jednotné. Jak je uvedeno v tabulce 5, oteplování na pozorovaných stanicích je nejsilnější v dubnu a v listopadu a slabé v ostatních zimních měsících. V pracích Feng a Hu (2007) a Serquet a kol. (2011) se potvrdilo, že k nejvýraznějšímu oteplování dochází právě v jarních měsících.

Vysoké nárůsty teploty vzduchu se objevily také na stanici Lysá hora, průměrné teploty vzduchu jsou však na této stanici tak nízké, že zde nedochází k výrazné změně v S_f . Tento jev byl potvrzen v práci Knowles a kol. (2006) ze západu USA, kde se ukázalo, že i přes zvyšování průměrné teploty vzduchu jsou teploty vzduchu u stanic s vyšší nadmořskou výškou tak nízké, že ovlivňují skupenství srážek a tím i S_f pouze minimálně. Také Serquet a kol. (2011) přisuzují snižování poměru SD/PD stoupající teplotě vzduchu. Nejsilnější pokles poměru SD/PD naměřili v nižších nadmořských výškách. Nadmořská výška stanic v práci Serquet a kol. (2011) je od 200 do 2700 m n.m., kdežto stanice v této práci se nacházejí v nadmořské výšce do 1322 m n.m. a to pouze u jedné stanice. Průměrně se však i v této práci prokázal největší pokles S_f právě u stanic s nižší nadmořskou výškou. V práci Wang a kol. (2016) bylo prokázáno, že míra oteplování se zvětšuje s nadmořskou výškou, což znamená,

že teplota vzduchu vzrůstá rychleji ve vyšších nadmořských výškách; to se však díky relativně malým nadmořským výškám v této práci neprokázalo.

Se zvyšováním teploty vzduchu a snižováním poměru S_f se mění také nástup tání a konečné roztání sněhové pokrývky (Cayan a kol. 2001, Birsan a kol. 2005, Knowles a kol. 2006, Feng a Hu 2007). To bylo potvrzeno i v této práci. K dřívějšímu roztání sněhové pokrývky dochází na všech pozorovaných stanicích, a to v průměru o 4,6 dní dříve každých deset let. Beniston a kol. (2003) přisuzuje zkracování zimního chladného období na území švýcarských Alp chování Severoatlantické oscilace (NAO). Během silných pozitivních fází NAO přetrvává nad alpským regionem pole vysokého tlaku vzduchu spojené s velkými pozitivními teplotními anomáliemi a nízkými srážkami, což je nepříznivé pro akumulaci sněhu. Od poloviny 80. let 20. století došlo v důsledku vytrvalého vysokého tlaku vzduchu nad Alpami ke snížení období trvání sněhové pokrývky o dva až tři týdny. Cayan a kol. (2001) a Knowles a kol. (2006) přisuzují postupné oteplování a s ním spojené zkracování zimního období přechodu k vysokému tlaku vzduchu během zimních měsíců, který se drží od 70. let nad západem Severní Ameriky, Tichomořské oscilaci (PDO). Dřívější tání sněhové pokrývky spojené s oteplováním vede k obnažení povrchu, což zvyšuje absorpci slunečního záření, oteplování povrchu se tak zrychluje a sněhová pokrývka odtává rychleji. Toto zpětné působení je obzvláště silné během jara v nižších nadmořských výškách (Groisman a kol., 1994; Guo a Li., 2015).

5.3 Vliv změny S_f na změnu odtoku v zimních a jarních měsících

Vysoká variabilita načasování maximálního odtoku z povodí s velkým podílem odtoku ze sněhových srážek je důležitým indikátorem kolísání klimatu. V několika regionech západní Severní Ameriky byl od konce čtyřicátých let dvacátého století pozorován posun k dřívějším maximálním průtokům z tání sněhové pokrývky (Frei a kol., 1999; Cayan a kol., 2001; Stewart a kol., 2005). Maximální velikosti jarních průtoků se během posledních pěti desetiletí posunuly tak, že hlavní maxima průtoků (duben-červen) nyní přichází o jeden nebo více týdnů dříve (Stewart a kol., 2005). Z výsledků práce vyplývá, že na pozorovaném území dochází v chladném období od roku 1965 postupně ke zvyšování odtokové výšky v průměru o 25,6 mm/10 let ($p < 0,05$). To částečně odpovídá výsledkům z práce Blahušiaková a Matoušková (2015), která s použitím Mann-Kendallova testu sice prokázala celkový pokles

