

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoinformatika



Barbora Paulusová

Hlavní faktory ovlivňující výskyt a extremitu událostí deště na sněhovou pokrývku v povodí Ptačího potoka na Šumavě

Main controls affecting the occurrence and extremity of rain-on-snow events in the Ptačí potok basin in the Šumava Mts.

Bakalářská práce

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

Praha, 2020

Zadání bakalářské práce

Téma práce

Dešťové srážky na sněhovou pokrývku jako rizikový faktor vzniku povodně

Motivace

Kapalné srážky na sněhovou pokrývku (tzv. rain-on-snow events, ROS) představují jednu z nejvýznamnějších příčin vzniku povodně z tání sněhu během chladné části roku. Jejich četnost ve střední Evropě se může zvyšovat v souvislosti s postupným zvyšováním teploty vzduchu a s tím spojenou změnu v poměru kapalných a pevných srážek.

Cíle práce

- 1) Zhodnocení současného stavu poznatků o událostech typu rain-on-snow (ROS), fyzikálních příčin jejich vzniku, jejich četnosti, meziroční variability a extremity.
- 2) Analýza událostí ROS na povodí Ptačího potoka za období pozorování (analýza četnosti a extremity, analýza časové variability)

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

První část práce bude tvořena rešerší odborné literatury na téma událostí typu rain-on-snow (ROS), fyzikálních příčin jejich vzniku, jejich četnosti, meziroční variability a extremity. Diskutovány budou i změny ROS v budoucnu vlivem změn klimatu.

Analytickou část práce bude tvořit analýza událostí ROS (dle zvolené definice) na povodí Ptačího potoka za období pozorování (analýza četnosti a extremity, analýza časové variability). K dispozici budou měřená data z automatické sítě meteorologických stanic katedry FGG. Jednotlivé události budou kvantifikovány vybranými charakteristikami, například úhrnem srážek, teplotou vzduchu, úbytkem sněhu v době události, zralostí sněhové pokrývky před událostí, odtokovou odezvou, odtokovým koeficientem nebo rychlostí odezvy odtoku za příčinnými srážkami. Následně proběhne statistická analýza s cílem zjistit, jakou roli hrají jednotlivé charakteristiky pro průběh událostí. Data z Ptačího potoka mohou být rozšířena i o údaje z jiných stanic na Šumavě. Stejně tak vybrané události mohou být doplněny i o terénní měření, pokud to podmínky a charakter zimy umožní.

Datum zadání: 29. 11. 2019

Jméno studenta: Barbora Paulusová

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Michal Jeníček

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení

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

V Praze dne 20. května 2020

.....

Barbora Paulusová

Poděkování

Ráda bych poděkovala vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi, PhD. za věnovaný čas, cenné rady a poskytnutá data.

Abstrakt

Události deště na sněhovou pokrývku (ROS) jsou jevem, který je často příčinou vzniku rozsáhlých povodní, stejně jako vlhkých lavin a břečkotoků. Prostorové rozložení a intenzita těchto událostí se mění s postupným oteplováním klimatu. V rámci nižších nadmořských výšek a nižších zeměpisných šířek většinou událostí ROS ubývá, zatímco ve vyšších polohách a vyšších zeměpisných šířkách je výskyt událostí čím dál tím častější. I přes několikaletý výzkum událostí ROS nejsou známy přesné zákonitosti pohybu vody sněhovou pokrývkou, ani procesy ve sněhové pokrývce probíhající v reakci na dešťové srážky. Pro lepší porozumění událostem ROS byla provedena korelační analýza jednotlivých událostí v rámci povodí Ptačího potoka na Šumavě, pomocí které byl sledován vliv vybraných charakteristik na průběh událostí ROS v období 2015-2019. Provedené analýzy prokázaly nejvyšší závislost celkového množství srážek na odtoku události, ale ukázaly i na vliv dalších charakteristik sněhu a dešťových srážek. Zpoždění odtoku za srážkami bylo nejvíce ovlivňováno hustotou sněhu. Pro zhodnocení vlivu klimatické změny na události ROS byla rovněž provedena analýza klimatických dat za období 1961-2017, která ukázala na existenci rostoucího trendu zimní teploty vzduchu a klesajícího trendu výšky sněhu. Změny klimatu se ve studované oblasti promítly i na rozložení událostí ROS.

Klíčová slova: kapalně srážky na sníh, povodně, tání sněhu, odtok ze sněhu, energetická bilance

Abstract

Rain-on-snow events (ROS) are natural phenomena that have the potential to cause serious floods, wet avalanches and slushflows. Due to climate change the spatial distribution and intensity of ROS events is changing. Accordingly, ROS events become more frequent in high-elevation areas as well as in high latitudes, whereas their occurrence at low-elevation and low latitudes is less common. The behaviour of a snow cover during rainfall and mechanisms of rainwater propagation through the snowpack are still poorly understood. A frequency and correlation analysis of ROS events in the Ptačí potok basin in the Šumava Mts. was conducted. The selected characteristics of the events were calculated from measured climate and streamflow data (2015-2019) and then analysed to examine the influence of individual characteristics on the development of ROS events. Results indicate a significant correlation between the amount of precipitation and the resulting outflow, as well as the influence of other snow and rain characteristics was shown. The time lag of outflow was mainly influenced by snow density. In order to evaluate the impact of climate change on ROS events, climate time series were analysed for the period 1961-2017 and a significant increasing trend in winter air temperature and decreasing trend in snow depth were found. The effects of climate change impacted the spatial distribution of ROS events in the study area.

Key words: rain-on-snow, floods, snowmelt, snowmelt runoff, energy budget

Obsah

1. Úvod	8
2. Dosavadní poznatky výzkumu	10
2.1. Vznik sněhu.....	10
2.2. Výměna energie ve sněhové pokrývce.....	11
2.3. Faktory ovlivňující odtok ze sněhové pokrývky	13
2.3.1 Hustota sněhu	13
2.3.2 Teplota sněhu	15
2.3.3 Výška a vodní hodnota sněhu.....	16
2.4. Voda ve sněhu	17
2.5. Metody výzkumu	20
2.5.1 Zadešťovací experimenty	21
2.5.2 Výpočetní modely.....	23
2.6. Vývoj událostí ROS v závislosti na změně klimatu.....	24
3. Charakteristika zájmového území	29
3.1. Hydrologické poměry	30
3.2. Geomorfologický vývoj.....	31
3.3. Půdní a geologické poměry	33
3.4. Vegetace a krajinný pokryv	33
3.5. Podnebí.....	34
4. Data a metody	36
4.1. Zdroje dat	36
4.2. Výběr událostí.....	36
4.3. Analýza klimatických dat	37
4.4. Analýza událostí.....	37
5. Výsledky.....	40
5.1. Výskyt a rozložení událostí ROS.....	40
5.1.1 Vývoj klimatických charakteristik a událostí ROS na stanici Churáňov	40

5.1.2	Rozložení událostí v povodí Ptačího potoka.....	42
5.2.	Vliv jednotlivých charakteristik na odezvu odtoku.....	44
5.2.1	Vliv množství a intenzity srážek na velikost odtoku	44
5.2.2	Vliv výšky sněhové pokrývky a hustoty sněhu na zpoždění odtoku	45
5.3.	Průběh jednotlivých událostí.....	46
6.	Diskuze.....	48
6.1.	Nedostatky měření.....	48
6.2.	Zpracování dat.....	49
6.3.	Výsledky v kontextu jiných studií	49
7.	Závěr.....	52
8.	Zdroje.....	53
8.1.	Seznam použité literatury	53
8.2.	Datové zdroje	56
9.	Seznam obrázků	57
10.	Seznam tabulek	58
11.	Přílohy.....	59

1. Úvod

Události deště na sněhovou pokrývku (ROS) jsou jevem, kterému se v posledních několika desetiletích dostává zvýšené pozornosti, neboť představují jednu z nejdůležitějších příčin vzniku povodně během chladné části roku. Jelikož se intenzita a prostorové rozložení těchto událostí mění s postupným oteplováním klimatu, je důležité tomuto jevu dobře porozumět a umět predikovat jeho dopady.

Výskyt sněhu je závislý na mnoha geografických a klimatických faktorech. Kromě základních faktorů, jako je zeměpisná šířka a nadmořská výška, má sice menší, ale neopomenutelný vliv globální cirkulace vzduchu a vzdálenost od rozlehlých vodních ploch (DeWalle, Rango 2008). V menším měřítku není zanedbatelný ani vliv topografie a lesa (Seibert et al. 2014) a na množství sněhu má vliv i meziroční variabilita.

Zatímco nedostatek sněhu vede k nízkým letním průtokům, naopak velké zásoby sněhu mohou v kombinaci s velkým oteplením a prudkými jarními dešti způsobit katastrofické povodně, laviny, břečkotoky (z anglického slushflow) nebo svahové pohyby. Jelikož výskyt sněhu je nesmírně důležitý pro globální koloběh vody, s postupným oteplováním planety a přibýváním dešťových srážek na úkor sněhových se dá předpokládat velká změna ve fungování globálního koloběhu. Samotný nedostatek sněhu nadále způsobuje další oteplování, neboť krajina bez sněhové pokrývky vstřebává mnohem více slunečního záření, oproti zasněžené krajině, která sluneční paprsky odráží. Nedostatek sněhu může ohrozit i vegetaci a zvířata, pro které je izolující funkce sněhu v zimním období životně důležitá (Seibert et al. 2014).

Povodně, ani ty z událostí ROS nejsou jevem, který by byl charakteristický pouze pro posledních několik desítek let. Z historických dokumentů i ze sledování průtoků hydrometeorologickou službou (Brázdil 2005) můžeme získat informace, které indikují výskyt takových událostí i ve vzdálenější minulosti. Výčet a průběh historických povodňových událostí však nemusí být nápomocný pouze při rekonstrukci dějin, nýbrž chronologický přehled těchto událostí co nejdéle do minulosti pomáhá v seriózním hodnocení dlouhodobých interakcí mezi povodněmi na jedné straně a člověkem, jeho sídly a krajinou na straně druhé (Munzar 1998). Z historických povodňových událostí a příčinných faktorů lze také vyzorovat zákonitosti, které se v budoucnu mohou při tvorbě povodně opakovat. Znalosti průběhu povodní proběhlých v minulosti nám může pomoci takové extrémní situace předpovědět.

Jako důkazy velkého rozsahu povodní způsobených událostmi ROS mohou být uvedeny historické povodně z území Česka. Jako velmi významnou a katastrofální lze jmenovat zimní povodeň způsobenou táním sněhu doprovázeným dešťovými srážkami v roce 1784, která je mimo jiné spojena s pobořením Karlova mostu (Brázdil 2005). Kakos (1978) tuto povodeň, jejíž vznik byl vázán na výskyt

mimořádných až extrémních hodnot příčinných hydrometeorologických činitelů, označil za dosud největší zimní povodeň na Vltavě v Praze. Při této povodni hrály zásadní roli dešťové srážky, které se silným jihozápadním, později severozápadním prouděním a nástupem kladných teplot vzduchu, spadly na velmi silnou vrstvu sněhové pokrývky, mající podle paměti (Brázdil 2005) místy mocnost až 7 metrů.

Podobná událost nastala v březnu roku 1845, kdy velké oteplení doprovázené dešti a silným teplým větrem způsobily tání velkého množství sněhu (Kakos 1978). Tato extrémní povodňová událost je díky svému rozsahu označována za jednu z největších povodní novověku, čemuž napovídají i měření průtoků (Brázdil 2005), které například na Labi nebyly překonány ani při letní povodni z roku 2002.

Podle historických dokumentů i dle měření hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) (Brázdil 2005) došlo za posledních tisíc let na našem území k nespočtu dalších zimních povodňových událostí, který měli leč menší, ale přesto mnohdy katastrofální průběh a následky, a ke kterým přispěly události deště na sněhovou pokrývku. Z nedávné minulosti stojí za zmínku povodně z přelomu března a dubna roku 2006, kdy celkové zásoby vody ve sněhové pokrývce před povodněmi dosáhly místy, zvláště ve středních nadmořských výškách, rekordních hodnot od roku 1961. Rychlost tání sněhu na konci dubna byla znásobena prudkým oteplením a dešťovými srážkami, jež padaly na mocnou sněhovou pokrývku (Sandeš 2006).

Cílem práce je zhodnotit současný stav poznatků o událostech typu rain-on-snow, zejména z hlediska vyjádření faktorů, které mají vliv na jejich průběh. Cílem prováděné analýzy bude v první řadě vyhodnocení vlivu jednotlivých faktorů ovlivňujících množství odtoku a jeho načasování, v druhé řadě potom analýza klimatických charakteristik a jejich vliv na rozložení událostí ROS. Diskutovány budou zejména nejistoty výzkumu událostí ROS.

Práce se bude mimo jiné zabývat ověřením výzkumných hypotéz stanovenými v souvislosti s událostmi ROS:

1. Události ROS jsou rizikovými faktory vzniku povodně díky znásobení odtoku z dešťových srážek a táního sněhu
2. Odtok vody závisí jak na celkovém množství srážek, tak na jejich intenzitě a délce trvání. Významnou roli hrají i vlastnosti sněhové pokrývky, které mohou zásadně ovlivnit průběh odtoku
3. Prostorové rozložení událostí ROS se mění díky působení klimatické změny

2. Dosavadní poznatky výzkumu

Události deště na sněhovou pokrývku nejsou neobvyklým jevem, který by v každém případě způsoboval katastrofickou povodeň. Během roku dochází na různých místech k mnoha událostem deště na sněhovou pokrývku a mnohé z nich zůstávají bez povšimnutí. Vyskytuje se ale i mnoho takových událostí, které ze začátku působí stejně neškodně, ale ve výsledku způsobují mimořádné škody. Proto je velmi důležité charakterizovat podmínky a okolnosti, které vedou ke vzniku povodňové události, či vzniku vlhkých lavin nebo břečkotoků.

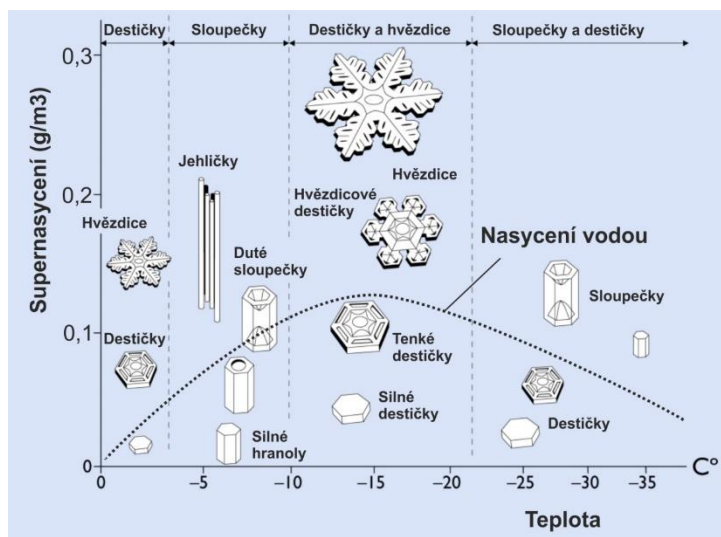
K událostem ROS obvykle dochází po chladném období se sněhovými srážkami, kdy se naakumulovala méně či více mocná sněhová pokrývka. Do oblasti zpravidla pronikne teplý a vlhký vzduch, který způsobí rapidní tání a přinese dešťové srážky (Garvelmann, Pohl, Weiler 2014). Většinou nasycená půda v kombinaci s dešťovými srážkami a vodou z tání, uvolňovanou díky doprovázejícímu oteplení, může způsobit rozsáhlé povodně, které mívají mnohem větší intenzitu než při samotném odtoku z deště nebo ze samotného tání sněhu (Singh et al. 1997).

2.1. Vznik sněhu

Struktura sněhové pokrývky, a tedy i její případná reakce na dešťové srážky je ovlivňována už při vzniku jednotlivých krystalů tvořících sněhovou pokrývku. Sněhové krystaly vznikají v oblaku na kondenzačních jádrech, na kterých v přesyceném vzduchu kondenzuje vodní pára. Krystaly se následně spojují do tvaru hexagonální struktury, která je vysvětlována uspořádáním molekul vody v krystalové mříži ledu (Libbrecht 2019).

Jelikož podmínky v atmosféře nejsou stálé, významně svou variabilitou ovlivňují tvar a velikost sněhové vločky a tím i následnou strukturu sněhové pokrývky. Typ a tvar sněhového krystalu ovlivňuje podle DeWalleho a Ranga (2008) hlavně teplota a stupeň nasycení atmosféry. Jelikož se vločka při svém vzniku nekoordinovanou cestou pohybuje v atmosféře, prochází měnícími se podmínkami, které reflektuje svojí strukturou (Libbrecht 2019).

Ledové krystalky nepadají k zemi jen v podobě rozvinutých dendritů (vloček), ale i ostatních jednodušších tvarů, které vznikají v atmosféře. Základními tvary ledových krystalů jsou mimo šesticípých dendritů také ledové jehly, šestiboké sloupky a šestiboké destičky, přičemž každý tvar vzniká za specifických podmínek atmosféry. K tomu, aby se vytvořily rozvinuté dendrity je potřeba kombinace určité teploty a co nejvyššího přesycení atmosféry vodní párou. Nejrozvinutější a největší dendrity se tvoří v rozmezí teplot mezi $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, nebo těsně pod bodem mrazu, přičemž čím je větší vlhkost atmosféry, tím komplexnější krystaly se budou vytvářet (obrázek 1) (Libbrecht 2019).



Obrazek 1: Graf morfologie sněhových krystalů. Zdroj: Libbrecht 2008, upraveno

Po dopadu na zem se jednotlivé sněhové krystaly okamžitě mění – dochází tak k destruktivní metamorfóze sněhových krystalů, které jsou postupně transformovány do souvislé sněhové pokrývky (DeWalle, Rango 2008). Nejrozvinutější sněhové krystaly zpravidla tvoří sněhovou pokrývku malé hustoty, neboť se mezi nimi ve sněhové pokrývce vytváří velké mezery. Oproti tomu ty menší jako ploché, jehličkové či sloupcové krystaly na sebe při dopadu dobře navazují a nevznikají mezi nimi vzduchové mezery, výsledná hustota sněhové pokrývky je tedy větší (Seibert et al. 2014).

2.2. Výměna energie ve sněhové pokrývce

Ve sněhové pokrývce a na jejím rozhraní s půdou a atmosférou probíhají neustálé výměny energie, které ovlivňují vlastnosti sněhové pokrývky. Tyto tepelné toky kvantifikuje rovnice energetické bilance, která představuje základní přístup k modelaci tání sněhové pokrývky a udává množství tepla které je, či není dostupné k tání sněhu. Rovnice energetické bilance sněhové pokrývky (1) je definována jako (Seibert et al. 2014):

$$Q_m = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_i \quad (1)$$

Q_m = celkové teplo dostupné k tání sněhu

Q_{ns} = teplo dostupné z krátkovlnného záření

Q_{nl} = teplo dostupné z dlouhovlnného záření

Q_h = zjevné teplo (dostupné z atmosféry)

Q_e = latentní teplo

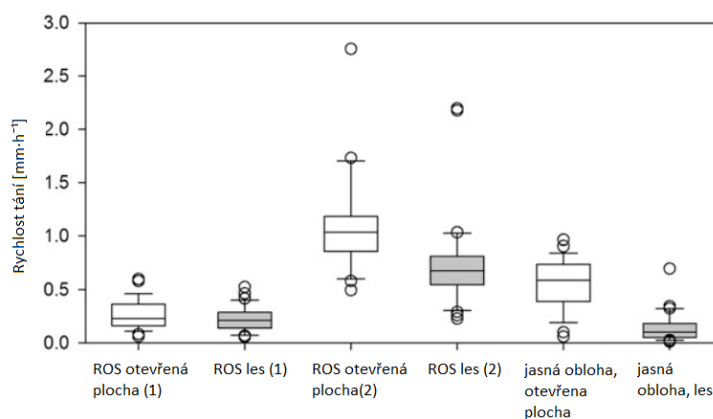
Q_p = teplo dodané srážkami

Q_g = teplo vyzařované zemským povrchem

Q_i = změna ve vnitřní energii sněhové pokrývky

Jak již bylo zmíněno, teplota sněhové pokrývky se neustále mění v reakci na teplotu vzduchu a na další procesy probíhající uvnitř sněhové pokrývky. Přenos tepla může ve sněhu probíhat jak přes vzduch v pórech mezi jednotlivými krystaly, tak přes pevnou část ledové matrice. Jelikož je ale tepelná vodivost ledu stokrát větší než vodivost vzduchu, vedení tepla probíhá téměř výhradně přes ledovou matici (DeWalle, Rango 2008).

Působení jednotlivých toků energie se liší v závislosti na geografických podmínkách a na charakteru počasí. Garvelmann, Pohl a Weiler (2014) ukazují na rozdílné působení jednotlivých toků energie při tání z ROS a při tání za jasného slunečního počasí. Zatímco při tání za slunečního počasí nejvíce záleží na množství přísunu krátkovlnného záření na otevřených plochách a na krátkovlnné radiaci spolu s dlouhovlnnou radiací v lese, při událostech ROS je tání řízeno především turbulentním prouděním zjevného a latentního tepla na otevřených prostranstvích a dlouhovlnnou radiací v lese (obrázek 2). Za jasného počasí se při tání projevuje také vliv denní doby. Zákonnitě je radiace intenzivnější ve dne a na otevřených plochách, kde sníh při jasném počasí taje rychleji. Při vytrvalém dešti se přísun energie dostupný pro tání mezi otevřenou plochou a lesem příliš neliší, stejně jako je přísun energie konstantní ve dne i v noci (Garvelmann, Pohl, Weiler 2014).



Obrázek 2: Krabicový diagram znázorňující rozdíly v rychlosti tání mezi otevřenou plochou a lesem při událostech ROS a při jasné obloze. Ve všech případech je pozorovatelný vliv lesa na rychlost tání. Zdroj: Garvelmann, Pohl, Weiler 2014, upraveno

Jak bylo zmíněno, tání při událostech ROS je ovlivňováno zejména přísunem tepla latentního, zjevného a dodaného srážkami. Výměna zjevného tepla mezi atmosférou a sněhem je řízena existencí teplotního rozdílu mezi atmosférou a sněhovou pokrývkou a kromě teploty vzduchu tato výměna závisí i na drsnosti povrchu a rychlosti větru (Seibert et al. 2014). Přenos latentního tepla znamená přenos vodní páry mezi atmosférou a sněhovou pokrývkou díky sublimaci, evaporaci a kondenzaci. Zatímco sublimace a evaporace představují pro sněhovou pokrývkou ztrátu tepla, při kondenzaci sněhová pokrývkou teplo získává. Stejně jako u přenosu zjevného tepla je přenos vodní páry závislý na drsnosti

povrchu a rychlosti větru (Seibert et al. 2014). V případě přenosu tepla srážkami dochází k předávání tepla při dopadu srážek, které mají vyšší teplotu než povrch sněhové pokrývky. V případě dopadu srážek na chladnější sněhovou pokrývku dochází k zamrznání srážek na povrchu sněhu a následnému uvolňování latentního tepla. Latentní teplo je při dešťových srážkách dodáváno i díky zvýšené relativní vlhkosti vzduchu a následné kondenzaci na povrchu sněhové pokrývky (DeWalle, Rango 2008).

Tání je významně ovlivněno i tepelnou výměnou uvnitř sněhu. Kapalná voda, která se od povrchu dostává do hlubších vrstev sněhové pokrývky, může díky záporným teplotám v nižších vrstvách sněhu znovu zamrznat. Tím uvolňuje latentní teplo dostupné k dalšímu tání. Uvnitř sněhové pokrývky dochází k cyklům tání a opětovného zamrznání a jelikož menší sněhové krystaly mají nižší teplotu tání, tají oproti větším krystalům rychleji, což přispívá k tvorbě dobře spojených velkých krystalů. V některých případech může být uvnitř sněhové pokrývky vytvořena ledová vrstva zabraňující dalšímu prostupu vody sněhovou pokrývkou (DeWalle, Rango 2008).

2.3. Faktory ovlivňující odtok ze sněhové pokrývky

Při událostech ROS působí několik faktorů, které ovlivňují reakci sněhové pokrývky na srážky, tvorbu odtoku a průběh celé situace. Variabilita těchto faktorů je nyní hlavním předmětem výzkumu v této oblasti, neboť jenom díky znalosti příčinných faktorů lze předpovídat jak jednotlivé dílčí události, tak budoucí rozložení těchto situací v závislosti na změně klimatu.

Vlastnosti sněhové pokrývky jsou ovlivňovány především meteorologickými podmínkami, které ovlivňují jak podobu jednotlivých sněhových krystalů, tak akumulaci sněhu i průběh následné dešťové události. Při simulaci povodní z tání sněhu je tedy důležité brát v potaz nejenom existenci dešťových srážek, ale hlavně jejich množství a intenzitu, teplotu vzduchu a vlastnosti sněhové pokrývky, které zásadně ovlivňují reakci sněhové pokrývky na dešťové srážky (Beniston, Stoffel 2016). V následujících kapitolách budou s ohledem na dosavadní výzkumy, provedené v této oblasti, rozebrány jednotlivé faktory ovlivňující události deště na sněhovou pokrývku.

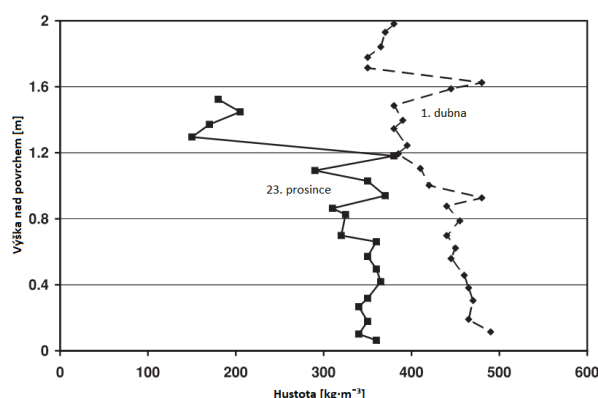
2.3.1 Hustota sněhu

Hustota sněhu je základní veličinou, která nám o sněhové pokrývce poskytne mnoho informací. Hustota sněhu, se kterou souvisí i vodní hodnota sněhu, je především ovlivňována typem srážek (kapitola 2.1.), které formují sněhovou pokrývku, a meteorologickými podmínkami panujícími při srážkové události a v průběhu ukládání sněhové pokrývky. Nový sníh většinou vykazuje velmi nízkou hustotu pod $0,1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, s postupným stářím a probíhající metamorfózou hustota narůstá k $0,35\text{--}0,4 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ pro suchý sníh a až k $0,5 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ pro sníh vlhký (tabulka 1) (Seibert et al. 2014).

Tabulka 1: Hustota sněhu podle typu. Zdroj: Singh, Singh 2001

Typ sněhu	Hustota [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$]
Nový sníh (za velmi nízkých teplot vzduchu a v bezvětří)	0,01-0,03
Nový sníh (za bezvětří)	0,05-0,07
Vlhký nový sníh	0,10-0,20
Sesedlý sníh	0,20-0,30
Pohárkové krystaly	0,20-0,30
Větrem zhuštěný sníh	0,35-0,40
Firn	0,40-0,65
Velmi mokrý sníh a firn	0,70-0,80
Ledovcový led	0,85-0,91

Hustota sněhu má ve vertikálním profilu většinou příznačný průběh. Na základě pozorování (DeWalle, Rango 2008), můžeme říci, že ve sněhové pokrývce obecně předpokládáme větší hustotu ve spodnějších vrstvách, zatímco ve vyšších vrstvách sněhové pokrývky je hustota menší. Takový trend můžeme sledovat jak v nezrálém sněhu, tak ve vyzrálejší sněhové pokrývce s tím, že průměrná hustota bude s vyzráváním sněhové pokrývky stoupat (obrázek 3) (DeWalle, Rango 2008). Hustota sněhu napříč vertikálním profilem je však ovlivňována také podmínkami, za kterých se jednotlivé vrstvy formovaly a dalšími procesy probíhajícími uvnitř sněhové pokrývky.



Obrázek 3: Vertikální profily hustoty ve dvou fázích vývoje sněhové pokrývky. Plnou čarou je znázorněna hustota sněhu pozorovaná 23. 12., přerušovanou čarou hustota sněhu pozorovaná 1. 4. na stejném místě. Zdroj: DeWalle, Rango 2008, upraveno

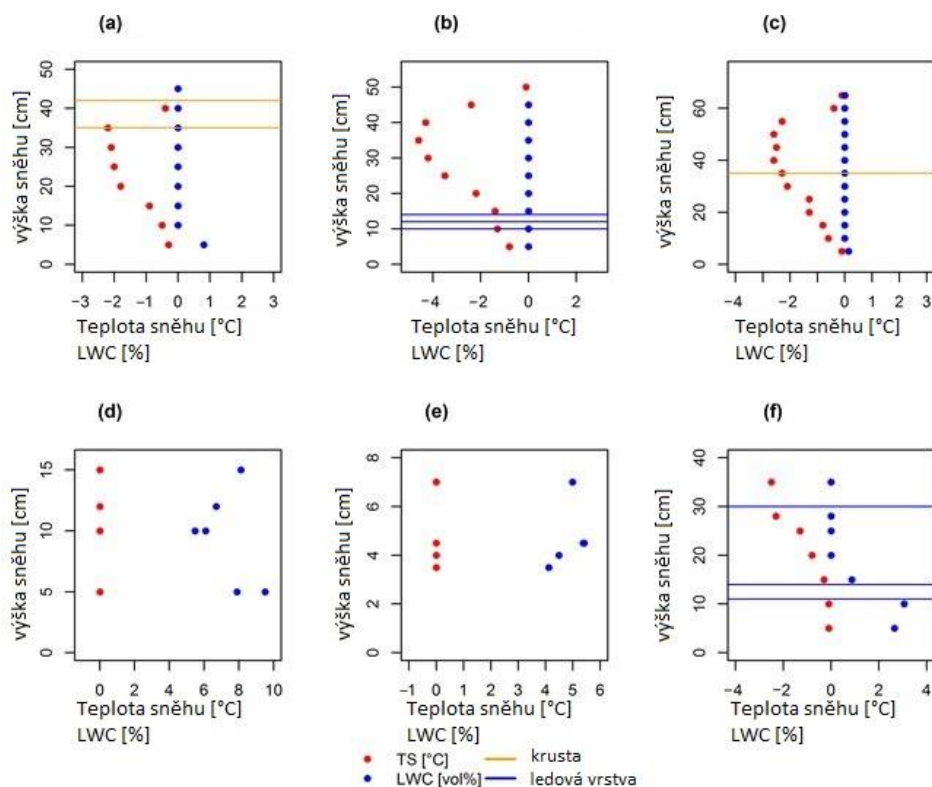
Hustota sněhu může mít různý vliv na průchod vody sněhovou pokrývkou. Při heterogenitě jednotlivých vrstev formujících sněhovou pokrývku hraje hustota sněhu velkou roli při tvorbě preferenčních cest (viz kapitola 2.4.). Vyzrálá sněhová pokrývka s vysokou hustotou podle experimentů prováděných Jurasem (Juras et al. 2017) způsobuje při událostech ROS značné zpoždění odtoku ze sněhu, neboť v ní již nejsou vyvinuty preferenční cesty a průchod vody je tak pomalejší.

2.3.2 Teplota sněhu

Teplota sněhové pokrývky se mění díky komplexním teplotním procesům jak v sezónním, tak i v denním měřítku. Přesto můžeme sledovat jistý trend, který vykazuje křivka teploty vertikálního profilu nevyzrálé sněhové pokrývky (obrázek 4a, b, c) (Würzer et al. 2017). U svého povrchu vykazuje sněhová pokrývka záporné teploty silně ovlivňované teplotou vzduchu a směrem k zemskému povrchu – do hloubky sněhové pokrývky – teplota sněhu stoupá. Na styku se zemí má pak sněhová pokrývka díky tepelné vodivosti půdy většinou teplotu 0 °C. Když teplota vzduchu vystoupá do kladných hodnot, sněhová pokrývka se začne směrem od jejího povrchu oteplovat. To vyvolá tání vrchních vrstev a propagaci vody do chladnějších spodnějších vrstev, kde následně voda znovu zamrzá a uvolňuje tak latentní teplo, které urychluje tání (DeWalle, Rango 2008). Sněhová pokrývka se tedy postupně otepluje a stává se izoterní, s čím se zvyšuje i obsah kapalné vody, která je dostupná k odtoku ze sněhové pokrývky (obrázek 4d, e, f). V nevyzrálé sněhové pokrývce (obrázek 4a, b, c) díky záporným teplotám není kapalná voda přítomná vůbec, anebo jenom v minimálním množství ve spodních částech sněhové pokrývky na styku se zemským povrchem (obrázek 4a). K tvorbě odtoku ze sněhové pokrývky je zapotřebí izoterního vertikálního profilu sněhové pokrývky (obrázek 4d, e, f), případně vyvinutých preferenčních cest, které nejsou z vertikálního teplotního profilu rozpoznatelné (DeWalle, Rango 2008).

Teplota vzduchu má zásadní vliv na formování teplotního profilu sněhové pokrývky, a to nejen při samotných událostech deště na sněhovou pokrývku, ale i v předchozích dnech. Jak dokládá Würzer (2017) na šesti experimentech (obrázek 4) provedených na švýcarském povodí, čím vyrovnanější je teplotní profil před událostí, tím více vody je dostupné k odtoku a tím je pravděpodobnější, že velikost odtoku bude větší než množství dodaných srážek. Oproti tomu ale (Singh et al. 1997) ve výsledcích svého experimentu zmiňuje, že izoterní sněhová pokrývka může hrát velkou roli při zadržení srážkové vody, čímž může zabránit vzniku povodně.

V souvislosti s teplotou sněhové pokrývky a s táním se často setkáváme s pojmem cold content, který vyjadřuje množství kapalné vody z tání nebo z deště, která musí být zmrazena ve sněhové pokrývce, aby ji oteplila na konstantní teplotu 0 °C v celém vertikálním profilu (DeWalle, Rango 2008).



Obrázek 4: Vertikální profily teploty a obsahu kapalné vody ve sněhové pokrývce. Červenými tečkami je vyznačena teplota sněhu (TS) v jednotlivých vrstvách sněhové pokrývky, modřemi je vyznačen obsah kapalné vody (LWC). Žlutou čarou je vyjádřena přítomnost zmrzlé krusty, která může být překážkou pro proudění vody, stejně jako ledová vrstva, která je vyjádřena modrou čarou.
Zdroj: Würzer et al. 2017, upraveno

2.3.3 Výška a vodní hodnota sněhu

Rychlost odtoku je závislá nejen na vlastnostech sněhové pokrývky a dalších meteorologických faktorech, ale také na její výšce. Vliv výšky sněhové pokrývky závisí zejména na délce a intenzitě dopadajících dešťových srážek. Mocnější sněhová pokrývka nejprve sních zadržuje a odezva odtoku je delší, tenčí sněhová pokrývka reaguje na dešťové srážky mnohem rychleji, neboť nedisponuje prostorem pro zachycení většího množství vody. Kratší srážková událost může vyvolat mnohem větší odtok u tenké sněhové pokrývky, neboť mocnější vrstva sněhu disponuje prostorem pro zadržení dešťových srážek. Na místech s tenčí sněhovou pokrývkou pak může paradoxně dojít k mnohem horšímu průběhu případné povodně, než na místech s mocnou sněhovou pokrývkou, jak tomu bylo například v roce 2011 ve švýcarských Alpách (Wever et al. 2014b).

V případě dlouhého vytrvalého deště padajícího na sněhovou pokrývku však vliv výšky sněhové pokrývky působí opačně, neboť u delších událostí záleží hlavně na množství sněhu, který je dostupný k tání, a tedy i k případnému odtoku. Zatímco tenká sněhová pokrývka může rychleji roztát a z povodí odtéct, v mocnější vrstvě sněhu se voda po určitou dobu akumuluje a při úplné nasycenosti začíná v mnohonásobně větší intenzitě odtékat.

Aby bylo možné modelovat, jak se bude utvářet odtok v případě deště na sněhovou pokrývku, je nezbytné znát nejenom výšku sněhové pokrývky, ale především její vodní hodnotu (SWE), která nám dává informaci o množství vody zadržené ve sněhové pokrývce jak v kapalném, tak v pevném skupenství. (DeWalle, Rango 2008). V případě roztátí sněhové pokrývky to bude množství vody, která se bude podílet na odtoku (DeWalle, Rango 2008).

Vodní hodnota sněhu může být změřena přímo s použitím speciálního přístroje a nebo může být vypočítána pomocí naměřených charakteristik, konkrétně výšky sněhové pokrývky a hustoty sněhu (DeWalle, Rango 2008). Z těchto údajů lze podle DeWalleho a Ranga (2008) vodní hodnotu sněhu zjistit podle následujícího vzorce:

$$SWE = d * \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (2)$$

SWE = vodní hodnota sněhu (snowpack water equivalent)

d = výška sněhové pokrývky

ρ_s = hustota sněhu

ρ_w = hustota vody, přibližně $1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$

2.4. Voda ve sněhu

Obsah vody ve sněhové pokrývce (LWC = Liquid Water Content) je nepostradatelnou informací pro modelování odtoku ze sněhové pokrývky. LWC vyjadřuje obsah veškeré kapalné vody ve sněhu včetně té neredukovatelné, která je vázána na sněhové krystaly (DeWalle, Rango 2008). Tato vlhkost (θ) je podle Jurase (2016) definována jako podíl celkového objemu tekuté vody ve sněhu (V_w) k celkovému objemu vzorku sněhu (V_s): $\theta = \frac{V_w}{V_s}$ (3)

Obsah kapalné vody ve sněhové pokrývce má vliv na rychlost tvorby odtoku a na množství odtečené vody (DeWalle, Rango 2008). Čím více prostoru ve sněhové pokrývce zaujímá kapalná voda, tím méně nových dešťových srážek může sněhová pokrývka zadržet a tím rychlejší může být odezva odtoku. Jak je patrné z obrázku 4, s oteplováním sněhové pokrývky se zvyšuje i objem kapalné vody, která v případě nasycení sněhové pokrývky utváří odtok.

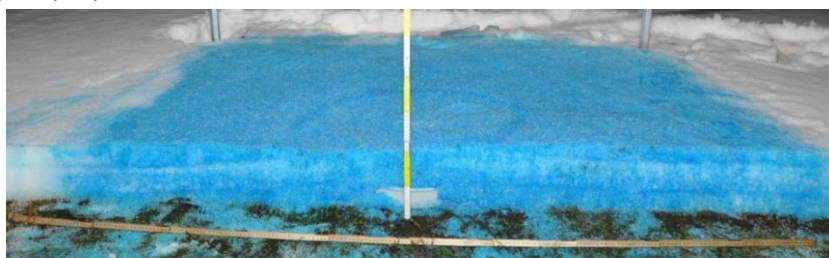
Kapalná voda se ve sněhové pokrývce vyskytuje jen tehdy, pohybuje-li se její teplota kolem 0°C . Tehdy můžeme podle Singha a Singha (2001) ve sněhové pokrývce rozlišit tři formy tekuté vody. Stejně jako vodu podpovrchovou, rozdělujeme i vodu ve sněhové pokrývce na adsorpční, kapilární a gravitační. Voda gravitační se ve sněhové pokrývce pohybuje především vlivem gravitační síly a není tedy vázaná na jednotlivá sněhová zrna. Oproti tomu pohyb vody adsorbční a kapilární není řízen pouze gravitací. Adsorbční voda je pevně poutána na povrchu jednotlivých zrn a je téměř nepohyblivá. Tato voda se

neúčastní odtoku, dokud sněhová zrna neroztají. Pohyb vody kapilární je závislý na povrchovém napětí v kapilárních pórech mezi jednotlivými sněhovými zrny. Přítomnost vody tedy nemusí nutně indikovat náhlé tání, neboť kapalná voda, která má sníženou schopnost pohybu a ve sněhové pokrývce je držena především adsorpčními a kapilárními silami, je ve sněhové pokrývce obsažena i před samotným táním (Coléou, Lesaffre 1998). Voda se stane mobilní až při překročení 3 % celkového objemu sněhové pokrývky (Singh, Singh 2001), přičemž před samotným táním se ve sněhové pokrývce obvykle vyskytuje 2-5 % kapalné vody. Obsah vody nad 10 % objemu sněhu vede ke tvorbě břečky, případně následného břečkotoku (Seibert et al. 2014).

Jak již bylo zmíněno dříve, sněhová pokrývka s izotermním teplotním profilem a obsahem kapalné vody se označuje jako vyžralá, zatímco pokrývka s charakteristickým teplotním zvrstvením a absencí kapalné vody označujeme jako nevyžralou. V celém vertikálním profilu sněhové pokrývky ale nepanují stejné podmínky a jednotlivé vrstvy lišící se svojí hustotou mohou tvořit ve sněhové pokrývce samostatné zóny (Conway, Benedict 1994). Podle Conwaye a Benedicta (1994) je sněhová pokrývka složena z vlhkých a suchých zón, které jsou odděleny pomocí zóny přechodné – tranzitní. Zatímco v suchých zónách je teplota pod nulou a kapalná voda se tu tedy nevyskytuje, ve vlhkých zónách je sníh izotermní s teplotou kolem 0 °C. Voda je v této oblasti mobilní. Výskyt vlhkých zón nemusí být na první pohled zřejmý, ale při události ROS může hrát významnou roli v souvislosti s pohybem vody sněhovou pokrývkou a tvorbou odtoku.

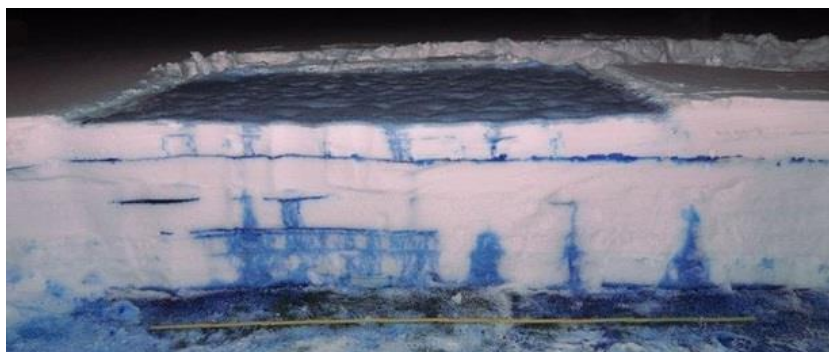
Abychom mohli modelovat transport vody sněhovou pokrývkou, je nezbytné znát, jakým způsobem se voda ve sněhové pokrývce pohybuje. Voda dostupná z tání nebo voda srážková se může ve sněhové pokrývce pohybovat různými způsoby podle aktuálního stavu sněhové pokrývky. Obecně rozlišujeme 3 typy proudění vody: matricové, preferenční a laterální (Techel, Pielmeier, Schneebeli 2008).

Matricové proudění (obrázek 5) je typické pro vyžralou sněhovou pokrývku. Voda v tomto případě postupuje gravitačním působením sněhovou pokrývkou rovnoměrně a uvnitř sněhové pokrývky nezůstávají místa, která by nebyla prosakující vodou zvlhčena. Jelikož je sníh, stejně jako půda, porézní prostředí, pohyb vody matricovým prouděním je vyjádřeno pomocí Darcyho rovnice, která udává rychlost průsaku vody na základě znalosti hydraulické vodivosti, stupně vzlínání (kapilárního sání) a výšky sněhové pokrývky (Hirashima et al. 2010).



Obrázek 5: Matricové proudění ve sněhové pokrývce. Zdroj: Juras 2016

Zatímco k matricovému proudění dochází v takových zónách sněhové pokrývky, kde má sníh podobnou vlhkost, preferenční cesty (obrázek 6) mohou procházet jednotlivými vrstvami s rozdílnou vlhkostí (Juras 2016). Preferenční proudění je nejčastějším pohybem vody ve sněhové pokrývce (Juras 2016). Tvorba preferenčních cest je závislá na strukturálních změnách, které vedou k tvorbě kapilárních bariér. Velkou roli hraje při tvorbě preferenčních cest například rozdílná hustota sněhu, nebo změna velikosti krystalů. Propagace vody vertikálními preferenčními cestami je mnohem rychlejší, což má za následek i rychlejší změnu teploty ve vertikálním profilu (Techel, Pielmeier, Schneebeli 2008). Za speciální případ proudění preferenčního můžeme označit proudění laterální, což je pohyb vody v horizontálním směru. Dochází k němu, pokud spodní vrstva sněhové pokrývky vykazuje odlišnou hydraulickou vodivost než vrstva nacházející se nad ní. To způsobuje vytvoření kapilární překážky, která zabraňuje vertikálnímu pohybu vody (Juras et al. 2016).