odtoku v zimním období 1961-2010 v povodí Horního Hronu, ale pouze pro stanici Banská Bystrica (334 m n.m.), která leží v menší nadmořské výšce než stanice pozorované v této práci (průměrná výška stanic je 590 m n.m.). Na stanici Zlatno (733 m n.m.) však pomocí Mann-Kendallova testu potvrdila rostoucí trend od poloviny 40. let do začátku 80. let a pomocí analýzy jednoduchých součtových čar zjistila nárůst odtoku od druhé poloviny 60. let do začátku let 80.

Největší nárůsty v odtokové výšce nastávají v březnu, kdy dochází k nejintenzivnějšímu tání sněhové pokrývky. V březnu dochází i k největšímu poklesu S_f . Z toho vyplývá, že se snižující se hodnotou S_f snižuje i velikost odtokové výšky, tedy že se s větším podílem kapalných srážek na srážkách celkových bude odtoková výška zvyšovat. Hlavní vliv na velikost odtoku však nemá poměr srážek, ale velikost celkového úhrnu srážek (obrázek 20). Při větším úhrnu celkových srážek tudíž můžeme obecně počítat s větší hodnotou odtokové výšky. Zvyšování odtokové výšky se zmenšující se hodnotou S_f je v rozporu s výsledky Zhang a kol. (2015), kteří přisuzují zmenšujícímu se poměru srážek naopak zmenšení celkového odtoku na území Číny.

V práci Etter a kol. (2017) pomocí HBV modelu zjistili, že horské povodí ve Švýcarsku s malou mírou zalednění budou do budoucna přecházet z režimu s převládajícími sněhovými srážkami v zimním období na režim s převládajícími dešťovými srážkami. To bude mít za následek změnu v sezónnosti odtoku a jejich posun ještě více směrem k větším zimním a jarním odtokům a menším odtokům v létě. Pokud se splní predikce dalšího zvyšování teploty vzduchu, můžeme do budoucna očekávat další zvyšování zimní a jarní odtokové výšky a další snižování S_f .

5.4 Možné chyby při měření a zpracování dat

Tato práce vycházela především z dat meteorologického pozorování. Použité veličiny jako výška sněhu nebo úhrn srážek jsou náchylné na působení větru, tedy i při menších rychlostech větru zde dochází k podhodnocování srážek a tím i k možné chybě. Stejně tak měření výšky sněhu není úplně přesné. Údaj o výšce sněhu se měří většinou pouze v jednom bodě a není tak prostorově přesný.

Dalším možným nedostatkem v počítání trendové analýzy je relativně krátké zkoumané období. Kontinuální časové řady hydrometeorologických údajů jsou pro naše sledované stanice dostupné až od roku 1965. S takto krátkými časovými řadami nelze s jistotou určit, zda se jedná o dlouhodobé trendy nebo pouze o cyklus klimatické oscilace. Se zvětšující se délkou časových řad zkoumaných veličin do budoucnosti se bude zvětšovat i vypovídající hodnota a přesnost trendové analýzy. Stejně tak jako relativně krátká časová řada může být nedostatkem i malý počet dostupných stanic s kontinuálním měřením požadovaných veličin.

Dalším parametrem, který může velmi výrazně ovlivnit výsledky analýzy, je určení hraniční teploty, podle které se určuje skupenství srážek. Rozlišování srážek pomocí T_p na sněhové a dešťové je problematické v tom, že sněhové srážky se mohou vyskytovat ve velmi širokém rozmezí teploty vzduchu. Například Kienzle (2008) zaznamenal na klimatickém stanovišti Claresholm v Kanadské Albertě teplotní rozmezí výskytu sněhových srážek až 45 °C od -31 °C do +14 °C.