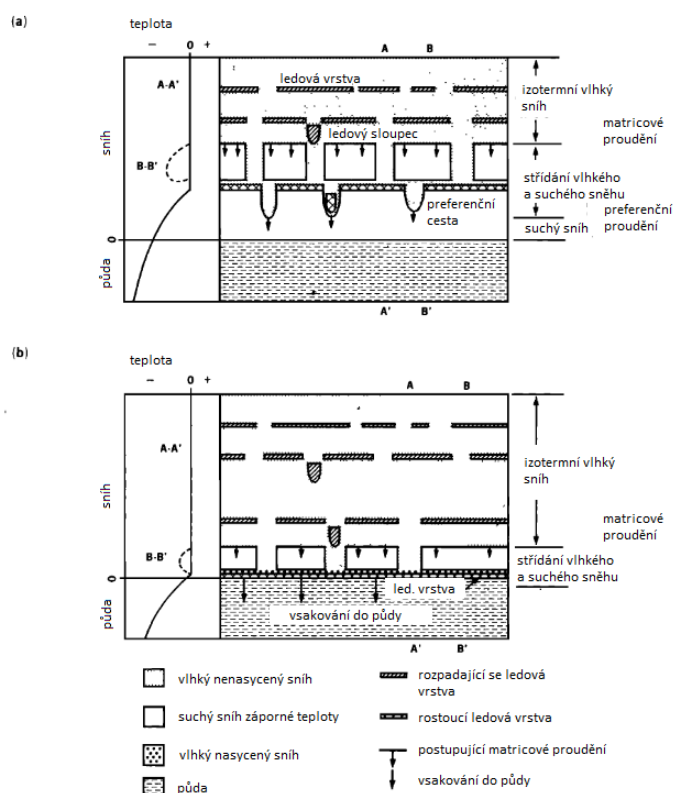


Obrázek 6: Preferenční proudění ve sněhové pokrývce. Viditelné jsou i kapilární překážky (ve vrchní části sněhové pokrývky), které zabraňují vertikálnímu transportu vody a způsobují proudění laterální. Zdroj: Juras 2016

Preferenční cesty (obrázek 6) jsou příznačné hlavně pro nevyzrálou sněhovou pokrývku, která se vyznačuje nevyrovnaným teplotním profilem, malým obsahem kapalně vody a menší hustotou (Würzer et al. 2017). Pro vyzrálou pokrývku nebo její zónu, která disponuje větším množstvím kapalně vody a je v celém svém profilu izoterní, je typické proudění matricové (Conway, Benedict 1994). Při události deště na vyzrálou sněhovou pokrývku je obvykle transport vody v celém jeho objemu rychlejší díky vyvážené teplotě, která se pohybuje okolo 0°C (Würzer et al. 2017).

Základní metodou výzkumu tvorby odtoku v závislosti na vlastnostech sněhové pokrývky jsou zadešťovací experimenty, které jsou popsány níže (kapitola 2.5.1). Některé z těchto výzkumů (Juras et al. 2017; Würzer et al. 2017) se věnují rozdílům tvorby odtoku z vyzrálé a nevyzrálé sněhové pokrývky. Při událostech deště na nevyzrálou sněhovou pokrývku je sice odtok generován rychleji, intenzita odtoku však zřídka převyšuje množství kapalně vody dodané srážkami. V případě deště na vyzrálou pokrývku je většinou odezva odtoku delší, množství odtečené vody ale často převyšuje množství vody dodané srážkami, a to díky dostupnosti kapalně vody z tání.

Vlhkost sněhové pokrývky nemusí být nutně vlastností celého vertikálního profilu (obrázek 7). V rámci sněhové pokrývky se mohou vyskytovat nasycené a nenasycené vrstvy, které se formují díky rozdílnému tlaku. Výsledky několika nezávislých výzkumů (Hirashima et al. 2010, Jordan 1995, Katsushima et al. 2013) ukazují, že k ukládání vody dochází na rozhraní jemnozrnné a hrubozrnné vrstvy pokud leží jemnozrnná vrstva ve sněhové pokrývce nad hrubozrnnou. V tomto případě dochází díky rozdílným kapilárním tlakům v jednotlivých vrstvách ke vzlínání a k tvorbě kapilárních překážek, které zabraňují dalšímu průtoku vody (obrázek 7). Katsushima (2013) doplňuje, že k ukládání vody dochází také na nepropustných ledových vrstvách ležících pod sněhovou pokrývkou, což je vysvětleno malou hydraulickou vodivostí ledových vrstev.



Obrázek 7: Znázornění pohybu vody v chladné nevyzrálé sněhové pokrývce předtím (a) a poté (b), co se tající voda dostane k zemskému povrchu. V ilustraci jsou dobře viditelné jednotlivé vrstvy, ve kterých se voda pohybuje jiným způsobem (matricové proudění – background wetting front, preferenční proudění – finger wetting front). Zdroj: Marsh, Woo 1984, upraveno

2.5. Metody výzkumu

Jak již bylo zmíněno, současnou otázkou výzkumu událostí deště na sněhovou pokrývkou jsou hlavně charakteristiky, které ovlivňují průchod vody sněhovou pokrývkou a znalosti o těchto charakteristikách lze získat rozborem velkého množství dat nebo přímým pozorováním v terénu. Jelikož jsou události ROS relativně těžko dlouhodobě předvídatelné a pozorování přírodních událostí v terénu už je tak velmi časově náročné, pro pozorování chování sněhové pokrývky při ROS se provádí experimenty, při

nichž je sněhová pokrývka uměle postřikována vodou. Takový experiment při správném provedení poskytne velmi podrobné informace o průchodu vody sněhovou pokrývkou, jeho provedení je ale velmi technicky i časově náročné, proto nejsou takové experimenty příliš časté.

Datové řady dlouhého časového období nám sice neposkytnou tak podrobné informace jako zavlažovací experimenty, jejich rozbořením z různých lokalit však získáme mnohem komplexnější informaci o reakci sněhové pokrývky různých charakteristik.

Na základě získaných znalostí o sněhové pokrývce se následně vyvíjí modely, které simulují pohyb vody sněhovou pokrývkou určitých vlastností a předpovídají čas a velikost odtoku jednotlivých událostí.

2.5.1 Zadešťovací experimenty

Pro zjišťování vlivu jednotlivých vlastností sněhové pokrývky na odtok a pro kalibraci výpočetních modelů odtoku se používá experimentů, během nichž se sleduje odezva odtoku ze sněhového bloku o známých vlastnostech, zatímco je postřikován vodou, která simuluje déšť (Würzer et al. 2017). Tyto experimenty, které simulují skutečné události ROS probíhající v přírodních podmínkách, se v anglicky psané literatuře označují jako „sprinkling experiments“ a postup jejich provedení není striktně určen.

Zadešťovací experiment se provádí na izolovaném či neizolovaném (obrázek 8) bloku sněhu, který je postřikován chemicky upravenou vodou. Odtok vody ze sněhového bloku je potom sledován pomocí speciálních zařízení, přičemž voda bývá ze sněhové pokrývky sváděna do jednoho bodu, kde je následně měřen čas a velikost odtoku (Juras et al. 2017). Jednotlivé experimenty (Juras et al. 2017; Eiriksson et al. 2013; Würzer et al. 2017; Singh et al. 1997; Schneebeli 1995) se liší nejenom délkou postřikování bloku, ale také celkovým množstvím dodané vody a intenzitou postřikování. Rozdíly jsou i ve výzkumných otázkách jednotlivých studií. Juras (2017) a Würzer (2017) se zaměřují hlavně na rozdíly mezi vyzrálou a nevyzrálou pokrývkou a na charakteristiky sněhu ovlivňující jednotlivé události, Singh (1997) studuje primárně rychlost odezvy odtoku v závislosti na předchozím nasycení a intenzitě srážek. Eiriksson (2013) se zaměřuje stejně jako Schneebeli (1995) na preferenční proudění, ale s větším zacílením na proudění vody napříč sněhem ve svažitém terénu. Zatímco Juras (2017) a Würzer (2017) provádí několik experimentů na jiných místech a v jiných podmínkách a zkoumají hlavně vliv charakteristik sněhu, Singh (1997) provádí své experimenty na jedné lokalitě s různou délkou a intenzitou deště a zkoumá tedy hlavně vliv charakteristik dešťových srážek.

V některých případech (Juras et al. 2017) se k postřikování sněhového bloku využívá voda obohacená o deuterium, jindy (Würzer et al. 2017) slouží modré barvivo Brilliant Blue FCF, nebo červeně zbarvená chemická látka Rhodamine WT (obrázek 8) (Eiriksson et al. 2013). Upravené vody se používá z toho důvodu, aby bylo možné určit čas průchodu dešťové vody sněhovou pokrývkou a aby bylo možné

kvantifikovat množství odečtené dešťové vody. Obarvené vody se používá pro lepší sledování propagace vody ve sněhové pokrývce a zejména k identifikaci preferenčních cest.



Obrázek 8: Provedení zadešťovacího experimentu rámci studie preferenčních cest ve svažitém terénu. Zdroj: Eiriksson et al. 2013

Podle Würzera (2017) se prováděné experimenty, stejně jako skutečné události, dají rozdělit na dvě kategorie podle vlastností sněhu, na kterém jsou prováděny. Jako zimní experimenty se označují ty, které jsou provedeny na suchém a chladném sněhu, na rozdíl od experimentů jarních, které jsou prováděny na vodou nasycené vyzrálé izotermní sněhové pokrývce. Vyzrálá a nevyzrálá sněhová pokrývka, jak již bylo zmíněno dříve, se liší mnohými vlastnostmi sněhu, které jsou však různorodé i napříč těmito skupinami a jejich zařazení proto nemusí být jednoznačné. Určením vyzrálosti sněhové pokrývky nestanovíme přesný čas tvorby odtoku, ani jeho množství, ale můžeme předpokládat určitý způsob propagace vody, který je pro tyto dvě kategorie charakteristický. Na základě zavlažovacích experimentů prováděných na povodí v okolí švýcarského Davosu (Würzer et al. 2017) lze tyto skupiny charakterizovat způsobem zadržování vody a formování odtoku. Při zimních experimentech bývá množství odečtené vody ze sněhové pokrývky většinou menší než množství vody dodané srážkami, případně může nenasycená sněhová pokrývka veškerou srážkovou vodu zadržet a výsledný odtok může být nulový. Množství odečtené vody závisí hlavně na vertikálním teplotním profilu a přítomnosti preferenčních cest, které jsou charakteristické pro nevyzrálou sněhovou pokrývku, ale těžce se identifikuje jejich přítomnost. Podle Schneebeliho (1995), který prováděl zadešťovací experimenty v okolí Davosu, vede výskyt preferenčních cest k průniku vody do hlubších částí sněhové pokrývky a tedy i k lokálně izotermickým podmínkám v horizontálních vrstvách sněhové pokrývky.

Při typickém jarním experimentu většinou vodou nasycená sněhová pokrývka generuje po dešťových srážkách větší množství vody, než které přijímá, neboť dešťová voda nejdříve vytlačuje vodu z tání dostupnou ve sněhové pokrývce a dodává další teplo dostupné pro tání. V obou případech je však

v odtoku nejdříve obsažena voda z tání, přičemž z nevyzrálé sněhové pokrývky vytéká dešťová voda mnohem rychleji, neboť zde není dostupná jiná voda pro odtok (Würzer et al. 2017).

2.5.2 Výpočetní modely

V hydrologii se matematických modelů používá k modelaci srážko-odtokového procesu. Pro tyto účely je vyvinuto mnoho modelů fungujících na různých principech, které obecně představují zjednodušení vztahu mezi vstupními a výstupními veličinami hydrologického systému (Jeníček 2009). Pro simulaci odtoku vody ze sněhu se využívá speciálních matematických modelů založených na principu energetické bilance (viz kapitola 2.2.) nebo na tzv. indexech, které využívají spojitost mezi táním sněhu a snadno dostupnou veličinou, která má vztah k energetické bilanci (teplota vzduchu, srážky) (Jeníček 2009).

V současnosti je pro simulaci odtoku ze sněhové pokrývky jedním z nejvíce používaných modelů model SNOWPACK (Hirashima et al. 2010, Wever et al. 2014a, Würzer et al. 2016, Wever et al. 2014b, Wever, Vera Valero, Fierz 2016, Wever et al. 2016), ale neřídka jsou používány i jiné modely (Beniston, Stoffel 2016, Marks et al. 1999), které většinou nepracují se všemi členy energetické bilance anebo více zohledňují další faktory na tání a odtok, například vliv vegetace (Tribbeck et al. 2004).

Model SNOWPACK je fyzikálně založený model fungující na principu rovnováhy energií ve sněhové pokrývce. Byl vyvinut pro účely varování před lavinovými událostmi a pro výzkum událostí ROS je tento model stále upravován (Lehning, Doorschot, Bartelt 2000). K rekonstrukci a modelaci událostí ROS se v současné době používá model SNOWPACK upravený a doplněný o výpočty dalších rovnic. Současnou snahou je hlavně zpřesnit modelaci pohybu vody ve sněhové pokrývce. To umožňuje doplnění modelu o Richardsovu rovnici, která započítává charakteristiky, které ovlivňují pohyb vody ve sněhové pokrývce (Wever et al. 2014b). Oproti koncepčním modelům, kde je transport vody často určován množstvím vody ve sněhové pokrývce nad prahovou hodnotou bez ohledu na nasycenosti spodních vrstev, je v nově používaných modelech pomocí Richardsovy rovnice počítána rovnováha mezi gravitačním a kapilárním pohybem vody ve sněhu pomocí jednotlivých charakteristik sněhu. Použití Richardsovy rovnice může především zlepšit simulaci pohybu vody ve sněhu v sezónní sněhové pokrývce, kde hraje stratigrafie sněhu velkou roli v pohybu vody (Wever et al. 2014b).

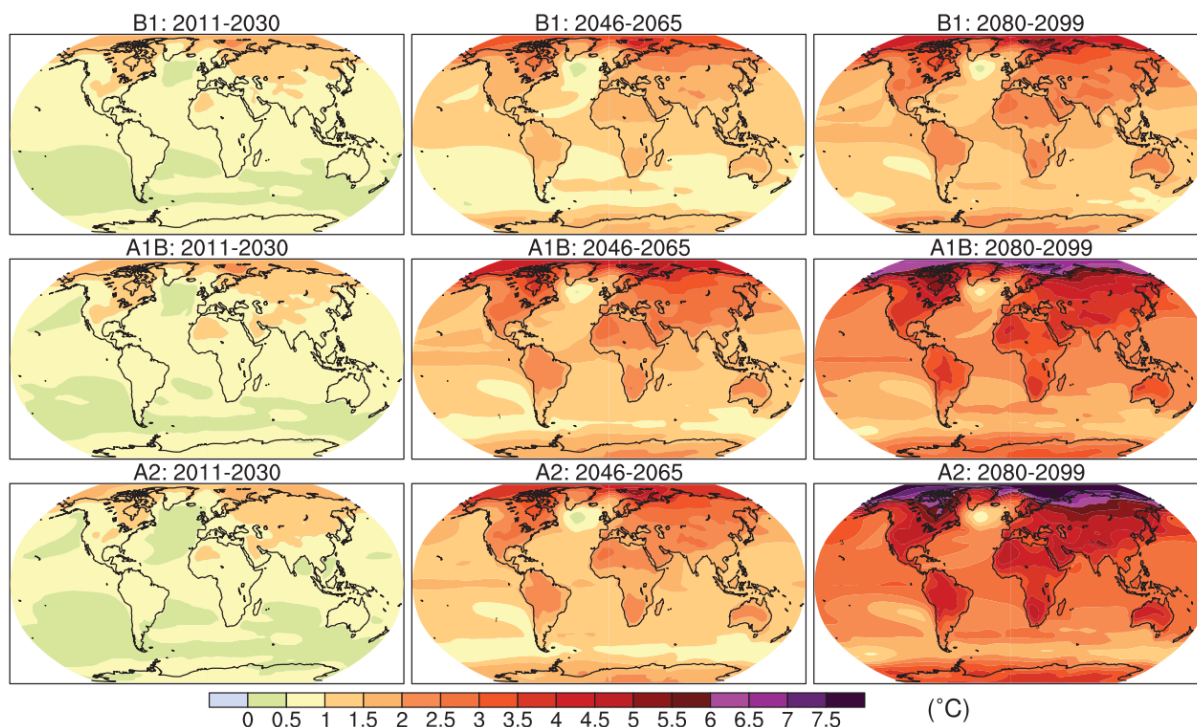
Model SNOWPACK založený na principu výpočtu Richardsovy rovnice ale není úplně bezchybný. Při výpočtu času tvorby odtoku a množství odtečené vody neuvažuje existenci preferenčních cest, které se často vyskytují v nevyzrálé sněhové pokrývce. Tento nedostatek vedl Würzera (2017) k vytvoření modelu (PF model), který bude do výpočtů tvorby odtoku započítávat preferenční cesty, jež jsou důležitým mechanismem pohybu vody ve sněhové pokrývce. Existence preferenčních cest je známá již dlouho, už Schneebeli (1995) ve své studii zmiňuje vliv rozmístění a velikosti preferenčních cest na

variabilitu odtoku. Preferenční cesty ovlivňují ale nejenom velikost a kulminaci odtoku ze sněhové pokrývky, podle Wevera (2016) má přítomnost preferenčních cest zásadní vliv také na formování laviny, neboť stabilita sněhové pokrývky je závislá na přesné poloze vody ve sněhu.

Relativně nově zavedený PF model započítává do svého výpočtu vliv preferenčních cest, které se však ve sněhové pokrývce nevyskytují vždy. Jejich výskyt je vázán hlavně na nevyzrálou sněhovou pokrývku, tedy na tu, která obsahuje velmi málo kapalné vody a není izotermní (Würzer et al. 2017). Sněhová pokrývka takových podmínek je charakteristická pro zimní období, kdy teplota nepřekračuje 0 °C. Právě v takových podmínkách vykázal PF model mnohem větší přesnost oproti jiným modelům, a to hlavně v případě kvantifikace a načasování vrcholového odtoku, ale i v načasování začátku odtoku ze sněhové pokrývky. Větší přesnost, konkrétně v kvantifikaci odtoku, ukázal PF model i při jarních experimentech, kdy bývá sněhová pokrývka izotermní už před začátkem experimentu (Würzer et al. 2017).

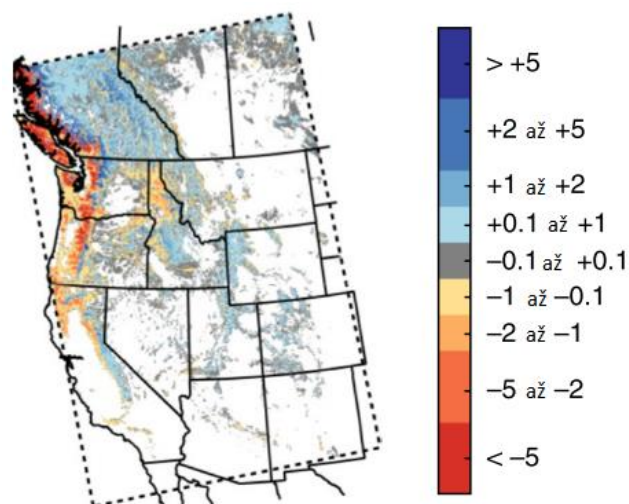
2.6. Vývoj událostí ROS v závislosti na změně klimatu

Ať už postupnému oteplování napomáhá vliv člověka nebo jde pouze o přírodní cyklus, existence klimatické změny je nepopiratelná. Postupným zvyšováním teploty (obrázek 9) se mění i mnoho procesů v atmosféře, velmi patrný je vliv klimatické změny na formu srážek (Trenberth 2011). V důsledku oteplování (obrázek 9) lze v následujících letech dále očekávat nárůst dešťových srážek na úkor sněhových a sněhová pokrývka se tak bude na povrchu Země postupně držet v menším množství po kratší dobu, což bude mít následně vliv na celkové zásoby vody na Zemi. Ve sněhové pokrývce je v mnoha oblastech zadrženo velké množství vody, jež se postupně uvolňuje do povodí, které tak s postupným táním sněhové pokrývky zůstává nasycené po delší dobu. Čím více ale bude přibývat dešťových srážek na úkor těch sněhových a čím dříve roztají zásoby sněhu v povodí, tím rychleji se vyčerpají zásoby vody nashromážděné na povodí v zimě. Takové změny vedou podle Trenbertha (2011) čím dál tím více k extrémě rozložení srážek, tedy k velmi suchému létu a zvýšenému výskytu jarních povodní. Jak je patrné i z obrázku 9, existuje mnoho předpovědních modelů, které odhadují vývoj teploty vzduchu do budoucna. Podle některých (obrázek 9 A2) lze v následujících osmdesáti letech očekávat nárůst průměrné teploty vzduchu v některých oblastech až o 7,5 °C, jiné modely (obrázek 9 B1) předpokládají nárůst maximálně o 5°C. Téměř všechny se ale shodují na oteplování na všech místech na Zemi.



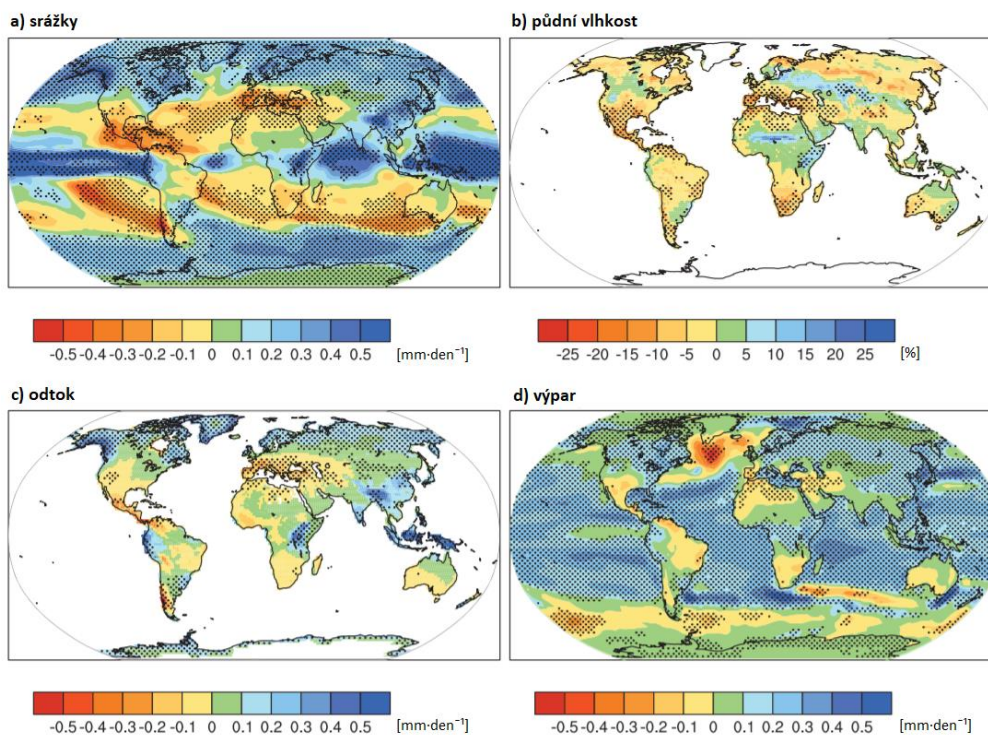
Obrázek 9: Vývoj teploty vzduchu podle různých předpovědních modelů (B1, A1B, A2). Změna oproti období 1980-1999 je vyjádřena ve stupních Celsia pro jednotlivé předpovědní scénáře (Global Climate Projections – IPCC). Zdroj: Meehl et al. 2007.

Kromě zřejmého vlivu oteplování na formu srážek je také patrný vliv na extremitu srážkových událostí. S každým stupněm Celsia totiž roste schopnost vzduchu zadržovat vodu, což způsobuje větší vlhkost atmosféry. Srážkové události včetně všech typů bouří mají potom mnohem extrémnější charakter (Trenberth 2011). Přesto, že srážek celkově ubývá, extremita srážkových událostí se oproti tomu zvyšuje, což má neblahý vliv nejenom na člověka a jeho výtvoř, ale i na přírodu a zemědělství. Zatímco dlouhotrvající mírný déšť se vsákne do půdy a rostlinám přinese potřebnou vláhu, stejné množství vody v mnohem kratší srážkové události může způsobit lokální záplavy a rychlý odtok, který neposkytne půdám ani vegetaci žádný užitek (Trenberth 2011). Podobný efekt se může projevit i při události deště na sněhovou pokrývku. Zatímco při dlouhotrvajícím ale slabém dešti mohou nahromaděné zásoby vody ze sněhové pokrývky pomalu z povodí odtékat, při prudkém dešti může být odtok mnohonásobně rychlejší, a tedy i mnohem extrémnější. Na riziko výskytu extrémnějších srážek upozorňuje ve své studii zaměřující se na složené povodně z extrémních srážek doplňované zvýšenou hladinou moře i Bevacqua (2019) a přesto, že například Juras (2016) zmiňuje, že intenzita srážek ovlivňuje rychlost odtoku, započtení pravděpodobného nárůstu intenzity deště v událostech ROS však v mnoha studiích, zaměřujících se na vývoj rozložení událostí ROS, není. Výjimku tvoří například Musselman (2018), který označuje nárůst intenzity srážek jako jeden ze tří hlavních mechanismů, které budou v budoucnu ovlivňovat potenciál vzniku povodně. Ve své studii se věnuje změnám v rozložení událostí ROS na západě Severní Ameriky. Pro simulaci budoucího vývoje (obrázek 10) využívá historických dat od roku 1949 a klimatického scénáře pro období 2070-2100 počítajícího s růstem emisí skleníkových plynů.



Obrázek 10: Změna rozložení událostí ROS pro období 2071-2100 oproti období 2000-2013. Zdroj: Musselman et al. 2018

Podle Trenbertha (2011) vedou změny v atmosféře k dalšímu prohlubování rozdílů mezi vlhkými a suchými regiony, kdy díky změnám v proudění ubývá srážek v již suchých regionech a vlhčí oblasti jsou srážkami dotovány čím dál tím více, jak dokazuje i model vývoje rozložení srážek v budoucnosti (obrázek 11 a). V důsledku oteplování se v budoucnu bude zvyšovat i výpar (obrázek 11 d), což se v souvislosti s rozložením srážek bude odrážet i na půdní vlhkosti a odtokové výšce (obrázek 11 b, c).



Obrázek 11: Změna v rozložení (a) srážek, (b) půdní vlhkosti, (c) odtoku, (d) výparu v průměru několika předpovědních modelů. Tečkovaně jsou znázorněny oblasti, kde se ve vývoji shodovalo alespoň 80 % předpovědních modelů. Změna je vztažena k období od roku 1980 do roku 1999 a vyjadřuje stav pro období 2080-2099. Zdroj: Meehl et al. 2007

Je zřejmé, že v závislosti na klimatické změně se mění jak prostorové, tak časové rozložení událostí ROS (Musselman et al. 2018; Beniston, Stoffel 2016; Surfleet, Tullos 2013; Morán-Tejeda et al. 2016). K ověření takového tvrzení a k podrobné analýze tohoto vývoje je však zapotřebí dlouhé časové řady událostí z několika různých lokalit, reprezentujících rozdílné klimatické podmínky. Vzhledem k tomu, že měření charakteristik sněhu je v mnoha nepřístupných oblastech v zimním období značně složité, takových datových řad, které by zachycovaly podmínky dlouho do minulosti, není mnoho. Dlouhé časové řady dat však poskytují velmi důležitý materiál, na základě kterého můžeme srovnávat jednotlivé lokality a předpokládat přibližný vývoj událostí ROS.

Příkladem je monitoring povodí Sitter v severovýchodní části Švýcarských Alp v kantonu Appenzell, který probíhá již padesát let (Beniston, Stoffel 2016). S takovou dostupností dat lze monitorovat změny v událostech ROS spojené s nárůstem teploty, a tedy i s rozdílnými úhrny, intenzitou i formou srážek. Podle výzkumu Benistona a Stoffela (2016) je zřejmé, že událostí ROS v nižších polohách a nižších zeměpisných šířkách ubývá, zatímco ve vyšších polohách a vyšších zeměpisných šířkách jsou události ROS čím dál tím častější. Důkazem toho jsou i výsledky výzkumu vedeného Surfleetem a Tullosem (2013), kteří se na experimentálním povodí v Oregonu věnují událostem ROS. Pomocí zón, které jsou vymezeny na základě vyskytující se formy srážek, ukazují na vývoj událostí ROS za posledních 35 let (do roku 2012). Podle výzkumu v americkém Oregonu (Surfleet, Tullos 2013) ubývá událostí v nižších nadmořských výškách, zatímco ve vyšších nadmořských výškách je událostí čím dál tím více. To potvrzuje i Musselman (2018), který používá data ze stanic napříč západem Severní Ameriky za období 2000-2013.

Na základě pozorování ve švýcarských Alpách je podle Benistona a Stoffela (2016) vliv klimatické změny na události ROS zřejmý už od roku 1960 a velmi zřetelný od osmdesátých let minulého století. Zatímco v dřívějších letech se události ROS uprostřed zimy téměř nevyskytovaly, zhruba od poloviny osmdesátých let jsou tyto události pozorovány ve všech měsících. Naopak od roku 2005 nejsou události ROS téměř zaznamenávány v červenci a srpnu. Ve srovnání první a poslední pozorované dekády se v 1 000 m n. m. četnost událostí zvýšila z celkového počtu 23 na 32, což znamená nárůst událostí, které mohou vést k povodním zhruba o 40 %. Ve vyšších polohách se tento počet oproti první dekádě téměř zdvojnásobil.

Na základě dlouhodobého pozorování a scénářů vývoje teploty lze predikovat vývoj rozložení událostí ROS do budoucna. Znalost takového vývoje je důležitá právě pro schopnost předpovědět riziko vzniku povodně z určité situace. Podle dosavadního vývoje známého z uvedených studií (Beniston, Stoffel 2016; Surfleet, Tullos 2013) můžeme předpokládat rozšíření událostí ROS do vyšších nadmořských výšek a pokles výskytu událostí v nadmořských výškách nižších díky nedostatku sněhových srážek.

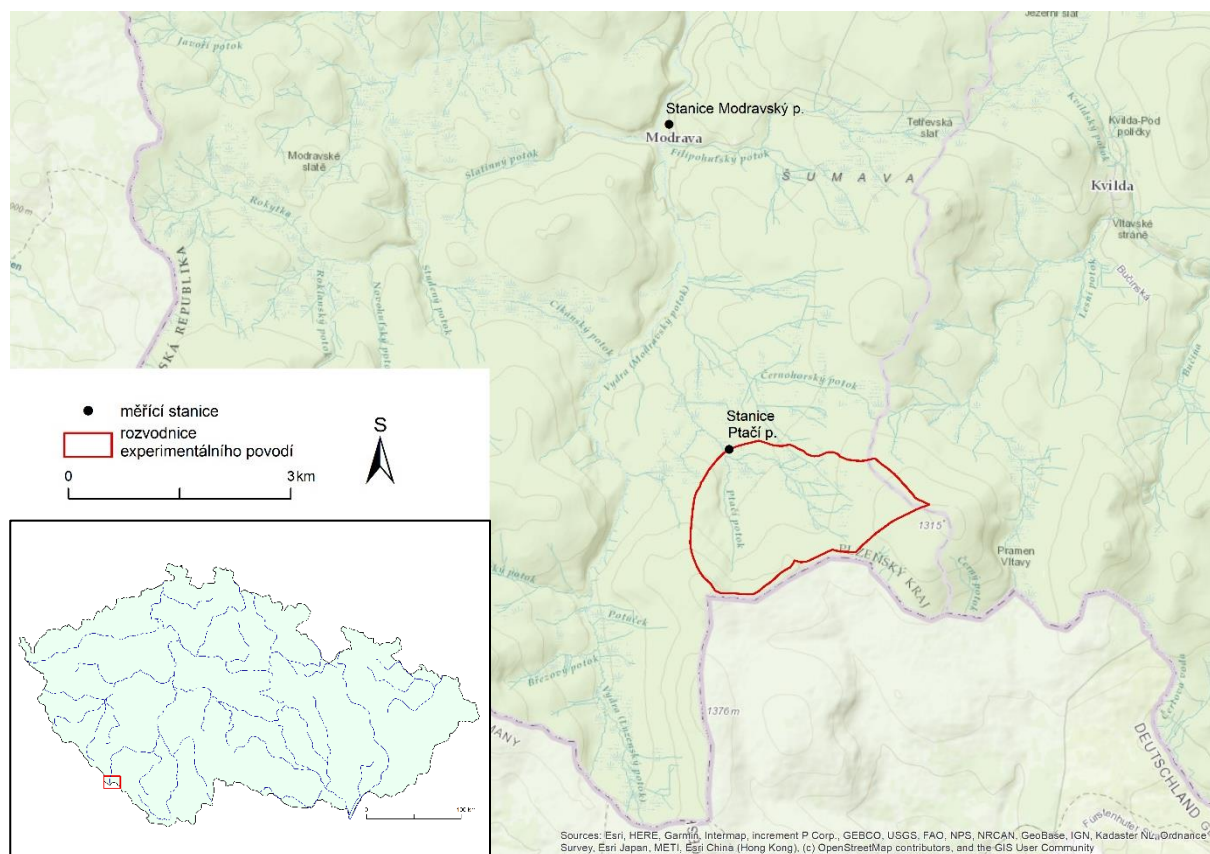
V rámci budoucího výzkumu je třeba zaměřit se právě na vyšší polohy a na rizika, která tyto události přinesou. S dalším oteplováním může ve vyšších polohách dojít k takovým událostem, které mohou být svým rozsahem dosud neznámé. Podle výzkumu (Morán-Tejeda et al. 2016), který využívá čtyřicet let trvajícího monitoringu ve Švýcarských Alpách k predikci vývoje ROS do budoucna, je potřeba věnovat zvýšenou pozornost polohám nad 2 000 m n. m., kde se bude podle dosavadního vývoje zvyšovat frekvence událostí deště na sněhovou pokrývku, která by se měla podle dosavadního výzkumu během 21. století vyskytovat v takových výškách ještě během téměř celého roku. Dešťové srážky ale budou v takových polohách častější, což může silně ovlivnit nejen charakter těchto oblastí, ale přímým způsobem i zde žijící obyvatelstvo.

Frekvence událostí ROS je obecně ovlivňována dvěma základními faktory (Ye, Yang, Robinson 2008) – množstvím dešťových událostí a počtem dní se sněhovou pokrývkou, přičemž jejich vývoj se s postupným oteplováním pohybuje protichůdně – počet dešťových událostí přibývá, zatímco dnů se sněhovou pokrývkou je čím dál tím méně. I když tato skutečnost ukazuje jasný pohyb vývoje směrem k rozšíření dešťových srážek do vyšších nadmořských i zeměpisných šířek a úbytek počtu dnů se sněhovou pokrývkou v nižších nadmořských i zeměpisných šířkách, je potřeba tento vývoj specifikovat a určit fázi, ve které se nachází. Podle Ye, Yang, Robinson (2008) je podle výsledků výzkumu prováděného v Rusku hranicí, nad kterou začíná být vlivný počet dní se sněhovou pokrývkou, průměrná zimní (prosinec – únor) teplota – 8 °C. V regionech, ve kterých je průměrná zimní teplota nižší než - 8 °C, je díky přetrvávající sněhové pokrývce počet dní s deštěm stejný jako počet dní s ROS.

Právě rozdílnou fázi vývoje můžeme pozorovat na příkladech pozorování z Ruska (Ye, Yang, Robinson 2008) a ze západu Spojených Států (McCabe, Clark, Hay 2007a). Zatímco ve Spojených státech událostí díky menšímu počtu dní se sněhovou pokrývkou ubývá, v Rusku naopak kvůli zvýšenému výskytu dešťových srážek událostí přibývá. Dá se ale předpokládat, že se i oblast Ruska dostane do takové fáze vývoje, že bude počet událostí ROS ve větším měřítku ovlivňován počtem dní se sněhovou pokrývkou – kterých bude dále ubývat.

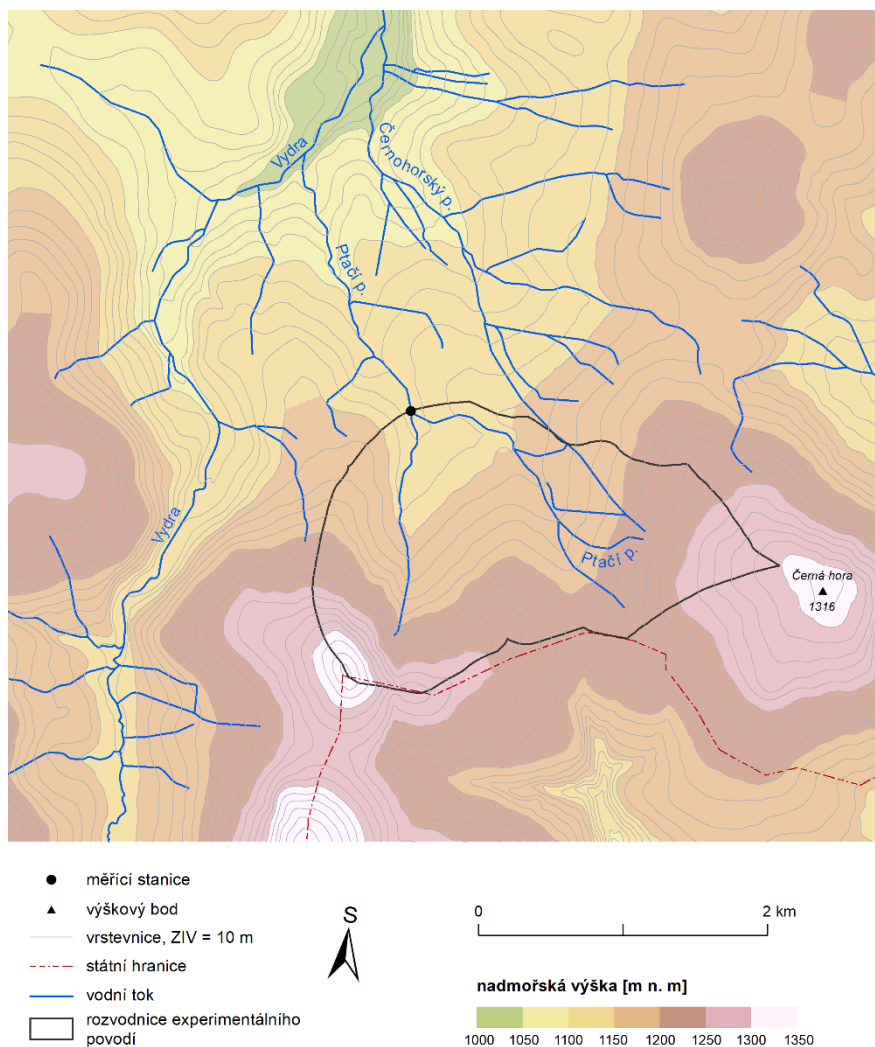
3. Charakteristika zájmového území

Povodí Ptačího potoka se nachází v centrální části Šumavy na hranicích s Bavorskem (obrázek 12). Ptačí potok pramení na západním úpatí Černé hory v nadmořské výšce 1220 m n. m. Po 4,3 kilometrech se Ptačí potok vlévá do Modravského potoka, který pokračuje severním směrem a jeho soutokem s Roklanským potokem v obci Modrava vzniká řeka Vydra, která se následně po soutoku s Křemelnou mění v Otavu.



Obrázek 12: Poloha povodí Ptačího potoka. Mapa vlevo dole znázorňuje polohu povodí (červený obdélník) v rámci Česka, na velké mapě je znázorněno povodí s jeho nejbližším okolím. Znárodněny jsou i měřicí stanice – hydrologická stanice na Ptačím potoce a klimatická stanice na Modravě. Data: OSM, ArcČR, KFGG

Experimentální povodí Ptačího potoka, které je uvažováno i v této práci, však není vymezeno soutokem s Modravským potokem, nýbrž soutokem s Mokrůvkou v nadmořské výšce 1130 m n. m., kde se nachází hladinoměr a klimatická stanice (obrázky 12 a 13). Naopak nejvyšším bodem povodí je vrchol Malé Mokrůvky nacházející se v nadmořské výšce 1330 m n. m. v jižní části povodí. Povodí Ptačího potoka je součástí NP Šumava a v některých částech i jeho první chráněné zóny.



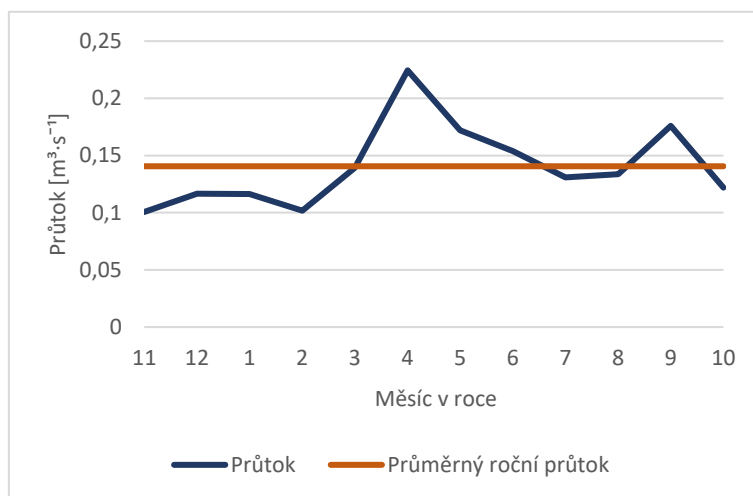
Obrázek 13: Výšková členitost oblasti Ptačího potoka. Data: DIBAVOD, ZABAGED, ArcČR

3.1. Hydrologické poměry

Experimentální povodí Ptačího potoka zaujímá rozlohu 4,09 km². Ptačí potok je pravostranným přítokem Modravského potoka, který je spolu s Roklanským potokem pramenným tokem řeky Vydry, měnící se soutokem s Křemelnou v Otavu, levostranný přítok Vltavy. Jako Vydra je často označován už Luzenský potok, jež je jedním z pramenných toků Modravského potoka. Ptačí potok má délku 4,3 km a jediným jeho přítokem s délkou větší než 1,5 km je tok s názvem Mokrůvka. Ptačí potok přijímá v rámci experimentálního povodí dalších 12 bezejmenných přítoků, z nichž je jenom jeden delší než 1 km.

Průměrný roční průtok, jež byl vypočítán na základě dat od roku 2006 do roku 2019, dosahuje 0,14 m³·s⁻¹. Jak je zřejmé z grafu průměrných měsíčních průtoků (obrázek 14), nejvyšších hodnot průtoku dosahuje Ptačí potok v dubnu, kdy se do povrchových toků mimo dešťových srážek uvolňuje

voda z tání sněhu, druhé maximum nastává v září. Nejnižší průtoky jsou zaznamenány během zimních měsíců, kdy na povodí Ptačího potoka leží většinou souvislá vrstva sněhové pokrývky (obrázek 14).

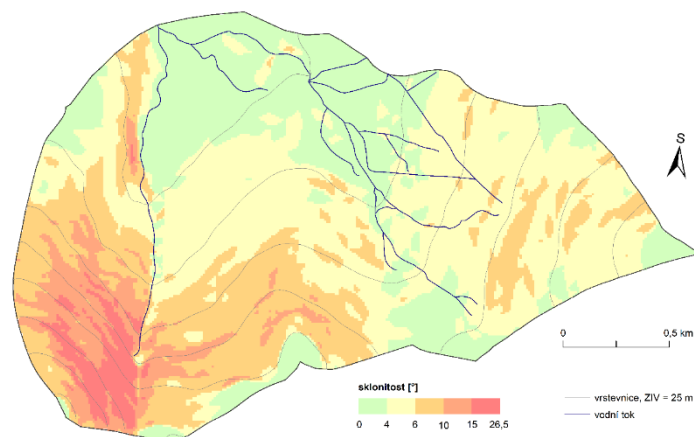


Obrázek 14: Průměrný měsíční průtok na Ptačím potoce za období 2006-2019.