6 Závěr

Tato práce hodnotí změny podílu pevných a kapalných srážek v chladném půlroce na vybraných horských meteorologických stanicích na území Česka v období 1965-2014. Hlavní pozornost byla věnována zjištění časové a prostorové variability tohoto podílu a zjištění celkových dlouhodobých trendů. Trendy byly vypočítány jak pro celé zkoumané období, tak pro jednotlivé měsíce. Dalším cílem bylo zhodnocení vlivu ostatních faktorů na změnu S_f , jakými jsou teplota vzduchu a změny v celkovém úhrnu srážek. Největší důraz byl kladen právě na vliv teploty vzduchu. Dále byl posouzen vliv změny S_f na konečné roztání sněhové pokrývky, a tedy i na zkracování zimního období. Posledním cílem práce bylo zhodnocení vlivu změny S_f na změnu odtoku v zimních a jarních měsících.

Hlavní výsledky práce jsou:

- 1) Průměrný pokles S_f za celé sledované období se prokázal na 9 z 11 stanic. Neprokázal se pouze na stanicích Lysá hora a Rokytnice v Orlických horách. Průměrně klesá hodnota S_f o 0,028 za 10 let. Nejsilnější klesající trendy byly prokázány na stanicích na úpatí Jizerských hor a Krkonoš.
- 2) Analýza jednotlivých měsíců prokázala u všech stanic statisticky významný pokles minimálně u jednoho měsíce. Největší pokles nastává u většiny stanic v listopadu, březnu a dubnu a je spojený s největšími nárůsty v průměrné teplotě vzduchu.
- 3) Hodnota S_f je nejvíce ovlivněna teplotou vzduchu, s rostoucí průměrnou teplotou vzduchu obecně klesá S_f . Signifikantní pozitivní trend ve změnách teploty vzduchu byl prokázán na 9 z 11 stanic. Neprokázal se pouze u stanice Strání a Světlá hora. Při analýze jednotlivých měsíců se prokázal u všech pozorovaných stanic, a to převážně v měsících na začátku a na konci sledovaného období (listopad, duben).
- 4) Stanice s menší nadmořskou výškou obecně dosahují menších hodnot S_f s výrazně větší variabilitou než stanice s větší nadmořskou výškou. Ve větších nadmořských výškách zůstává teplota vzduchu i přes její postupný nárůst stále pod bodem mrazu a skupenství srážek se tak nemění.
- 5) Trendy ve změně konečného roztání sněhové pokrývky jsou významné pro všechny stanice. Průměrně dochází k posouvání dne konečného roztání sněhové pokrývky o 4,6 dní/10 let dříve. K dřívějšímu roztání sněhové pokrývky dochází převážně na

západě Česka na stanicích Lenora, Churáňov a Přimda. K dřívějšímu roztání sněhové pokrývky dochází vlivem zvyšování průměrné teploty vzduchu a snižování S_f . Díky tomu nastává více událostí deště na sněhovou pokrývku a sníh odtává rychleji.

- 6) Na sledovaném území dochází ke zvyšování sezónní odtokové výšky průměrně o 25,6 mm/10 let. Největší nárůst v odtokové výšce nastává v březnu, kdy dochází k nejintenzivnějšímu tání sněhové pokrývky a se zvyšující se průměrnou teplotou i ke snižování S_f . Největších odtokových výšek bylo dosaženo v letech, kdy byl vysoký úhrn celkových srážek a nízká hodnota S_f .

7 Zdroje

- Adam, J. C., Hamlet, A. F., Lettenmaier D. P., 2009. Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century. *Hydrological Processes*. 23, 962-972.
- Ahmad, I., Tang, D., Wang, T. F., Wang, M., Wagan, B., 2015. Precipitation Trends over Time Using Mann-Kendall and Spearman's rho Tests in Swat River Basin, Pakistan. *Advances in Meteorology*. 1-15.
- 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, 1-8.
- Beaulieu, M., Schreier, H., Jost, G., 2012. A shifting hydrological regime: a field investigation of snowmelt runoff processes and their connection to summer base flow, Sunshine Coast, British Columbia. *Hydrological Processes*. 26, 2672-2682.
- Beniston, M., 2012. Is snow in the Alps receding or disappearing? *WIREs Climate Change*. 1-10.
- Beniston, M., Keller, F., Goyette S., 2003. Snow pack in the Swiss Alps under changing climatic conditions: an empirical approach for climate impacts studies. *Theoretical and Applied Climatology*. 74, 19-31.
- 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, 583-586.
- Birsan, M. V., Molnar, P., Burlando, O., Pfaundler, M., 2005. Streamflow trends in Switzerland. *Journal of Hydrology*. 314, 312-329.
- Blahušíaková, 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, 183-192.
- Cayan, D. R., Kammerdiener, S. A., Dettinger, M. D., Caprio, J. M., Peterson, D. H., 2001. Changes in the onset of spring in the western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 82, 399-415.

- Ding, B., Yang, K., Qin, J., Wang, L., Chen, Y., He, X., 2014. The dependence of precipitation types on surface elevation and meteorological conditions and its parameterization. *Journal of Hydrology*. 513, 154-163.
- Ellis, A. W., Johnson, J. J., 2004. Hydroclimatic Analysis of Snowfall Trends Associated with the North American Great Lakes. *Journal of Hydrometeorology*. 5, 471-486.
- Etter, S., Addor, N., Huss, M., Finger, D., 2017. Climate change impacts on future snow, ice and rain runoff in a Swiss mountain catchment using multi-dataset calibration. *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 13, 222-239.
- Feiccabrino, J., Lundberg, A., 2008. Precipitation phase discrimination in Sweden. *65th eastern snow conference, Vermont, USA*. 239-254.
- Feiccabrino, J., Lundberg, A., 2007. Precipitation phase discrimination by dew point and air temperature. *Western Snow Conference*. 141-145.
- Davis, R. E., Lowit, M. B., Knappenberger, P. C., Legates, D. R., 1999. A climatology of snowfall-temperature relationships in Canada. *Journal of geophysical research*. 104, 11 985-11 994.
- Feng, S., Hu, Q., 2007. Changes in winter snowfall/precipitation ratio in the contiguous United States. *Journal of geophysical research*. 112, 1-12.
- Finger, D., Heinrich, G., Gobiet, A., Bauder, A., 2012. Projections of future water resources and their uncertainty in a glacierized catchment in the Swiss Alps and the subsequent effects on hydropower production during the 21st century. *Water Resources Research*. 48, 1-20.
- Frei, P., Kotlarski, S., Liniger, M. A., Schär, Ch., 2017. Future snowfall in the Alps: projections based on the EURO-CORDEX regional climate models. *The Cryosphere*. 12, 1-24.
- Frei, A., Robinson, D. A., Hughes, M. G., 1999. North American Snow Extent: 1900-1994. *International Journal of Climatology*. 19, 1517-1534.
- Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J., Stoffel, M., 2014. 21st century climate change in the European Alps; A review. *Science of the Total Environment*. 493, 1138-1151.

- 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.
- Guo, L., Li, L., 2015. Variation of the proportion of precipitation occurring as snow in the Tian Shan Mountains, China. *International Journal of Climatology*. 35 (7), 1379-1393.
- Harpold, A. A., Kaplan, M. L., Klos, P. Z., Link, T., 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, 1-22.
- Huntigton, T. G., Hodgkins, A., Keim, B. D., Dudley, R. W., 2004. Changes in the Proportion of Precipitation Occurring as Snow in New England (1949–2000). *Journal of Climate*. 17, 2626-2636.
- Hu, Q., Feng, S., 2002. Interannual Rainfall Variations in the North American Summer Monsoon Region: 1900–98*. *Journal of Climate*. 15, 1189-1202.
- Hynčica, M., 2014. Dlouhodobé změny skupenství srážek v Evropě. Diplomová práce. Praha, Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Katedra fyzické geografie a geoekologie. 114.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis-Working Group I Contribution to IPCC Fourth Assessment Report. *Cambridge University Press: London*.
- Jeníček, 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.
- Jonas, T., Marty, C., Magnusson, J., 2009. Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*. 378, 161-167.
- Jones, P. D., Moberg, A., 2003. Hemispheric and Large-Scale Surface Air Temperature Variations: An Extensive Revision and an Update to 2001. *Journal of Climate*. 16, 206-223.
- Kapnick, S. B., Delworth, T. L., 2013. Controls of Global Snow under a Changed Climate. *Journal of Climate*. 26, 5537-5562.
- Ke, Ch. Q., Yu, T., Yu, K., Tang, G. D., King, L., 2009. Snowfall trends and variability in Qinghai, China. *Theoretical and Applied Climatology*. 98, 251-258.