3.2. Geomorfologický vývoj

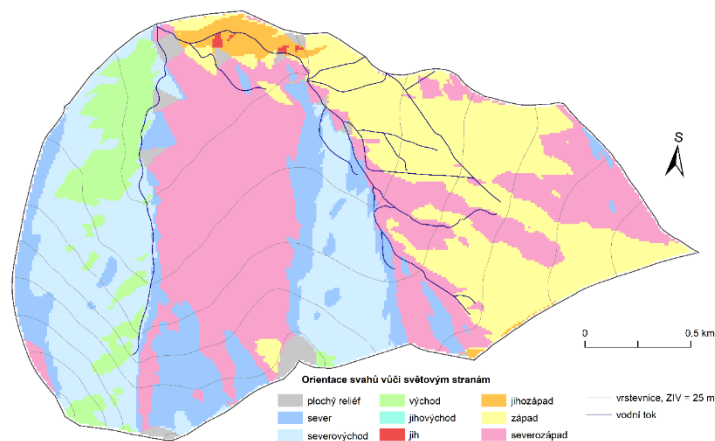
Povodí Ptačího potoka je součástí geomorfologického okrsku Kvildské pláně, který tvoří nejvyšší část geomorfologického podcelku Šumavské pláně. Šumavské pláně, tvořící asi 40 % celkové rozlohy Šumavy, představují centrum šumavské horské klenby. Pro Šumavské pláně je charakteristický plochý zarovnaný reliéf, který je zbytkem starého denudačního reliéfu. Ten se zde formoval v průběhu paleozoika až mezozoika a zachoval se právě v centrální části pohoří, kam dosud nepostoupila zpětná eroze vodních toků, oživená zdvihem pohoří. Koncem starších čtvrtohor byl starý zarovnaný krystalický podklad šumavské oblasti vyklenut a na konci třetihor a ve starších čtvrtohorách byl šumavský celek vyzdvižen do dnešní výškové polohy (Chábera 1987; Anděra, Zavřel et al. 2003).

Podle Šefrny (2004) můžeme povodí Ptačího potoka zařadit do sběrné oblasti povodí Otavy. Tato oblast se vyznačuje relativně velkými sklony vůči celému povodí Otavy, absolutně však sklonitost tak vysoká není, například oproti prudkým svahům v německé části Šumavy. Jelikož je experimentální povodí horní částí celého povodí Ptačího potoka, průměrná sklonitost je tu větší než v dolní části toku. V pramenných oblastech Mokrůvky dosahuje sklonitost až 26°, což urychluje odtok vody z povodí a neumožňuje její přílišnou akumulaci. V okolí soutoku Mokrůvky s Ptačím potokem je sklonitost menší, což napomáhá i tvorbě slatí, kde se voda akumuluje (obrázek 15). Průměrná sklonitost experimentálního povodí je 5,8°.



Obrázek 15: Sklonitost svahů v povodí Ptačího potoka. Data: DIBAVOD, ZABAGED

Z hlediska geomorfologie je důležitým faktorem, který má vliv na rychlost tání sněhu a odtoku, i orientace svahů v povodí. Vliv orientace svahů se projevuje především při tání při jasném počasí, neboť expozice vůči světovým stranám ovlivňuje hlavně množství dodané krátkovlnné radiace, která hraje při tání při jasném počasí největší roli. Přestože při událostech ROS mají největší vliv na tání sněhu turbulentní toky zjevného a latentního tepla, ani vliv expozice není zanedbatelný (Garvelmann, Pohl, Weiler 2014). A to jak díky přísunu krátkovlnného záření, které ovlivňuje sněhovou pokrývku hlavně před dešťovou událostí, tak díky expozici vůči převládajícímu směru proudění větru, který má na akumulaci a tání sněhu významný vliv.



Obrázek 16: Expozice svahů v povodí Ptačího potoka. Data: DIBAVOD, ZABAGED

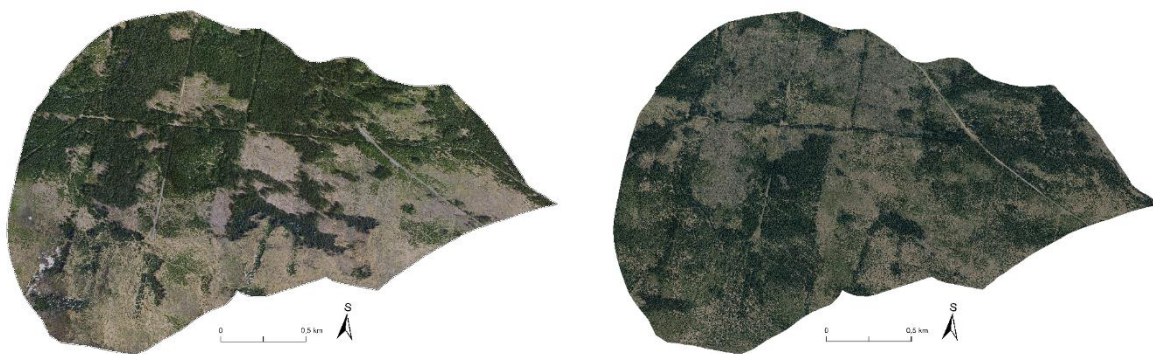
Jak je patrné z obrázku 16, povodí Ptačího potoka leží na svazích orientovaných převážně severozápadním až severovýchodním směrem. Jelikož jižně orientované svahy, které by byly přes den osvětlovány Sluncem po delší dobu, se v povodí téměř nevyskytují (obrázek 16), přísun krátkovlnného záření tu tedy bude pravděpodobně menší než na opačně orientovaných svazích, což zpomaluje tání sněhové pokrývky, případně pronikání dešťové vody.

3.3. Půdní a geologické poměry

Oblast Šumavy je z půdního hlediska poměrně jednotvárná, a i díky tomu lze dobře pozorovat výškovou půdní pásmovitost. Půdotvorné horniny jsou zde tvořeny převážně rulami a ostrovy žul (Anděra, Zavřel et al. 2003), základní půdní skupinou jsou hnědé půdy, jejichž kyselost a stupeň podzolizace roste s nadmořskou výškou. Na základě výškové stupňovitosti jsou podle Anděry a Zavřela (et al. 2003) v povodí Ptačího potoka převládajícím půdním typem hnědé podzolované půdy (rezivé půdy), vyskytující se obvykle v nadmořských výškách od 800 do 1200 m n. m. Ve vyšších polohách by potom měly být doplňovány horskými podzoly, které jsou rozšířené hlavně na hraničním hřbetu mezi Železnou Rudou a Kvildou, kam spadá i vrcholová část povodí Ptačího potoka. Texturně jsou půdy v povodí Ptačího potoka, stejně jako v celé sběrné části povodí Otavy, lehké až středně skeletovité s vysokou vsakovací schopností a malou retenční schopností, což v kombinaci s vysokou svažitostí podmiňuje poměrně rychlý odtok srážkové vody v povrchových tocích (Šefrna 2004). To neplatí v dolní části experimentálního povodí, kde se díky malé svažitosti voda akumuluje, což dokládá přítomnost nepříliš rozlehlých rašelinišť, nazývaných Ptačí slatě.

3.4. Vegetace a krajinný pokryv

Převážnou část povodí Ptačího potoka zaujímají jehličnaté lesy, které se díky kůrovcové kalamitě nachází v různé fázi vývoje. Díky smrkovým lesům, které jsou v nadmořských výškách nad 1 200 m n. m. v povodí Vydry původní (Anděra, Zavřel et al. 2003) a v nižších nadmořských výškách poté uměle vysazované, se ani povodí Ptačího potoka nevyhnulo napadením lýkožroutem smrkovým (*Ips typographus*). Populace lýkožrouta se na Šumavě postupně zvětšila na začátku 90. let 20. století převážně díky sérii velmi teplých a suchých let, které snížily odolnost stromů (Stych et al. 2019). V průběhu devadesátých let byla napadena i velká část lesů na svazích Malé Mokrůvky v jihozápadní části Ptačího potoka, která byla následně vykácena (Anděra, Zavřel et al. 2003), jak je vidět na obrázku 17 (vlevo), znázorňujícím povodí Ptačího potoka v roce 2005. Postup lýkožrouta do dalších částí Šumavy byl podpořen hlavně extrémně suchým a teplým rokem 2003 a orkámem Kyril v roce 2007, díky kterému bylo vyvráceno a poškozeno mnoho stromů, které se staly i dobrým místem pro množení lýkožrouta (Stych et al. 2019). Obrázek 17 (vpravo) znázorňuje i stav v roce 2017, kdy se vedle nově vzrůstajícího lesa v jihovýchodní části, nachází les postižený lýkožroutem v posledních letech (především v severozápadní části povodí), který je nyní v různé fázi napadení či intenzivní regenerace. Regenerace nyní oproti devadesátým letům probíhá většinou přirozeně a napadené stromy se z povodí neodstraňují.



Obrázek 17: Ortofoto znázorňující povodí Ptačího potoka v roce 2005 (vlevo) a 2017 (vpravo). Data: ČÚZK

3.5. Podnebí

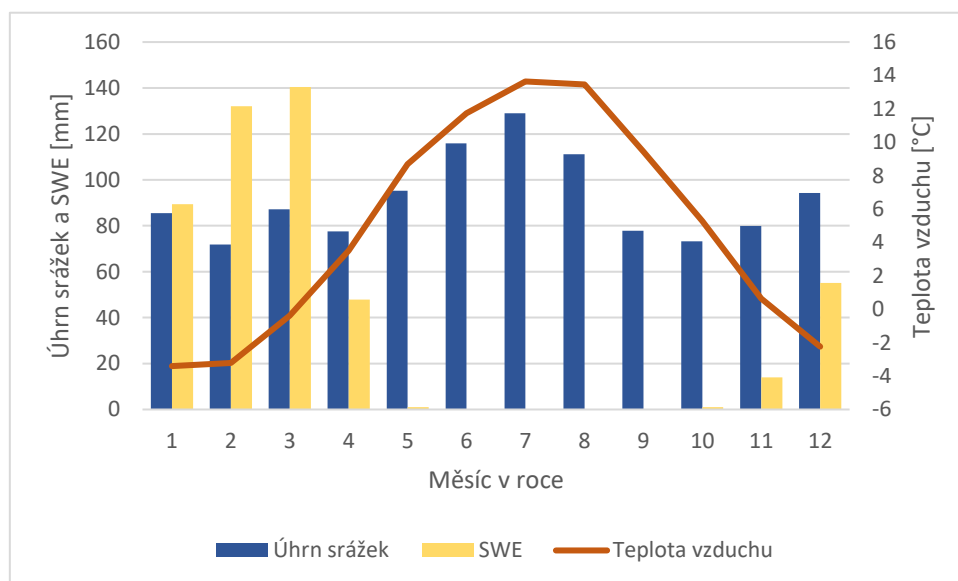
Šumava má jako horské pásmo v rámci Česka specifické podnebí. Většina území Šumavy náleží do chladné oblasti středoevropského středohorského typu a celkový ráz podnebí má přechodný charakter mezi podnebím oceánským a kontinentálním. Charakteristické jsou tedy malé roční výkyvy teplot a poměrně velké množství srážek, které jsou rovnoměrně rozloženy během roku. Oblast Šumavských plání, ve které se nachází i povodí Ptačího potoka, je nejchladnější oblastí Šumavy a několikaleté měření ze šumavských plání a rašelinišť potvrzují, že je tato oblast i jednou z nejchladnějších v republice (Anděra, Zavřel et al. 2003).

Rozdělení srážek během roku je v oblasti Šumavy poměrně rovnoměrné, přičemž v hraničním pásmu, kde leží i povodí Ptačího potoka, jsou srážkové úhrny značně nadprůměrné oproti republikovým průměrům. Ve srovnání s referenčními stanicemi středních Čech jsou při typické západní situaci srážky přibližně pětikrát větší (Anděra, Zavřel et al. 2003). Povodí Ptačího potoka patří k nejdeštivějším místům na Šumavě, potvrzují to i měření úhrnu srážek z nedalekých obcí Březník a Modrava, kde jsou zaznamenány nejvyšší průměrné úhrny srážek na Šumavě – v průměru tam ročně spadne přes 1 300 mm srážek (Anděra, Zavřel et al. 2003). Na stanici na Filipově Huti, jež je součástí obce Modrava, byl za období od roku 1970 do roku 2017 naměřen průměrný roční úhrn 1195 mm srážek, nejvíce srážek zde v průměru spadne v letních měsících, nejméně naopak v dubnu, kdy ale díky tajícímu sněhu dochází k největšímu odtoku z povodí.

Zimní srážky představují v centrální části Šumavy zhruba 40 % ročních srážek (Anděra, Zavřel et al. 2003) a podle zpracovaných údajů dlouhodobého pozorování se souvislá sněhová pokrývka na Churáňově, a tedy i ve výše položených částech Šumavy (povodí Ptačího potoka) vyskytuje od posledních dnů listopadu do začátku dubna, přičemž vymezení tohoto období značně kolísá v rozmezí až tří měsíců. Sněhová pokrývka se v oblasti Šumavy vyskytuje více než polovinu dní v roce. Podle údajů

z roku 2003 (Anděra, Zavřel et al. 2003) by to mělo být v průměru 194 dní v roce, přičemž tato hodnota s přibývajícím časem a zvyšující se teplotou vzduchu klesá. V porovnání se stejně vysokými polohami v Krkonoších, Jizerských a Orlických horách má však Šumava sněhu méně (Anděra, Zavřel et al. 2003).

Na klimadiagramu níže (obrázek 18) jsou znázorněny průměrné srážkové úhrny, teplota vzduchu a vodní hodnota sněhu za jednotlivé měsíce v období od roku 1970 do roku 2017. Pro znázornění klimatu byla využita srážková data ze stanice Churáňov, jež se nachází jedenáct kilometrů severovýchodním směrem od stanice na Ptačím potoce v nadmořské výšce 1118 m n.m. Denní data teploty a úhrnu srážek poskytnutá od ČHMÚ byla zprůměrována do měsíčních hodnot, vodní hodnota sněhu byla zprůměrována z měření, které na stanici Churáňov probíhá každý sedmý den.



Obrázek 18: Průměrná měsíční teplota, úhrn srážek a vodní hodnota sněhu (SWE) na stanici Churáňov z období od roku 1970 do roku 2017 (data ČHMÚ).

4. Data a metody

4.1. Zdroje dat

Hodinová hydrologická a klimatická data z měřicí sítě hladinoměřů a klimatologických stanic byla poskytnuta hydrologickým týmem Katedry Fyzické Geografie a Geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Pro rozbor jednotlivých událostí byla použita hodinová data ze stanice v povodí Ptačího potoka, která zaznamenává teplotu vzduchu, vodní stav Ptačího potoka, výšku sněhové pokrývky, vodní hodnotu sněhu (SWE) a teplotu v jednotlivých vrstvách sněhové pokrývky. V povodí Ptačího potoka je umístěn i srážkoměr, který ale není vyhříváný, a data o srážkách mohou být proto zkreslená. Z toho důvodu byla použita data ze srážkoměru na Modravě (poloha znázorněna na obrázku 12). Klimatická stanice na Modravě se nachází 4,3 km od stanice na Ptačím potoce v nadmořské výšce 980 m n. n. Předpokládáme, že rozdíly v množství a intenzitě zimních a jarních srážek jsou mezi těmito dvěma stanicemi minimální a na zhodnocení událostí na Ptačím potoce nebudou mít významný vliv.

Pro ověření výsledků a pro dlouhodobé statistiky od roku 1961 do roku 2017 byla použita data ze stanic Českého hydrometeorologického ústavu v povodí Vydry, konkrétně ze stanic Filipova Huť, Churáňov a Kvilda.

4.2. Výběr událostí

Podle stanovených parametrů (tabulka 2) byly z datového souboru vybrány události, jejichž vlastnosti byly dále zpracovávány a analyzovány. Nejprve byla provedena analýza změny rozložení událostí, poté byl zkoumán vliv jednotlivých faktorů na odtok.

Datový soubor byl zpracováván v programech MS Excel a IBM SPSS Statistics 23 a v testovací verzi programu XLSTAT 2020. Nejdříve byly v programu Excel vyfiltrovány hodinové události, ve kterých došlo ke srážkové události. Jednotlivé hodinové úhrny srážek byly následně sečteny v rámci jednotlivých dní a do denních hodnot byly zprůměrovány i všechny další parametry. Následně byly ze souboru vybrány hodnoty, kdy byla průměrná teplota vzduchu vyšší než 0,5 °C, přičemž tato teplota byla stanovena na základě studie hodinových dat jednotlivých událostí. Při stanovení nižší prahové teploty vzduchu se vyskytovaly události, kdy i přes kladnou teplotu vzduchu patrně padaly srážky sněhové, naopak vyšší prahová hodnota by zanedbala některé dešťové události. Tato teplota vzduchu se v tomto případě ukázala jako ideální průměrná prahová teplota sněhových a dešťových srážek, i když v jiných studiích se můžeme setkat s rozdílným nastavením prahové teploty. Například Würzer (2017) tuto hranici výskytu dešťových srážek nastavuje na 1,2 °C, přičemž při teplotách mezi 0,7 a 1,7 °C se podle něj většinou vyskytují srážky smíšené.

Z datové řady byly dále vyfiltrovány takové události, při kterých spadlo za jeden den pět nebo více milimetrů srážek na sněhovou pokrývku o minimální výšce deseti centimetrů. Jednotlivé parametry pro stanovení událostí ROS na Ptačím potoce jsou uvedeny v tabulce 2.

Tabulka 2: Parametry stanovení události ROS

Teplota vzduchu	> 0,5 °C
Úhrn srážek	≥ 5 mm
Výška sněhové pokrývky	≥ 10 cm

Za začátek každé události byla určena první hodina s výskytem dešťových srážek, tedy s teplotou nad 0,5 °C a nenulovým úhrnem srážek. Konec události byl vymezen návratem hodnot průtoku na hodnoty před začátkem deště, a to v maximální délce čtyř dní po skončení dešťové události. V případě další navazující události byl konec ROS stanoven na hodinu nejmenšího průtoku před dalším růstem.

Mimo dat z Ptačího potoka byla kvůli délce časové řady, potřebné pro určení změny rozložení událostí, analyzována i data ze stanice Churáňov. Pro stanovení událostí ROS na stanici Churáňov od roku 1961 byly použity stejné parametry jako v případě povodí Ptačího potoka (tabulka 2). Data denních teplot vzduchu a výšky sněhové pokrývky od roku 1961 do roku 2017 ze stanice Churáňov byla poskytnuta od ČHMÚ.

4.3. Analýza klimatických dat

Jelikož měření jednotlivých klimatických prvků z povodí Ptačího potoka bylo postupně spouštěno v letech 2011-2015, pro znázornění změny podnebí a změny rozložení událostí ROS byla použita denní data teploty vzduchu a výšky sněhové pokrývky ze stanice Churáňov. Obě časové řady byly analyzovány pro zjištění trendu. V případě teploty vzduchu byla analyzována pouze data o teplotě nejchladnějších měsíců (prosinec-březen). Na uvedených sezónních datech byl v programu SPSS proveden Mann-Kendallův test. Data o výšce sněhové pokrývky byla zprůměrována do měsíčních hodnot a pro zjištění trendu byl proveden Mann-Kendallův sezónní test v programu XLSTAT, jenž je doplňkem MS Excel. V obou případech byla na 95% hladině významnosti testována nulová hypotéza (H₀), a to že časová série nevykazuje žádný trend.

4.4. Analýza událostí

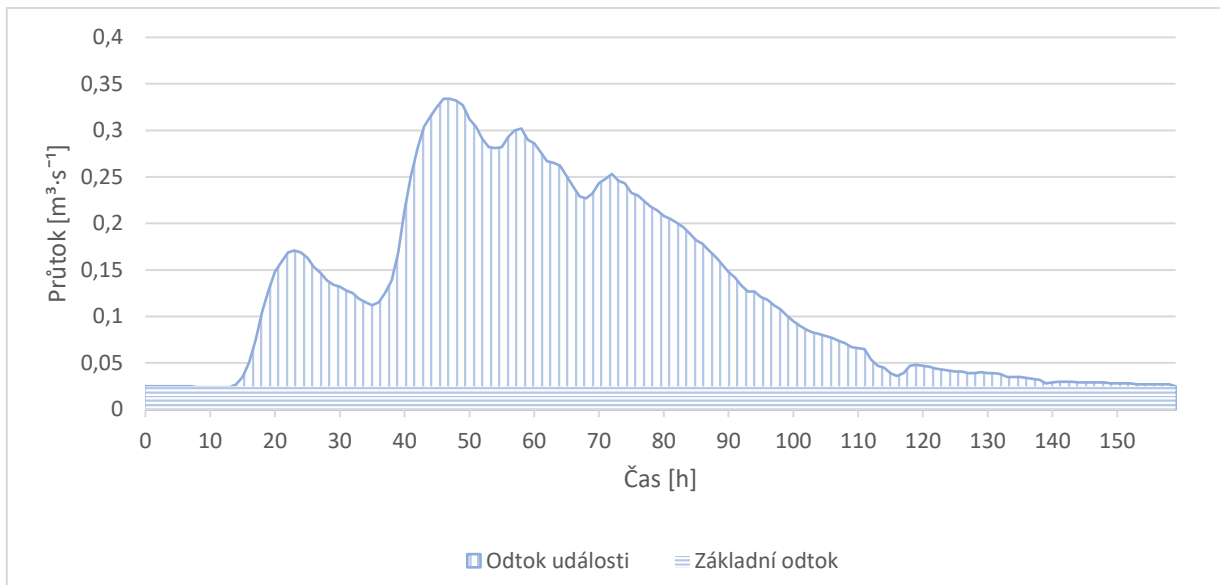
Každá událost byla charakterizována jednotlivými charakteristikami (tabulka 3). Některé byly poskytnuty v datovém souboru, ostatní byly na jejich základě vypočítány (tabulka 3, sloupec Výpočet).

Jednotlivé charakteristiky, které jsou i s minimálními, maximálními a průměrnými hodnotami uvedeny v tabulce 3, byly následně analyzovány pomocí křížové korelace.