Kienzle, S. W., 2008. A new temperature based method to separate rain and snow. *Hydrological Processes*. 22, 5067-5085.

Kliment, Z., Matoušková, M., Ledvinka, O., Královec, V., 2011. Hodnocení trendů v hydroklimatických řadách na příkladu vybraných horských povodí. *Mikroklima a mezoklima krajinných struktur a antropogenních prostředí. Skalní mlýn*, 2.2. - 4.2. 1-11.

Knowles, N., Dettinger, M. D., Cayan, D. R., 2006. Trends in Snowfall versus Rainfall in the Western United States. *Journal of Climate*. 19, 4545-4559.

Kunkel, K. E., Palecki, M., Ensor, L., Easterling, D., Hubbard, K. G., Robinson, D., Redmond, K., 2009a. Trends in Twentieth-Century U.S. Extreme Snowfall Seasons. *Journal of Climate*. 22, 6204-6216.

Kunkel, K. E., Palecki, M., Ensor, L., Hubbard, K. G., Robinson, D., Redmond, K., Easterling, D., 2009b. Trends in Twentieth-Century U.S. Snowfall Using a Quality-Controlled Dataset. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 26, 33-44.

L'hôte, Y., Chevallier, P., Coudrain, A., Lejeune, Y., Etchevers, P., 2005. Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps. *Hydrological Sciences Journal*. 50(6), 989-997.

Luckman, B. H., 1998. Landscape and climate change in the central Canadian Rockies during the 20th century. *The Canadian Geographer*. 42, 319-336.

Marty, Ch., Schögl, S., Bavay, M., Lehning, M., 2017. How much can we save? Impact of different emission scenarios on future snow cover in the Alps. *The Cryosphere*. 11, 517-529.

Masiokas, M. H., Villalba R., Luckman, B. H., Quesne, C. L., Aravena, J. C., 2006. Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region. *Journal of Climate*. 19, 6334-6352.

Niziol, T. A., Snyder, W. R., Waldstreicher, J. S., 1995. Winter weather forecasting throughout the eastern United States. Part IV: Lake effect snow. *Weather and Forecasting*. 10, 61-77.

Räisänen, J., 2016. Twenty-first century changes in snowfall climate in Northern Europe in ENSEMBLES regional climate models. *Climate Dynamics*. 46, 339-353.

- 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, 3175-3190.
- Screen, J. A., Simmonds, I., 2012. Declining summer snowfall in the Arctic: causes, impacts and feedbacks. *Climate Dynamics*. 38, 2243-2256.
- Serquet, G., Marty, Ch., Dulex, J. P., Rebetez, M., 2011. Seasonal trends and temperature dependence of the snowfall/precipitation day ratio in Switzerland. *Geophysical Research Letters*. 38 (7), doi:10.1029/2011GL046976.
- Shadmani, M., Marofi, S., Roknian, M., 2012. Trend Analysis in Reference Evapotranspiration Using Mann-Kendall and Spearman's Rho Tests in Arid Regions of Iran. *Water Resour Manage*. 26, 211-224.
- Stewart, I. T., Cayan, D. R., Dettinger, M. D., 2005. Changes toward Earlier Streamflow Timing across Western North America. *Journal of Climate*. 18, 1136-1155.
- Takeuchi, Y., Endo, Y., Murakami, S., 2008. High correlation between winter precipitation and air temperature in heavy-snowfall areas in Japan. *Annals of Glaciology*. 49, 7-10.
- Wang, J., Zhang, M., Wang, S., Ren, Z., Che, Y., Qiang, F., Qu, D., 2016. Decrease in snowfall/rainfall ratio in the Tibetan Plateau from 1961 to 2013. *Journal of Geographical Sciences*. 26 (9), 1277-1288.
- Ye, H., Cohen, J., Rawlins, M., 2013. Discrimination of Solid from Liquid Precipitation over Northern Eurasia Using Surface Atmospheric Conditions. *Journal of Hydrometeorology*. 14, 1345-1355.
- 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, 254-271.
- 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, 1977-1992.