Tabulka 3: Charakteristiky použité pro popis jednotlivých událostí včetně rozsahu jejich hodnot

Parametr	Označení	Jednotka	Minimum	Maximum	Průměr	Výpočet
Odtoková výška	H_o	mm	0	63,41	13,68	rovnice 4
Zpoždění odtoku	T_{lag}	h	0	12	3,29	měřeno
Koeficient odtoku	c	-	0	0,71	0,28	rovnice 4
Délka dešťové události	T_s	h	3	62	27,6	viz kap. 4.2.
Celkové srážky	S	mm	5,8	134,4	37,2	měřeno
Maximální intenzita srážek	I_{max}	$mm \cdot h^{-1}$	1	9	4,19	měřeno
Průměrná intenzita srážek	I_{mean}	$mm \cdot h^{-1}$	0,32	3,63	1,51	rovnice 6
Počáteční výška sněhové pokrývky	H_s	cm	15	125	68,1	měřeno
Počáteční hustota sněhu	ρ_s	$g \cdot cm^{-3}$	0,16	0,55	0,3	rovnice 7

Pro každou událost byl podle průtoků Ptačího potoka vypočítán **objem odtoku**, který představuje celkové množství vody, které odteče za danou událost. Do tohoto odtoku není započítáván odtok základní, který odráží dlouhodobou zásobu podzemní vody v povodí a který byl stanoven na základě průtoků před samotnou událostí (obrázek 19). Jestliže byl průtok před událostí stálý, byla spočítána průměrná hodnota dvou dní před začátkem události. Pokud však byly v průtoku zaznamenány odchylky odkazující například na předcházející srážkovou událost, nebo náhlou změnu teploty, hodnota průtoku byla zprůměrována z deseti hodin před začátkem události.



Obrázek 19: Hydrogram znázorňující odtok základní (horizontální šrafování) a odtok události (vertikální šrafování), který byl jednou z charakteristik události (příklad události ROS 21. – 23. 2. 2017)).

Na základě objemu odtoku byla podle vzorce (4) vypočtena **odtoková výška**:

$$H_o = \frac{[(\sum Q_h * 3600) - (T_u * Q_z * 3600)]/1000}{P} \quad (4)$$

Q_z = základní průtok

Q_h = hodinový průtok

T_u = celková délka události

P = plocha povodí = 4, 0912 km²

Na základě hodnot odtokové výšky pro každou událost byl následně spočítán **koeficient odtoku**, jako:

$$c = H_o/S \quad (5)$$

Koeficient odtoku byl rovněž parametrem pro stanovení, zda událost generuje odtok, a to v případě, že byla jeho hodnota pro danou událost vyšší než 0,1.

Důležitou charakteristikou události je množství a intenzita dešťových srážek. **Celkové srážky** byly v hodinových hodnotách sečteny v rámci trvání dešťové události, na základě tohoto období byla z dat vybrána **i maximální hodinová intenzita**. **Průměrná intenzita srážek** za dobu trvání dešťové události byla spočítána jako:

$$I_{mean} = \sum I_h/T_s \quad (6)$$

I_h = hodinová intenzita srážek

Poslední charakteristikou, která byla vypočítána pro každou událost ROS, je **hustota sněhu**, která byla základním ukazatelem vyžralosti sněhové pokrývky:

$$\rho_s = \frac{SWE}{H_s} * \rho_w \quad (7)$$

SWE = vodní hodnota sněhu, viz kap. 2.3.3

ρ_w = hustota vody = $1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$

Ve statistickém programu IBM SPSS Statistics 23 byla provedena křížová korelace všech zmíněných charakteristik všech událostí. Jelikož se jedná o data, která vykazují odchylky od normality, pro hodnocení závislosti byl použit Spearmanův korelační koeficient, který je neparametrický a pracuje pouze s pořadími pozorovaných hodnot (Zvára 2013). Kromě hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu byla na hladině významnosti $\alpha = 95 \%$ sledována i signifikance, tedy statistická významnost jednotlivých korelací.

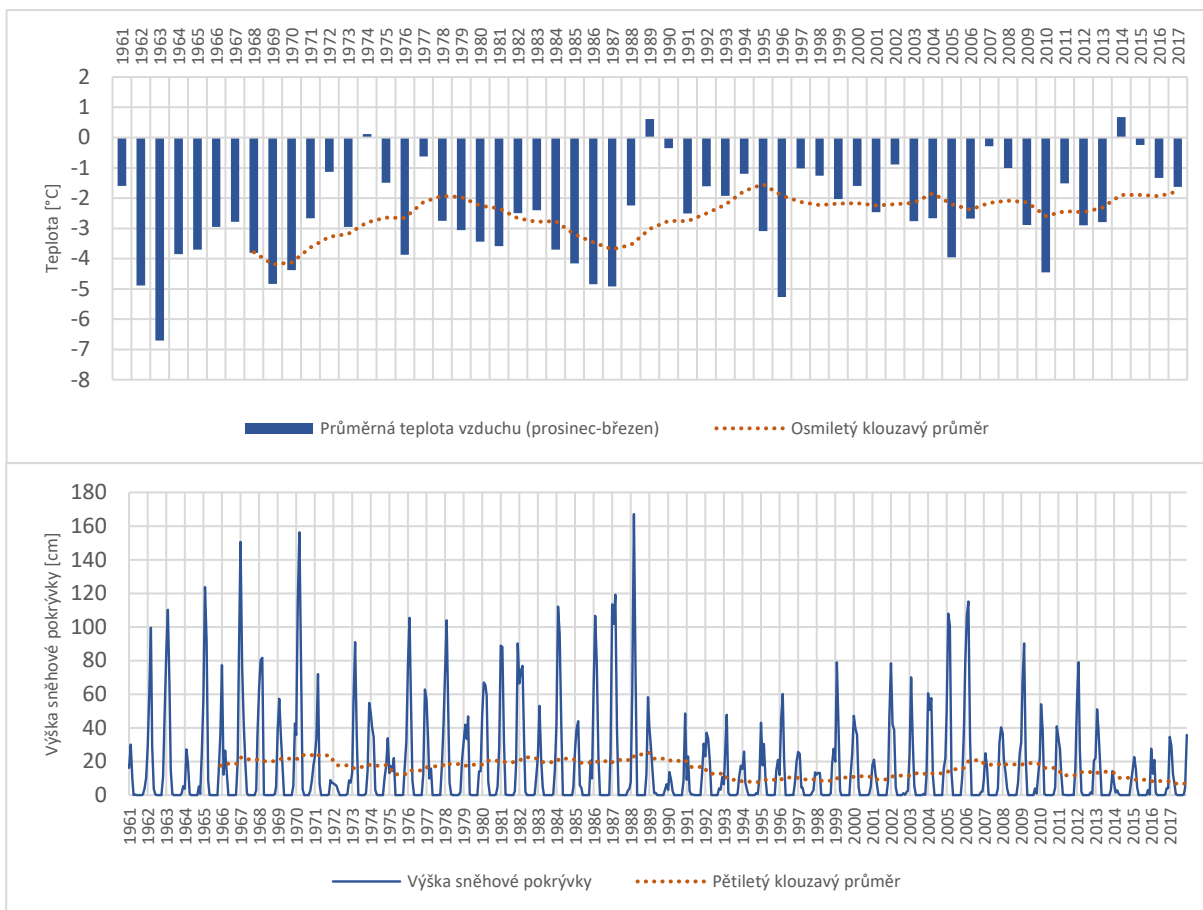
5. Výsledky

5.1. Výskyt a rozložení událostí ROS

5.1.1 Vývoj klimatických charakteristik a událostí ROS na stanici Churáňov

Změna klimatu má zásadní vliv na akumulaci a tání sněhu a také na rozložení událostí ROS v rámci roku i v rámci jednotlivých oblastí různých nadmořských výšek. Celkové oteplování a úbytek sněhových srážek lze pozorovat i na šumavských klimatických datech. Na meteorologické stanici Churáňov, jež se nachází jedenáct kilometrů od stanice na Ptačím potoce v podobné nadmořské výšce, můžeme sledovat jak trend nárůstu průměrné roční teploty vzduchu, tak snižování výšky sněhové pokrývky.

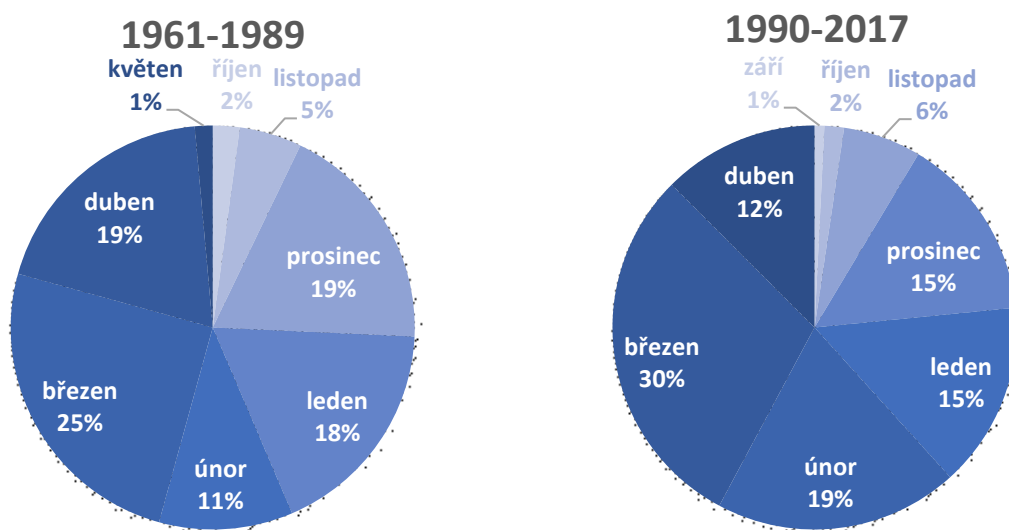
Na základě provedení Mann-Kendalova testu pro zjištění trendu byla zamítnuta nulová hypotéza (p -hodnota = 0,007) a bylo potvrzeno, že s přibývajícím časem se zvyšuje průměrná teplota nejchladnějších měsíců na stanici Churáňov, a to od v období od roku 1961 do roku 2017. Zmíněné oteplování je patrné i z grafu vyjadřujícího průměrnou sezónní teplotu (prosinec-březen) a průměrnou měsíční výšku sněhové pokrývky od šedesátých let do roku 2017 na stanici Churáňov (obrázek 20). Za období od roku 1961 do roku 1989 tam byla naměřena průměrná teplota zimních měsíců $-3,1 \text{ }^\circ\text{C}$, v období od roku 1989 už to bylo o $1 \text{ }^\circ\text{C}$ více, konkrétně $-2 \text{ }^\circ\text{C}$. Pokles trendu je vyjádřen osmiletým klouzavým průměrem.



Obrázek 20: Průměrná sezónní teplota vzduchu (prosinec-březen) (nahore) a průměrná měsíční výška sněhové pokrývky (dole) na stanici Churáňov za období 1961-2017. Tečkovanou linií je vyjádřen klouzavý průměr pro znázornění trendu. Data: ČHMÚ

Na obrázku 20 je také znázorněna průměrná měsíční výška sněhové pokrývky od roku 1961 do roku 2017 na stanici Churáňov. Trend v datech výšky sněhové pokrývky, znázorněný na obrázku 20 oranžovou přerušovanou čarou pomocí pětiletého klouzavého průměru, byl analyzován pomocí Mann-Kendalova sezónního testu. Se zamítnutím nulové hypotézy (p -hodnota $< 0,0001$) byla přijata alternativní hypotéza, a to že data vykazují trend poklesu výšky sněhové pokrývky v čase. V grafu je patrný jak trend poklesu sněhové pokrývky (vyjádřen pětiletým klouzavým průměrem), tak významná změna rozložení výšky sněhové pokrývky v rámci jednotlivých roků. Zatímco od šedesátých do konce osmdesátých let minulého století jsou viditelné extrémní hodnoty výšky sněhové pokrývky, které jsou většinou odděleny zimou s menšími zásobami sněhu, od devadesátých let se tyto extrémní roky téměř nevyskytují a roky s nepříliš vysokou sněhovou pokrývkou jsou stále častější.

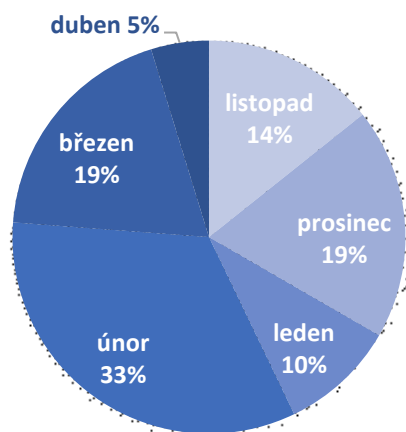
Významnou změnu lze sledovat i na rozložení událostí ROS na stanici Churáňov v období 1961-1989. Oproti období 1961-1989 (obrázek 21 vlevo) tam mezi lety 1990 a 2017 (obrázek 21 vpravo) přibýlo březnových a únorových událostí, a naopak ubylo událostí dubnových. V celkovém počtu dní s událostmi ROS se srovnávaná období příliš nelišila, došlo pouze k mírnému poklesu počtu událostí – za první období bylo zaznamenáno 140 dní s událostí ROS, v druhém, o rok delším období, to bylo 128 dní.



Obrázek 21: Rozložení událostí ROS v období 1961-1989 (vlevo) a 1990-2017 (vpravo) na stanici Churáňov.
Data: ČHMÚ

5.1.2 Rozložení událostí v povodí Ptačího potoka

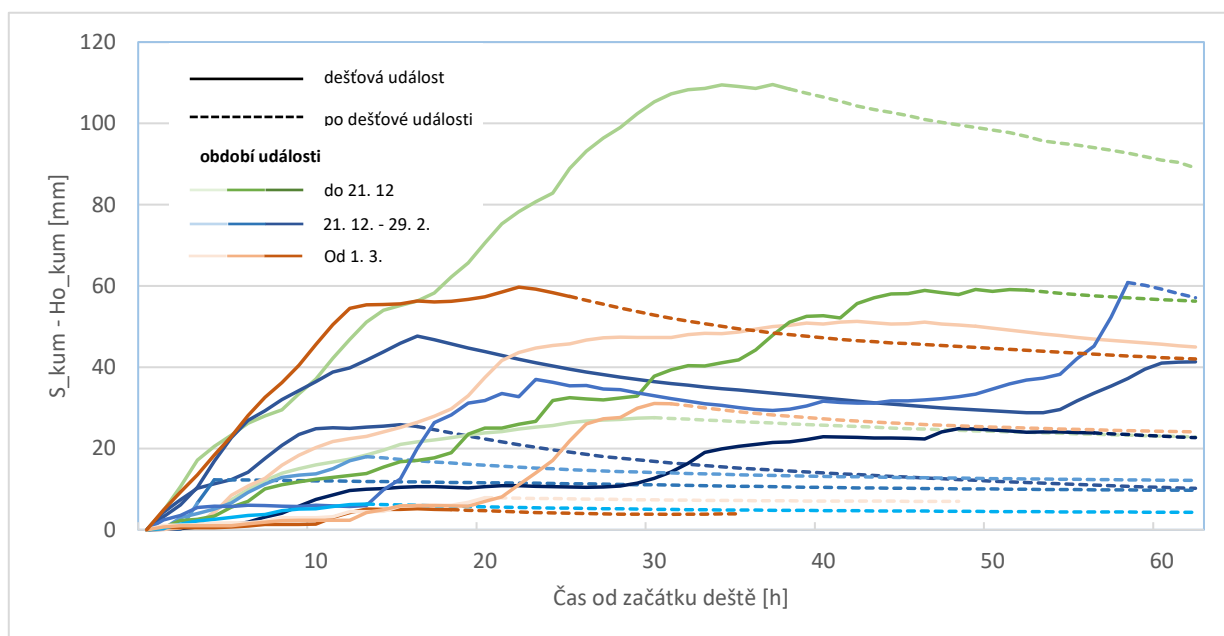
Celkem bylo z datového souboru vybráno 21 událostí, které splňovaly zadané parametry, v šesti případech však sněhová pokrývka negenerovala téměř žádný odtok, koeficient odtoku byl tedy menší než 0,1. Za období mezi lety 2015 a 2019 byla v povodí Ptačího potoka zaznamenána třetina událostí během února (obrázek 22), zimní události (prosinec-únor) tak výrazně převažovaly nad těmi jarními (březen-duben).



Obrázek 22: Rozložení událostí ROS v povodí Ptačího potoka mezi lety 2015 a 2019.

Únorové teploty ze stanice na Ptačím potoce však nejsou výrazně nadprůměrné, naopak, průměrná teplota měsíce února z let 2015-2019 je téměř o stupeň nižší, než průměrná únorová teplota (1961-2017) na stanici Churáňov. To tedy ukazuje na fakt, že se jednalo zejména o krátké události oteplení a deště na sněhovou pokrývku, což lze říci nejen o událostech únorových, ale o všech událostech tohoto období. V žádné z patnácti vybraných událostí nebyl koeficient odtoku větší než 1, což znamená, že při žádné události neodteklo z povodí více vody, než na ni v předchozích dnech napršelo. Pouze při dvou událostech byl odtokový součinitel větší než 0,5.

Množství vody zadržené sněhovou pokrývkou lze pozorovat i na grafu (obrázek 23), který vyjadřuje průběh zadržení vody ve sněhové pokrývce v čase od začátku deště. Konkrétně je v grafu vyjádřen rozdíl kumulativních srážek a kumulativního odtoku v hodinovém kroku pro jednotlivé události ROS generující odtok. Plnou čarou je vyznačeno trvání dešťových srážek, případně krátké období mezi dešťovými událostmi. Doba po události bez dešťových srážek je vyjádřena přerušovanou čarou. Přesto, že mají události rozdílnou délku trvání, z grafu je patrné, že ani při jedné události po několika hodinách od začátku deště nepřevyšovala velikost odtoku množství vody dodané dešťovými srážkami, odtok z tajícího sněhu se tedy významně nepodílel na výsledném odtoku z povodí. Pro jednotlivá období zimy (vyjádřena odstínem barvy – viz obrázek) není pozorován žádný výrazný trend charakteristický určitou odezvou sněhové pokrývky na dešťové srážky.



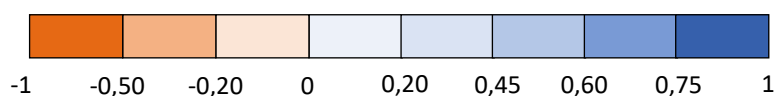
Obrázek 23: Rozdíl kumulativních srážek (S_{kum}) a kumulativního odtoku (Ho_{kum}) v hodinovém kroku pro jednotlivé události ROS generující odtok. Plnou čarou je vyznačeno trvání dešťových srážek, doba po události bez dešťových srážek je vyjádřena přerušovanou čarou. Odstínem zelené jsou znázorněny události do 21. 12., modře jsou znázorněny události od 21. 12. do konce února a oranžově potom události březnové a dubnové.

5.2. Vliv jednotlivých charakteristik na odezvu odtoku

Mezi jednotlivými parametry, které ovlivňují události ROS, byla provedena křížová korelace. V obrázku 24, znázorňujícím výsledky korelace, jsou uvedeny závislosti mezi jednotlivými parametry, přičemž statisticky významné korelace jsou vyznačeny tučně a významné hodnoty korelace jsou označeny sytou barvou. Nejvyšší závislost můžeme pozorovat mezi odtokovou výškou a celkovými srážkami, které korelují s délkou dešťové události a s maximální intenzitou. Z dat je patrné, že na velikost odtoku má vliv i výška sněhové pokrývky a hustota sněhu, která významně ovlivňuje zpoždění odtoku a zejména při malých událostech tedy i velikost odtokové výšky.

	Odtoková výška	Zpoždění odtoku	Koeficient odtoku	Délka dešťové události	Celkové srážky	Maximální intenzita deště	Průměrná intenzita deště	Výška sněhové pokrývky	Hustota sněhu
Odtok. výška	1	-0,32	0,90	0,59	0,94	0,66	0,44	-0,21	-0,29
Zpož. odtoku	-0,32	1	-0,51	-0,03	-0,28	-0,26	-0,34	-0,07	0,61
Koef. odtoku	0,90	-0,51	1	0,47	0,52	0,33	0,08	-0,11	0,03
Délka ud.	0,59	-0,03	0,47	1	0,67	0,36	-0,27	-0,32	-0,18
Celk. srážky	0,94	-0,28	0,52	0,67	1	0,65	0,42	-0,31	-0,39
Max. int.	0,66	-0,26	0,33	0,36	0,65	1	0,60	-0,22	-0,32
Prům. int.	0,44	-0,34	0,08	-0,27	0,42	0,60	1	-0,01	-0,35
Výška	-0,21	-0,07	-0,11	-0,32	-0,31	-0,22	-0,01	1	0,35
Hustota	-0,29	0,61	0,03	-0,18	-0,39	-0,32	-0,35	0,35	1

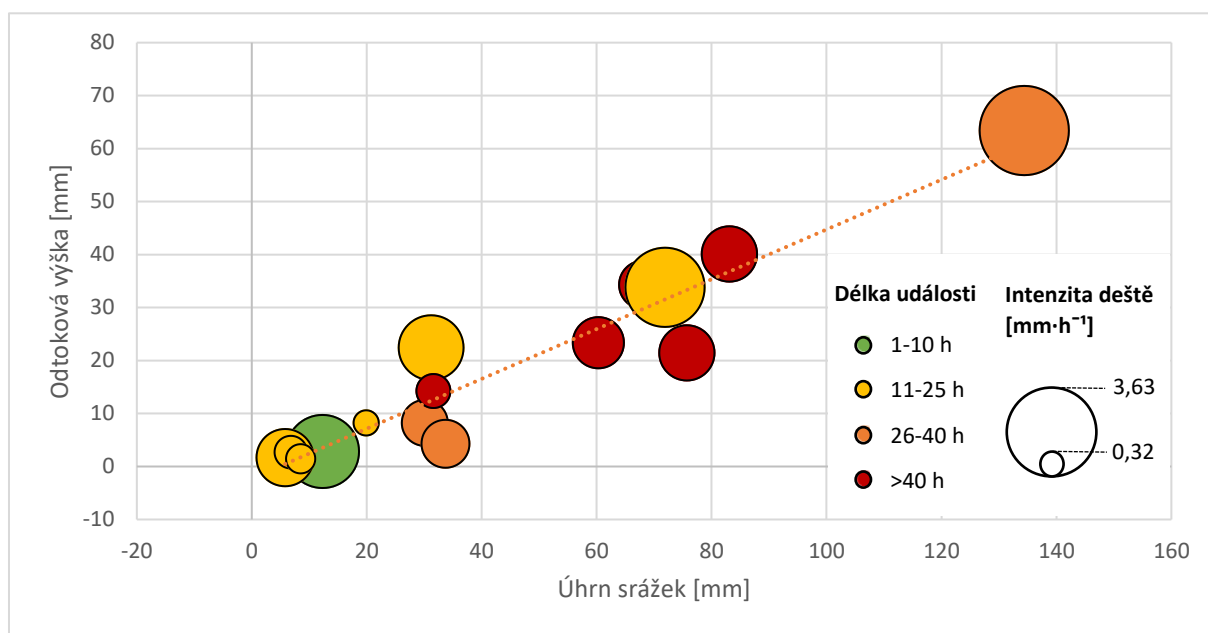
Hodnota korelačního koeficientu



Obrázek 24: Výsledky křížové korelace jednotlivých parametrů. Pozitivní korelace jsou zvýrazněny odstínem modré, negativní korelace odstínem červené. Statisticky významné korelace ($\alpha = 0,05$) jsou vyjádřeny tučně.

5.2.1 Vliv množství a intenzity srážek na velikost odtoku

Z dostupných dat je zřejmé, že největší vliv na velikost odtoku ze sněhové pokrývky má celkový úhrn srážek (obrázek 24). Obecně se dá říci, že čím více vody na sněhovou pokrývku spadne, tím více jí i odteče. Jak ale můžeme vidět i z obrázku 25, ani malý soubor událostí z povodí Ptačího potoka stoprocentně nepotvrzuje tento výrok. Graf (obrázek 25) znázorňuje závislost odtokové výšky na celkovém úhrnu srážek pro povodí Ptačího potoka pro události s odtokem.



Obrázek 25: Závislost odtokové výšky na úhrnu srážek. Velikostí bodů je znázorněna průměrná intenzita srážek [$\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$], barva bodu vyjadřuje délku trvání události v hodinách. Oranžovou linií je vyjádřena lineární spojnice trendu.

Na grafu (obrázek 25) je mimo celkového úhrnu srážek vyjádřena i průměrná intenzita deště znázorněná velikostí bodů. Podle korelační analýzy je mezi průměrnou intenzitou srážek a odtokovou výškou závislost, která však není přímo patrná z grafu (obrázek 25), který narozdíl od korelační analýzy zobrazuje pouze události s odtokem. Ani v jedné kategorii délky události nelze sledovat stejné odchylky od lineárního trendu v případě větší či menší intenzity srážek.

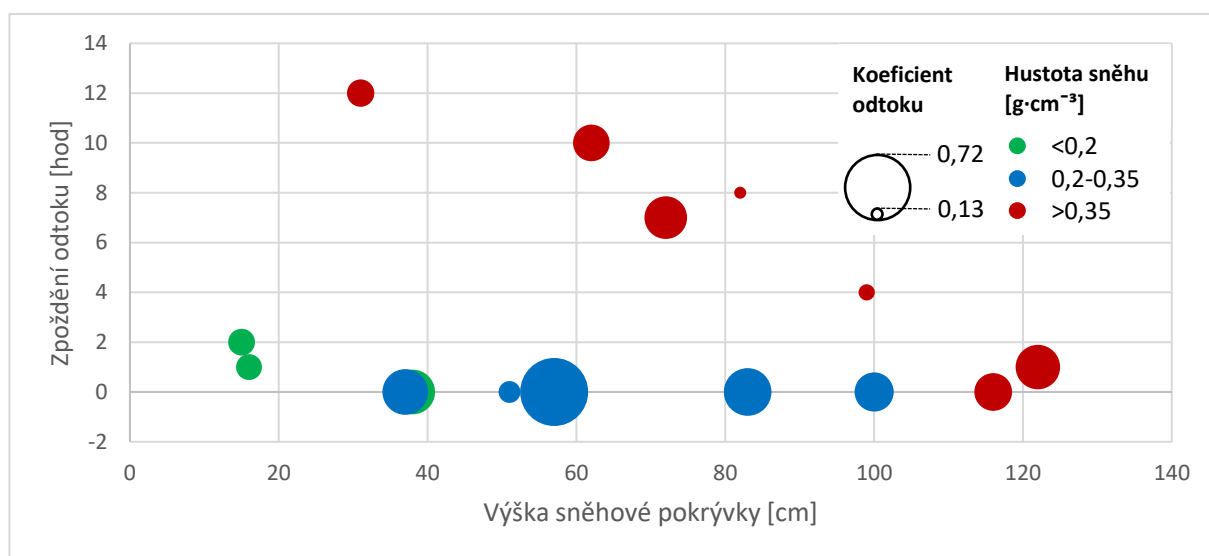
5.2.2 Vliv výšky sněhové pokrývky a hustoty sněhu na zpoždění odtoku

Podle provedené korelační analýzy není prokázána závislost výšky sněhu na zpoždění odtoku, což je patrné i z grafu znázorňujícího výšku sněhové pokrývky před jednotlivými událostmi a zpoždění odtoku událostí (obrázek 26). Na grafu je však patrná statisticky významná korelace mezi hustotou sněhu a zpožděním odtoku.

Pro lepší znázornění závislosti byly jednotlivé události generující odtok rozděleny do tří kategorií podle počáteční hustoty sněhu. Do první kategorie byly zařazeny události, kde byla hustota sněhu před událostí nižší než 0,2, jednalo se tedy o spíše nový sníh s malým stupněm metamorfózy. I přes malou výšku sněhové pokrývky došlo u dvou ze tří událostí k mírnému zpoždění odtoku, což naznačuje zdržení vody v případě nevyzrálé sněhové pokrývky. Při středních hustotách, kdy se s největší pravděpodobností jednalo o sesedlý, mírně transformovaný sníh, odtok nastával okamžitě po začátku deště, což s velkou pravděpodobností indikuje výskyt preferenčních cest, které jsou charakteristické pro nevyzrálou sněhovou pokrývku. Významná zpoždění odtoku jsou pozorovatelná na sněhové pokrývce vysoké hustoty – tedy vyšší než 0,35. Sníh s tak velkou hustotou bývá buď větrem zhuštěný,

vlhký a více metamorfovaný (tabulka 1). V takto vyzrálé sněhové pokrývce očekáváme s největší pravděpodobností maticové proudění vody, a jak dokládá ve svých studiích i Würzer (2017) a Juras (2016), i delší odezvu odtoku.

Na událostech v povodí Ptačího potoka se sněhovou pokrývkou velké hustoty můžeme sledovat závislost výšky sněhové pokrývky na zpoždění odtoku. K většímu zpoždění odtoku tam docházelo při menší mocnosti sněhové pokrývky, zatímco u mocnější pokrývky bylo zpoždění menší. Podle provedené analýzy tedy nelze tvrdit, že čím je vyšší hustota sněhu, tím větší bude zpoždění odtoku ze sněhové pokrývky, ale na základě rozboru událostí z povodí Ptačího potoka lze říci, že při překročení určité hodnoty má hustota sněhu významný vliv na čas vzniku odtoku.



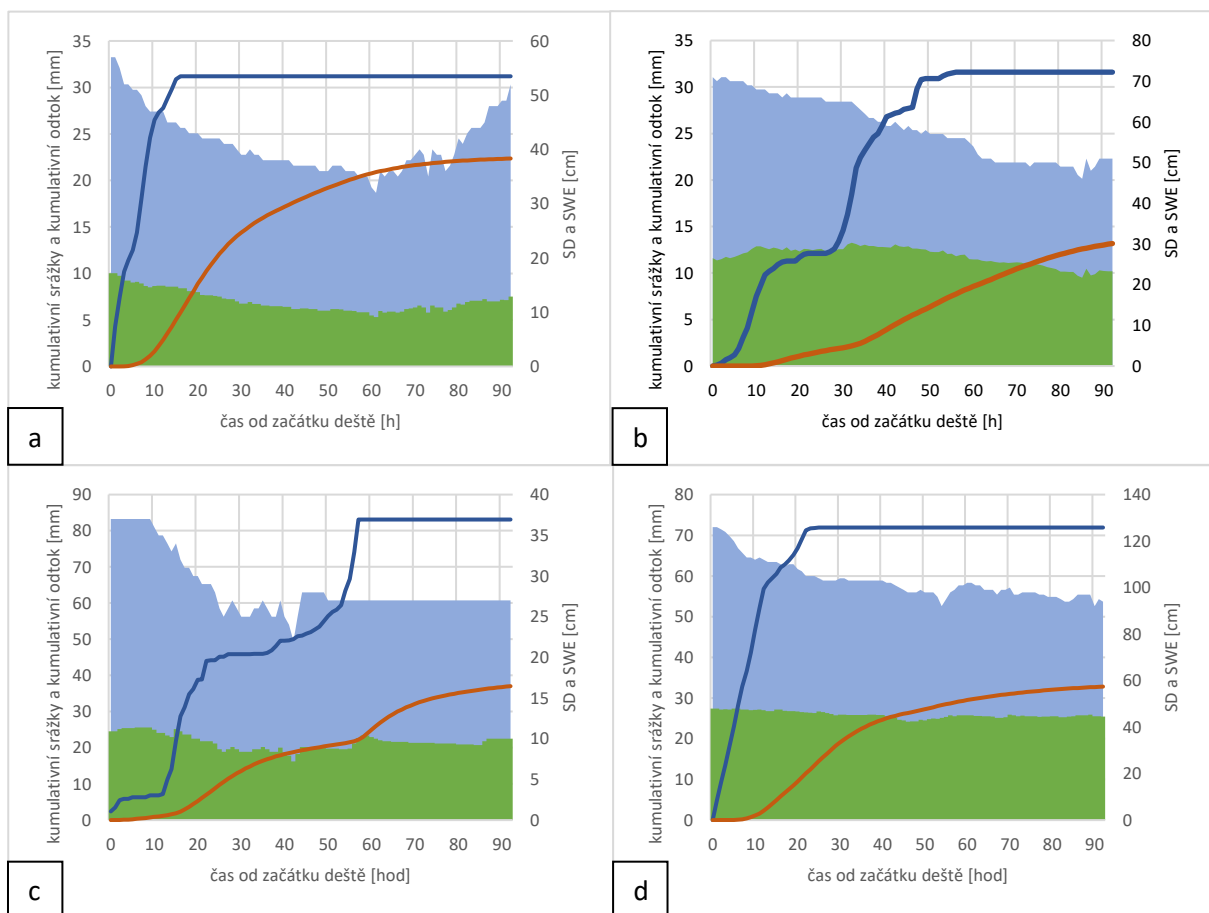
Obrázek 26: Závislost zpoždění odtoku na výšce sněhové pokrývky a hustotě sněhu. Velikostí bodů je vyjádřena velikost koeficientu odtoku.

Přesto, že u skupiny s nejvyšší hustotou sněhu lze pozorovat nejnižší průměrný koeficient odtoku, korelační analýza závislosti hustoty sněhu a hodnoty odtokového koeficientu zcela vyvrátila. Patrná je však vzájemná závislost mezi zpožděním odtoku a odtokovým koeficientem.

5.3. Průběh jednotlivých událostí

Jednotlivé události se vyznačovaly především malou velikostí odtoku vzhledem k dopadajícím dešťovým srážkám. Na obrázku 27 jsou znázorněny průběhy několika vybraných událostí ROS. Byly vybrány dvojice událostí, které se téměř shodovaly v celkovém úhrnu srážek ((a) a (b)), nebo v odtokovém koeficientu (c) a (d). Konkrétně to byly události z 1. 2. 2016 (a), 21. 2. 2017 (b), 21. 12. 2018 (c) a z 15. 3. 2019 (d) (viz příloha). Intenzita dešťových srážek se pohybovala mezi 0,6 a 2,9 mm·h⁻¹. Přesto, že ve všech případech pozorujeme pokles výšky sněhové pokrývky i vodní hodnoty sněhu, při žádné události velikost odtoku nepřevyšovala množství dodaných srážek. Událost z 1. 2. 2016 (a) vykazovala nejvyšší hodnotu odtokového koeficientu (c = 0,72), což je zřejmé i z grafu, na kterém

můžeme pozorovat i největší úbytek sněhu i jeho vodní hodnoty. V případě (b) spadlo stejné množství srážek jako v při události (a), ale s menší intenzitou. Při události (a) byla průměrná intenzita deště $1,95 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, zatímco u události (b) to bylo pouze $0,56 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Přes téměř stejné množství srážek generovala událost (a) mnohem větší odtok, než událost (b). Podobné množství srážek spadlo i v případě (c) a (d) a tyto události i přes rozdílnou intenzitu srážek vykazovaly téměř stejný koeficient odtoku.



Obrázek 27: Průběh vybraných událostí z 1. 2. 2016 (a), 21. 2. 2017 (b), 21. 12. 2018 (c) a 15. 3. 2019 (d). Na grafech je znázorněn vývoj výšky sněhové pokrývky (SD) a vodní hodnoty sněhu (SWE) a také kumulativní srážky a kumulativní odtok za jednotlivé události.

6. Diskuze

6.1. Nedostatky měření

Jelikož jsou hydrologická a klimatologická měření prováděna na automatických stanicích, nedochází k přímé kontrole a data nemusí v některých případech odpovídat realitě. Špatná přístupnost stanice na Ptačím potoce, zejména v zimním období, může být překážkou i při případné poruše některého z přístrojů a výpadek dat tak může trvat několik dní, případně celou sezónu.

Absence dat byla od roku 2016 i pro teplotu v 10 centimetrech nad povrchem a problematické bylo i měření u zemského povrchu, kde teplota vykazovala neočekávaně vysoké teploty. Pro stanovení vyzrálosti sněhové pokrývky jsou data o teplotě v různých výškách nedostatečná, neboť další měření probíhá ve výškách 40, 80 a 120 cm nad zemí. Jelikož při většině událostí sněhová pokrývka nedosahuje výšky ani 80 cm, je často dostupné pouze jedno měření teploty napříč vertikálním profilem. Z tohoto důvodu data o teplotě v jednotlivých vrstvách sněhové pokrývky použita nebyla. V detailnějším výzkumu by však do hodnocení měla být zahrnuta informace o teplotě sněhové pokrývky, a to buď z měření v různých vrstvách vertikálního profilu, anebo z meteorologických charakteristik panujících před událostí.

Jak již bylo uvedeno, místo dat ze srážkoměru z povodí Ptačího potoka byla použita data z Modravské stanice, která disponuje srážkoměrem vyhřívaným. Tím by se mělo zamezit hromadění sněhu na srážkoměru a případné zaznamenání srážkové události v případě roztátí takto nahromaděného sněhu. I přesto, že je srážkoměr na Modravě vyhřívaný, se v záznamech vyskytla data, která indikují zaregistrování roztátého sněhu namísto dešťových srážek. Takové události, kdy se s výskytem kladných teplot po dlouhotrvajících mrazech vyskytly i dešťové srážky, jež nebyly zaznamenány na jiné stanici v povodí Vydry, byly z výběru vymazány.

Pro analýzu změny rozložení událostí za posledních téměř 60 let byla použita data ze stanice Churáňov, která se nachází pouze 11 kilometrů od stanice na Ptačím potoce, ale ve výšce sněhové pokrývky vykazuje výrazně nižší hodnoty. Jenom mezi lety 2016 a 2017 byl rozdíl v průměrné roční výšce sněhové pokrývky mezi těmito dvěma stanicemi 11,5 cm. To je způsobené hlavně expozicí díky převládajícímu směru proudění vzduchu, a tedy i expozici vůči srážkám. Na datech ze stanice Churáňov lze vyjádřit situaci pro bezprostřední okolí Churáňova a pro vyjádření obecné změny rozložení událostí, na povodí Ptačího potoka ale data přímo vztahovat nelze. Přesto, že jsou ze stanice Churáňov dostupné i minimální a maximální denní teploty, nelze vyloučit, že díky dennímu rozlišení dat některé krátké události do této statistiky započítány nejsou, stejně jako mohou být některé situace chybně označeny za událost ROS.

6.2. Zpracování dat

Při samotném zpracování dat mohlo dojít k několika nejistotám, a to hlavně kvůli nutnému subjektivnímu vymezení některých parametrů. Potíží ve zpracování dat může být samotný výběr událostí. Přesto, že do denních hodnot byly zprůměrovány pouze hodiny se srážkami, některé velmi krátké události mohly být ve výběru pomocí prahové teploty zanedbány z důvodu nižší teploty před událostí, nebo po ní. Díky malému počtu událostí však mohla být každá situace zkontrolována manuálně a v případě nesplnění některých parametrů byla ze souboru vyřazena. V tomto případě byl takový postup vhodný a nejjednodušší, při zpracování většího souboru událostí by však byl neuskutečnitelný a bylo by nutné vytvořit funkci, která by data zanalyzovala podrobněji v rámci období s deštěm, místo kalendářních dní, a která by započítávala teplotu pouze při dešťových srážkách.

Další nejistotou při výběru událostí může být samotné stanovení prahové teploty výskytu dešťových srážek. Jelikož je prahová teplota stanovena na hodnotu nad nulou, je pravděpodobné, že vyskytující se srážky budou dešťové. Není ale vyloučeno, že se při této teplotě vyskytnou i srážky sněhové, jak potvrzuje například Würzer (2017).

Ke zkreslení výsledků mohlo dojít i při stanovení konce události. Ten byl sice vymezen návratem průtoku na hodnotu před událostí, v každém případě to ale tak zřejmé není. V několika událostech, kdy měl průtok sestupnou tendenci, ale nedosáhnul hodnoty před událostí, musel být konec stanoven po čtyřech dnech po skončení deště. V jiných událostech byl konec stanoven před další vzestupnou tendencí průtoku.

6.3. Výsledky v kontextu jiných studií

Nejistotou výsledků je nejenom již zmíněné vymezení konce události a hodnoty základního odtoku, ale i absence informace, zda se při odtoku jednalo o vodu z dešťových srážek, z tání sněhu, nebo vodu podzemní, která se v povodí vyskytovala již před událostí. K určení složení odtečené vody se používá analýzy stabilních izotopů ve vodě, tzv. separace hydrogramu (Juras 2016). Pomocí této analýzy, kterou ve své studii prováděl například Unnikrishna (2002), lze stanovit původ vody, která odtéká ze sněhové pokrývky a tím pádem i kvantifikovat velikost tání.

Unnikrishna (2002) na základě svého výzkumu rozdělil stejně jako Würzer (2017) události na jarní a zimní (Unnikrishna vymezil ještě období podzimní) podle reakce sněhu na dešťové srážky. Události z Ptačího potoka nelze podobným způsobem kategorizovat, přesto, že jsou z výsledků patrné jisté závislosti na určených parametrech (tabulka 4). To může být způsobeno malou velikostí a relativní homogenitou souboru událostí.

Při mnoha studiích ROS jsou vybírány pouze události, které mohou být pro studovanou oblast potenciálně nebezpečné. Do výběru událostí tak vstupuje například minimální hodnota odtoku (Musselman et al. 2018), nebo minimální úhrn srážek (Beniston, Stoffel 2016; Trubilowicz, Moore 2017). V případě této analýzy žádný další parametr ukazující na velikost události stanoven nebyl, a to hlavně z toho důvodu, že události byly svým rozsahem relativně malé, hlavně z hlediska velikosti odtoku. Jak bylo uvedeno ve výsledcích výzkumu, u žádné z událostí nebyl koeficient odtoku vyšší než 1 a počet srovnávaných událostí byl velmi malý oproti ostatním výzkumům sledujícím reakci sněhové pokrývky na dešťové srážky (McCabe, Clark, Hay 2007; Beaudry, Golding 1983; Wever et al. 2014b; Würzer et al. 2017; Musselman et al. 2018; Trubilowicz, Moore 2017; Würzer et al. 2016; Juras et al. 2017), a proto nemusí být zcela reprezentativní. Juras (2017), který provádí zadešťovací experimenty v okolí švýcarského města Davos v nadmořských výškách mezi 1850 a 2150 m n. m., pozoruje ve všech svých experimentech odtokový koeficient vyšší než 1. Ve svých experimentech zavlažuje sněhový blok celkem 41 milimetry vody, ale s průměrnou intenzitou $10,25 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Při událostech na Ptačím potoce spadlo při šesti událostech více dešťových srážek než při zmíněných zadešťovacích experimentech (Juras et al. 2017), průměrná intenzita srážek těchto šesti událostí se však pohybovala mezi $1,10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ a $3,63 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

Na základě rozdílu intenzity srážek a následného koeficientu odtoku mezi událostmi jednotlivých výzkumů by se dalo říci, že průměrná intenzita srážek má významný vliv na velikost odtoku. Jelikož ale byly výzkumy prováděny v jiném prostředí, za jiných podmínek a s jinou přesností, nelze toto tvrzení potvrdit. Při analýze prováděné na datech z povodí Ptačího potoka vyšla korelace mezi intenzitou srážek a odtokovou výškou jako statisticky významná ale korelační koeficient nebyl příliš vysoký, a to s největší pravděpodobností kvůli malému vzorku. Při některých událostech se stejným úhrnem srážek se vliv intenzity srážek projevoval (1. 2. 2016 a 21. 2. 2017 – viz obrázek 27), při některých událostech se stejným úhrnem srážek, ale s rozdílnou intenzitou, rozdíly ve výsledném odtoku vidět nebyly (21. 2. 2016 a 15. 3. 2019 – viz příloha).

Pro Würzera (2017) a Jurase (2017) bylo při zadešťovacích experimentech překvapivým zjištěním, že chladnější sněhová pokrývka s malou hustotou vykazovala menší zpoždění odtoku. Díky zvyšující se propustnosti, která sama stoupá s porézností sněhu (Calonne et al. 2012), ubývá část preferenčního proudění ve sněhové pokrývce, zároveň je ale díky preferenčním cestám dříve dosaženo nasycené hydraulické vodivosti (Glass, Steenhuis, Parlange 1989). Kombinace těchto efektů pak podle Würzera (2017) způsobuje dřívější odtok, neboť voda se v preferenčních cestách pohybuje díky vysoké hydraulické vodivosti rychleji (Waldner et al. 2004).