8 Seznam obrázků

Obrázek 1: Variabilita sněhových událostí s měnící se průměrnou teplotou vzduchu v podhůří jižní Alerty v Kanadě (Kienzle, 2008).	12
Obrázek 2: a) Vztah mezi změnami v S_f a změnami v teplotě vzduchu a b) Vztah mezi S_f a teplotou vzduchu v čínském Ťan Šanu v chladném období (říjen-duben) od 1961 do 2010 (Guo a Li, 2015).	13
Obrázek 3: Korelace mezi S_f a zimní teplotou vzduchu za období 1949-2005. Kolečka představují negativní korelaci a čtverečky představují pozitivní korelaci. Vyplněná kolečka představují negativní korelaci na hladině spolehlivosti 95 % (Feng a Hu, 2007).	14
Obrázek 4: a) Průměrné hodnoty zimního (listopad – březen) poměru SWE/P, b) nadmořská výška stanic (Knowles a kol., 2006).	15
Obrázek 5: Změny v poměru SD/PD s nadmořskou výškou (Serquet a kol., 2011).	16
Obrázek 6: (nahore) Variabilita zimní minimální teploty vzduchu ve dnech se srážkami a (dole) poměr SWE/P s vyznačenými fázemi PDO na západě USA (Knowles a kol., 2006).	20
Obrázek 7: Absolutní změna průměrných ročních sněhových srážkách (cm) pro severní (vlevo) a jižní hemisféru (vpravo). Bílou barvou jsou znázorněny oblasti s ročním sněhovým přírůstkem menším než 5 cm, absolutní ztráta sněhových srážek dosahuje -163 cm (Kapnick a Delworth, 2013).	23
Obrázek 8: Relativní pokles (%) výšky sněhu v povodí řeky Aare ve Švýcarsku pro tři emisní scénáře (nahore, ve středu a dole) a pro tři časová období (zleva doprava) v závislosti na sezóně a nadmořské výšce. Bílá barva představuje chybějící data (Marty a kol., 2017). ...	25
Obrázek 10: Poloha vybraných hydrologických profilů a pozorovaných vodních toků s tabulkou charakteristik jednotlivých povodí. P značí plochu povodí, H0 značí průměrnou sezónní odtokovou výšku.	29
Obrázek 12: Závislost relativní četnosti výskytu sněhových a dešťových srážek na průměrné teplotě vzduchu (Hynčica, 2014).	32
Obrázek 13: A) Průměrná sezónní teplota vzduchu, B) Průměrný sezónní úhrn srážek, C) Průměrný sezónní úhrn dešťových srážek, D) Průměrný sezónní úhrn sněhových srážek, E)	

Průměrná sezónní hodnota S_f , F) Průměrný den roztání sněhové pokrývky. Za období od listopadu do dubna 1965-2014. Černá čára znázorňuje křivku lineární regrese a modrá čára znázorňuje křivku lokálně vážené regrese.....	39
Obrázek 14: Průměrná měsíční teplota vzduchu (vlevo) a průměrná měsíční hodnota S_f (vpravo) na všech zkoumaných stanicích v období 1965-2014. Box-ploty zobrazují 25%, 50% a 75% kvantily, chybové úsečky zobrazují minimum a maximum a body označují extrémní hodnoty.....	41
Obrázek 15: Závislost mezi průměrnou teplotou vzduchu [$^{\circ}\text{C}$] a S_f v období 1965-2014. Osa x vyjadřuje průměrnou sezónní teplotu vzduchu [$^{\circ}\text{C}$]. Grafy jsou proloženy přímkou lineární regrese a ρ označuje velikost Pearsonova korelačního koeficientu na 95% hladině spolehlivosti.....	42
Obrázek 16: Průměrná hodnota S_f pro jednotlivé stanice a jejich nadmořská výška	44
Obrázek 17: Vývoj průměrné hodnoty S_f proloženy přímkou lineární regrese. Stanice Lysá hora (1322 m n.m.) je znázorněna modrou barvou se symbolem \times , stanice Churáňov (1118 m n.m.) je znázorněna červenou barvou se symbolem Δ , stanice Harrachov (675 m n.m.) je znázorněna zelenou barvou se symbolem \circ , a stanice Strání (421 m n.m.) je znázorněna černou barvou se symbolem \square	45
Obrázek 18: Průměrné hodnoty S_f pro stanice Strání (421 m n.m.), Harrachov (675 m n.m.), Churáňov (1118 m n.m.) a Lysou horu (1322 m n.m.) v období 1965 – 2014. Box-ploty zobrazují 25%, 50% a 75% kvantily, chybové úsečky zobrazují minimum a maximum a body označují extrémní hodnoty.	46
Obrázek 19: Prostorové rozložení trendů na území Česka v období 1965 – 2014.....	49
Obrázek 20: Vztah mezi průměrnou sezónní hodnotou S_f a průměrným sezónním úhrnem srážek ze všech stanic v období 1965-2014. Velikost kružnic vyjadřuje průměrnou sezónní odtokovou výšku (listopad – duben) pro každý rok. Linie vyjadřují medián průměrného sezónního úhrnu srážek a průměrné měsíční hodnoty S_f	54
Obrázek 21: Změna průměrné odtokové výšky. Pomocí histogramů je znázorněna změna za 10 let pro jednotlivé stanice za jednotlivé měsíce v období 1965-2014.....	55

9 Seznam tabulek

Tabulka 1: Seznam meteorologických stanic s nadmořskou výškou, průměrným sezónním úhrnem srážek a S_f za období 1965-2014 od listopadu do dubna.	29
Tabulka 2: Trendy jednotlivých zkoumaných faktorů souvisejících s S_f na základě Mann-Kendallova testu.	38
Tabulka 3: Výsledky trendové analýzy S_f , průměrné teploty vzduchu [°C] a dne finálního roztání sněhové pokrývky pro všechny vybrané stanice pro období 1965-2014. Pro analýzu trendů byl použit Mann-Kendallův test a pro kontrolu Spearmanův koeficient pořadové korelace. Odstíny červené barvy je znázorněn klesající trend na 99%, 95% a 90% hladině spolehlivosti od nejtmavší po nejsvětlejší odstín. Odstíny modré barvy je znázorněn stoupající trend na 99%, 95% a 90% hladině spolehlivosti od nejtmavší po nejsvětlejší odstín. Trend 10 označuje průměrnou změnu za 10 let.	47
Tabulka 4: Výsledky trendové analýzy S_f a průměrné teploty vzduchu [°C] v období 1965-2014. Pro analýzu trendů byl použit Mann-Kendallův test. V tabulce jsou pouze měsíce, ve kterých se projevil významný trend. Významné trendy jsou znázorněny odstíny červené a modré barvy stejně jako v tabulce 4. Trend 10 zobrazuje průměrnou změnu za 10 let.	50
Tabulka 5: Výsledky trendové analýzy průměrné měsíční odtokové výšky za období 1965-2014. Pro analýzu trendů byl použit Mann-Kendallův test. V tabulce jsou pouze měsíce, ve kterých se projevil významný trend. Významné trendy jsou znázorněny odstíny červené a modré barvy stejně jako v tabulce 4. Trend 10 zobrazuje průměrnou změnu za 10 let. ..	52