Přes absenci teplotních dat v jednotlivých výškách sněhové pokrývky lze říci, že události v povodí Ptačího potoka vykazovaly stejnou tendenci jako v případě výše zmíněných studií (Würzer et al. 2017; Juras et al. 2016; Waldner et al. 2004), a to že události s menší počáteční hustotou nevykazovaly žádné zpoždění odtoku oproti událostem s hustotou vyšší. To i v tomto případě může ukazovat na přítomnost preferenčních cest. Křížová korelace sice nepotvrdila závislost mezi hustotou sněhu a koeficientem odtoku, události s nejvyšší hustotou sněhu však vykazovaly nejnižší průměrný odtokový koeficient. Specifickou skupinou byly události s hustotou menší než $0,2 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Jelikož preferenční cesty vznikají hlavně díky rozdílné hustotě a velikosti sněhových krystalů ve sněhové pokrývce (Calonne et al. 2012), jejich přítomnost je vázána na heterogenní sněhovou pokrývku. V případě sněhové pokrývky tenčí než 20 cm, která měla malou hustotu, ještě nemuselo dojít k vytvoření preferenčních cest a průchod vody sněhovou pokrývkou tak mohl být pomalejší, jak je vidět na grafu vyjadřujícím zpoždění odtoku (obrázek 26).

Se změnou rozložení sněhových a dešťových srážek se mění i rozložení událostí ROS. Dřívější výskyt událostí ROS díky oteplování, který je popisován například Surfletem a Tullosem (2013) nebo Benistonem a Stoffelem (2016), je patrný i v oblasti Šumavy. Díky oteplování se obecně zmenšují jak celkové zásoby sněhu, tak doba, po kterou se sníh na Zemi vyskytuje. Tání tedy nastává dříve a proto v jarním období dochází k menšímu počtu událostí ROS (Surfleet, Tullos 2013; Beniston, Stoffel 2016).

I přesto, že výzkum obsahuje jisté nedostatky a nejistoty, v základních poznatcích se shoduje s jinými výzkumy zaměřujícími se na události ROS. Provedená analýza přináší dobrý obrázek o průběhu událostí na Šumavě, ale pro detailnější rozbor událostí, který by více vysvětloval zákonitosti vedoucí k událostem ROS, by však byl potřeba delší soubor dat s měřením více parametrů a také sofistikovanější zpracování souboru.

7. Závěr

V rešeršní části byly nejdříve pomocí české a zahraniční literatury popsány dosavadní poznatky ve výzkumu událostí ROS, přičemž hlavní důraz byl kladen na faktory, které události ROS ovlivňují, a na budoucí vývoj událostí v souvislosti s klimatickou změnou. Analytická část byla zaměřena právě na změnu rozložení událostí ROS na Šumavě v důsledku oteplování a na rozbor jednotlivých událostí z šumavského povodí Ptačího potoka s cílem stanovení faktorů majících vliv na formování události ROS.

V první části byla zpracovávána data z šumavské meteorologické stanice Churáňov. Analyzovány byly jak klimatické charakteristiky, tak jednotlivé události ROS, které byly zaznamenány na stanici Churáňov za posledních 60 let. Sledován byl zejména vývoj jednotlivých klimatických charakteristik a jejich následný vliv na události ROS. Na základě analýz byly vyvozeny tyto závěry:

- Za posledních 60 let bylo na datech ze stanice Churáňov prokázán jak nárůst teploty vzduchu, tak zmenšení výšky sněhové pokrývky.
- Klimatická změna má vliv na rozložení událostí ROS na stanici Churáňov, viditelně ubývá jarních událostí na úkor zimních.

V druhé části výzkumu byly analyzovány události ROS z dat naměřených na stanici na Ptačím potoce a na Modravě. Pomocí určených parametrů byly z datového souboru vybrány události, při kterých došlo k dešti na sněhovou pokrývku. Jednotlivé faktory ovlivňující tyto události byly následně analyzovány pomocí korelační analýzy. Z té byly vyvozeny následující závěry:

- Velikost odtoku je nejvíce ovlivněna celkovým množstvím srážek. Na velikost odtoku mají vliv i ostatní charakteristiky dešťové události a vlastnosti sněhové pokrývky.
- Zpoždění odtoku je závislé zejména na hustotě sněhu. Při vysoké hustotě sněhu (nad $0,35 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$) je odtok ze sněhové pokrývky významně zpožděn.
- Byla prokázána korelace mezi zpožděním odtoku a odtokovým koeficientem. Čím větší je zpoždění odtoku, tím nižší je koeficient odtoku.

8. Zdroje

8.1. Seznam použité literatury

- ANDĚRA, M., ZAVŘEL, P. (2003): Šumava: příroda, historie, život. Praha: Baset. ISBN 80-7340-021-9.
- BEAUDRY, P., GOLDING, D. L. (1983): Snowmelt During Rain on Snow in Coastal British Columbia. *Proceedings of The Western Snow Conference*, 55–66.
- BENISTON, M., STOFFEL, M. (2016): Rain-on-snow events, floods and climate change in the Alps: Events may increase with warming up to 4 °C and decrease thereafter. *Science of the Total Environment*, May 1999, 571, 228–236.
- BEVACQUA, E., MARAUN, D., VOUSDOUKAS, M. I., VOUKOUVALAS, E., VRAC, M., MENTASCHI, L., WIDMANN, M. (2019): Higher probability of compound flooding from precipitation and storm surge in Europe under anthropogenic climate change. *Science Advances*, 9, 5, 1–8.
- BRÁZDIL, R. (2005): Historie počasí a podnebí v Českých zemích. Masarykova Univerzita v Brně, Praha. ISBN 80-210-3864-0.
- CALONNE, N., GEINDREAU, C., FLIN, F., MORIN, S., LESAFFRE, B., ROLLAND DU ROSCOAT, S., CHARRIER, P. (2012): 3-D image-based numerical computations of snow permeability: Links to specific surface area, density, and microstructural anisotropy. *Cryosphere*, 5, 6, 939–951.
- CHÁBERA, S. (1987): Příroda na Šumavě: přírodovědný průvodce. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice.
- COLÉOU, C., LESAFFRE, B. (1998): Irreducible water saturation in snow: experimental results in a cold laboratory. *Annals of Glaciology*, 2, 26, 64–68.
- CONWAY, H., BENEDICT, R. (1994): Infiltration of water into snow. *WATER RESOURCES RESEARCH*, 3, 30, 641–649.
- DEWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): PRINCIPLES OF SNOW HYDROLOGY.
- EIRIKSSON, D., WHITSON, M., LUCE, C. H., MARSHALL, H. P., BRADFORD, J., BENNER, S. G., BLACK, T., HETRICK, H., MCNAMARA, J. P. (2013): An evaluation of the hydrologic relevance of lateral flow in snow at hillslope and catchment scales. *Hydrological Processes*, 5, 27, 640–654.
- GARVELMANN, J., POHL, S., WEILER, M. (2014): Variability of observed energy fluxes during rain-on-snow and clear sky snowmelt in a midlatitude mountain environment. *Journal of Hydrometeorology*, 3, 15, 1220–1237.
- GLASS, R. J., STEENHUIS, T. S., PARLANGE, J. -Y (1989): Wetting front instability: 2. Experimental determination of relationships between system parameters and two-dimensional unstable flow field behavior in initially dry porous media. *Water Resources Research*, 6, 25, 1195–1207.
- HIRASHIMA, H., YAMAGUCHI, S., SATO, A., LEHNING, M. (2010): Numerical modeling of liquid water movement through layered snow based on new measurements of the water retention curve. *Cold Regions Science and Technology*, 2, 64, 94–103.
- JENÍČEK, M. (2009): Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany.
- JORDAN, R. (1995): Effects of capillary discontinuities on water-flow and water retention in layered snowcovers.pdf. *Defence Science Journal*, 2, 45, 79–91.

- JURAS, R. (2016): Vliv sněhové pokrývky na odtok během dešťových srážek Effect of snowpack on runoff generation during rain on snow event.
- JURAS, R., PAVLÁSEK, J., VITVAR, T., ŠANDA, M., HOLUB, J., JANKOVEC, J., LINDA, M. (2016): Isotopic tracing of the outflow during artificial rain-on-snow event. *Journal of Hydrology*, 541, 1145–1154.
- JURAS, R., WÜRZER, S., PAVLÁSEK, J., VITVAR, T., JONAS, T. (2017): Rainwater propagation through snowpack during rain-on-snow sprinkling experiments under different snow conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9, 21, 4973–4987.
- KAKOS, V. (1978): Hydrometeorologická charakteristika povodní v ČSR. Vodo hospodářské technicko-ekonomické informace.
- KATSUSHIMA, T., YAMAGUCHI, S., KUMAKURA, T., SATO, A. (2013): Experimental analysis of preferential flow in dry snowpack. *Cold Regions Science and Technology*, 85, 206–216.
- LEHNING, M., DOORSCHOT, J., BARTELT, P. (2000): A snowdrift index based on SNOWPACK model calculations. *Annals of Glaciology*, m, 31, 382–386.
- LIBBRECHT, K. G. (2019): Snow crystals. Dostupné online: <http://www.snowcrystals.com/science/contents/contents.html>.
- MARKS, D., DOMINGO, J., SUSONG, D., LINK, T., GAREN, D. (1999): A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins. *Hydrological Processes*, 12–13, 13, 1935–1959.
- MARSH, P., WOO, M. -K (1984): Wetting front advance and freezing of meltwater within a snow cover: 1. Observations in the Canadian Arctic. *Water Resources Research*, 12, 20, 1853–1864.
- MCCABE, G. J., CLARK, M. P., HAY, L. E. (2007a): Rain-on-snow events in the western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 3, 88, 319–328.
- MCCABE, G. J., CLARK, M. P., HAY, L. E. (2007b): Rain-on-snow events in the western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 3, 88, 319–328.
- MEEHL, G. A., STOCKER, T. F., COLLINS, W. D., FRIEDLINGSTEIN, P., GAYE, A. T., GREGORY, J. M., KITOH, A., KNUTTI, R., MURPHY, J. M., NODA, A., RAPER, S. C. B., WATTERSON, I. G., WEAVER, A. J., ZHAO, Z.-C. (2007): Global Climate Projections. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- MORÁN-TEJEDA, E., LÓPEZ-MORENO, J. I., STOFFEL, M., BENISTON, M. (2016): Rain-on-snow events in Switzerland: Recent observations and projections for the 21st century. *Climate Research*, 2, 71, 111–125.
- MUNZAR, J. (1998): Historické Povodně V Čechách a Na Moravě Na Příkladu Roku 1598. 37, 169–174.
- MUSSELMAN, K. N., LEHNER, F., IKEDA, K., CLARK, M. P., PREIN, A. F., LIU, C., BARLAGE, M., RASMUSSEN, R. (2018): Projected increases and shifts in rain-on-snow flood risk over western North America. *Nature Climate Change*, 9, 8, 808–812.
- SANDEV, M. (2006): Meteorologické vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR.
- SCHNEEBELI, M. (1995): Development and stability of preferential flow paths in a layered snowpack. *Biogeochemistry of seasonally snow-covered catchments. Proc. symposium, Boulder, 1995, January 1995*, 89–95.
- ŠEFRNA, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodním. Grant GAČR 205/03/Z046 „Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní“, 196–212.

- SEIBERT, J., JENICEK, M., HUSS, M., EWEN, T. (2014): Snow and Ice in the Hydrosphere.
- SINGH, P., SINGH, V. P. (2001): Snow and Glacier Hydrology. Kluwer Academic Publishers, Boston.
- SINGH, P., SPITZBART, G., HÜBL, H., WEINMEISTER, H. W. (1997): Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: A field study. *Journal of Hydrology*, 1–4, 202, 1–20.
- STYCH, P., JERABKOVA, B., LASTOVICKA, J., RIEDL, M., PALUBA, D. (2019): A comparison of worldview-2 and landsat 8 images for the classification of forests affected by bark beetle outbreaks using a support vector machine and a neural network: A case study in the sumava mountains. *Geosciences (Switzerland)*, 9, 9.
- SURFLEET, C. G., TULLOS, D. (2013): Variability in effect of climate change on rain-on-snow peak flow events in a temperate climate. *Journal of Hydrology*, 479, 24–34.
- TECHEL, F., PIELMEIER, C., SCHNEEBELI, M. (2008): The first wetting of snow: micro-structural hardness measurements using a snow micro penetrometer. *International Snow Science Workshop*, ii, 1, 1019–1026.
- TRENBERTH, K. E. (2011): Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 1–2, 47, 123–138.
- TRIBBECK, M. J., GURNEY, R. J., MORRIS, E. M., PEARSON, D. W. C. (2004): A new Snow-SVAT to simulate the accumulation and ablation of seasonal snow cover beneath a forest canopy. *Journal of Glaciology*, 169, 50, 171–182.
- TRUBILOWICZ, J. W., MOORE, R. D. (2017): Quantifying the role of the snowpack in generating water available for run-off during rain-on-snow events from snow pillow records. *Hydrological Processes*, 23, 31, 4136–4150.
- UNNIKRISHNA, P. V., MCDONNELL, J. J., KENDALL, C. (2002): Isotope variations in a Sierra Nevada snowpack and their relation to meltwater. *Journal of Hydrology*, 1–4, 260, 38–57.
- WALDNER, P. A., SCHNEEBELI, M., SCHULTZE-ZIMMERMANN, U., FLÜHLER, H. (2004): Effect of snow structure on water flow and solute transport. *Hydrological Processes*, 7, 18, 1271–1290.
- WEVER, N., FIERZ, C., MITTERER, C., HIRASHIMA, H., LEHNING, M. (2014a): Solving Richards Equation for snow improves snowpack meltwater runoff estimations in detailed multi-layer snowpack model. *Cryosphere*, 1, 8, 257–274.
- WEVER, N., JONAS, T., FIERZ, C., LEHNING, M. (2014b): Model simulations of the modulating effect of the snow cover in a rain-on-snow event. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 18, 4657–4669.
- WEVER, N., VERA VALERO, C., FIERZ, C. (2016): Assessing wet snow avalanche activity using detailed physics based snowpack simulations. *Geophysical Research Letters*, 11, 43, 5732–5740.
- WEVER, N., WÜRZER, S., FIERZ, C., LEHNING, M. (2016): Simulating ice layer formation under the presence of preferential flow in layered snowpacks. *Cryosphere*, 6, 10, 2731–2744.
- WÜRZER, S., JONAS, T., WEVER, N., LEHNING, M. (2016): Influence of initial snowpack properties on runoff formation during rain-on-snow events. *Journal of Hydrometeorology*, 6, 17, 1801–1815.
- WÜRZER, S., WEVER, N., JURAS, R., LEHNING, M., JONAS, T. (2017): Modelling liquid water transport in snow under rain-on-snow conditions - Considering preferential flow. *Hydrology and Earth System Sciences*, 3, 21, 1741–1756.
- YE, H., YANG, D., ROBINSON, D. (2008): Winter rain on snow and its association with air temperature in northern Eurasia. *Hydrological Processes*, 15, 22, 2728–2736.

ZVÁRA, K. (2013): Základy statistiky v prostředí R. Praha: Karolinum. Biomedicínská statistika. 258 s. ISBN 978-80-246-2245-3.

8.2. Datové zdroje

ARCDATA PRAHA. ArcČR 500 - digitální geografická databáze, verze 3.3.

<https://www.arcdata.cz/produkty/geograficka-data/arccr-500> (cit. 10. 5. 2020).

ČÚZK: Prohlížečská služba Topografické mapy, ortofoto (online).

<https://geoportal.gov.cz/web/guest/map> (cit. 10. 5. 2020).

OpenStreetMap. Creative Commons. Prohlížečská služba Topografické mapy (online).

<https://www.openstreetmap.org/> (cit. 12. 5. 2020).

ZABAGED – Základní báze geografických dat České republiky, ČÚZK.

9. Seznam obrázků

Obrázek 1: Graf morfologie sněhových krystalů

Obrázek 2: Krabicový diagram znázorňující rozdíly v rychlosti tání mezi otevřenou plochou a lesem při událostech ROS a při jasné obloze

Obrázek 3: Vertikální profily hustoty ve dvou fázích vývoje sněhové pokrývky

Obrázek 4: Vertikální profily teploty a obsahu kapalné vody ve sněhové pokrývce

Obrázek 5: Matricové proudění ve sněhové pokrývce

Obrázek 6: Preferenční proudění ve sněhové pokrývce

Obrázek 7: Znázornění pohybu vody v chladné nevyzrálé sněhové pokrývce předtím a poté, co se tající voda dostane k zemskému povrchu.

Obrázek 8: Provedení zadržovacího experimentu rámci studie preferenčních cest ve svažitém terénu

Obrázek 9: Vývoj teploty vzduchu podle různých předpovědních modelů

Obrázek 10: Změna rozložení událostí ROS

Obrázek 11: Změna v rozložení srážek, půdní vlhkosti, odtoku a výparu v průměru několika předpovědních modelů

Obrázek 12: Poloha povodí Ptačího potoka

Obrázek 13: Výšková členitost oblasti Ptačího potoka

Obrázek 14: Průměrný měsíční průtok na Ptačím potoce za období 2006-2019

Obrázek 15: Sklonitost svahů v povodí Ptačího potoka.

Obrázek 16: Expozice svahů v povodí Ptačího potoka

Obrázek 17: Ortofoto znázorňující povodí Ptačího potoka v roce 2005 a v roce 2017

Obrázek 18: Průměrná měsíční teplota, úhrn srážek a vodní hodnota sněhu (SWE) na stanici Churáňov z období od roku 1970 do roku 2017

Obrázek 19: Hydrogram znázorňující odtok základní a odtok události

Obrázek 20: Průměrná sezónní teplota vzduchu (prosinec-březen) a průměrná měsíční výška sněhové pokrývky na stanici Churáňov za období 1961-2017

Obrázek 21: Rozložení událostí ROS v období 1961-1989 a 1990-2017 na stanici Churáňov

Obrázek 22: Rozložení událostí ROS v povodí Ptačího potoka mezi lety 2015 a 2019

Obrázek 23: Rozdíl kumulativních srážek a kumulativního odtoku v hodinovém kroku pro jednotlivé události ROS generující odtok

Obrázek 24: Závislost odtokové výšky na úhrnu srážek

Obrázek 25: Závislost zpoždění odtoku na výšce sněhové pokrývky a hustotě sněhu

Obrázek 26: Průběh vybraných událostí

10. Seznam tabulek

Tabulka 1: Hustota sněhu podle typu

Tabulka 2: Parametry stanovení události ROS

Tabulka 3: Charakteristiky jednotlivých událostí

11. Přílohy

Příloha 1: Tabulka s charakteristikami jednotlivých událostí.

S = celkové množství srážek; T_s = délka dešťové události; T_u = délka události; I_{mean} = průměrná intenzita srážek; I_{max} = maximální intenzita srážek; H_s = počáteční výška sněhové pokrývky; ΔH_s = rozdíl výšky sněhu; SWE = vodní hodnota sněhu; ΔSWE = rozdíl vodní hodnoty sněhu; ρ_s = počáteční hustota sněhu; Q_z = základní průtok; T_{lag} = zpoždění odtoku události; O_{odtok} = objem odtoku události; H_o = odtoková výška události; H_m = průměrná hodinová odtoková výška události; c = koeficient odtoku; odtok = generuje událost odtok

Počátek události	S [mm]	T_s [h]	T_u [h]	I_{mean} [mm·h ⁻¹]	I_{max} [mm·h ⁻¹]	H_s [cm]	ΔH_s [cm]	SWE [mm]	ΔSWE [mm]	ρ_s [g·cm ⁻³]	Q_z [m ³ ·s ⁻¹]	T_{lag} [h]	O_{odtok} [m ³]	H_o [mm]	H_m [mm·h ⁻¹]	c	Odtok
30.11.2015	134,4	37	110	3,632	6,700	38	31	61	47	0,161	0,077	0	259469,4	63,413	0,576	0,472	ANO
25.01.2016	30,6	37	61	0,827	3,000	75	8	155	10	0,207	0,049	3	5819,9	1,422	0,023	0,046	NE
30.01.2016	15,4	5	29	3,080	4,200	48	0	146	0	0,304	0,078	2	4744,1	1,159	0,040	0,075	NE
01.02.2016	31,2	16	112	1,950	4,300	57	13	172	28	0,302	0,107	0	91747,2	22,422	0,200	0,719	ANO
08.02.2016	12,3	5	85	2,460	6,500	51	2	115	-14	0,225	0,094	0	11607,5	2,837	0,033	0,231	ANO
21.02.2016	68,1	62	158	1,098	6,500	83	33	205	13	0,247	0,086	0	140328,3	34,295	0,217	0,504	ANO
16.11.2016	30,1	30	73	1,003	3,700	16	11	31	22	0,194	0,045	1	33672,6	8,229	0,113	0,273	ANO
05.02.2017	6,3	4	28	1,575	4,000	76	4	249	13	0,328	0,024	12	10,8	0,003	0,000	0,000	NE
21.02.2017	31,6	56	152	0,564	2,800	72	16	271	1	0,376	0,025	7	58295,9	14,247	0,094	0,451	ANO
18.03.2017	60,3	49	128	1,231	4,700	62	6	220	16	0,355	0,124	10	95600,2	23,364	0,183	0,387	ANO
21.11.2017	34,3	25	51	1,372	2,500	51	8	104	19	0,204	0,118	4	5173,5	1,264	0,025	0,037	NE
11.12.2017	13,2	20	54	0,660	1,600	75	5	185	-1	0,247	0,114	0	3029,8	0,740	0,014	0,056	NE
31.12.2017	19,9	13	80	1,531	2,800	100	13	286	25	0,286	0,109	0	33688,8	8,233	0,103	0,414	ANO
16.04.2018	5,8	18	35	0,322	1,700	31	2	170	7	0,548	0,424	12	6857,5	1,676	0,048	0,289	ANO
02.12.2018	75,7	53	104	1,428	5,400	15	12	29	25	0,193	0,048	2	87750,0	21,446	0,206	0,283	ANO
21.12.2018	83,1	58	139	1,433	9,000	37	10	107	3	0,289	0,042	0	164134,4	40,113	0,289	0,483	ANO
10.02.2019	7,9	3	36	2,633	5,800	125	0	406	-8	0,325	0,032	3	415,8	0,102	0,003	0,013	NE
22.02.2019	6,8	13	81	0,523	1,000	116	1	434	-18	0,374	0,028	0	11091,4	2,711	0,033	0,399	ANO
01.03.2019	8,5	20	48	0,425	1,300	99	0	412	-33	0,416	0,075	4	5963,8	1,458	0,030	0,171	ANO
09.03.2019	33,7	31	98	1,087	4,900	82	-9	398	-18	0,485	0,087	8	17557,2	4,291	0,044	0,127	ANO
15.03.2019	71,9	25	121	2,876	5,500	122	19	473	9	0,388	0,080	1	138380,4	33,819	0,279	0,470	ANO