

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Geografie a kartografie



Ondřej Neděľčev

Vliv intercepce lesního porostu na akumulaci sněhu ve vybraných horských lokalitách v ČR
Effect of canopy interception on snow accumulation at selected alpine localities in the Czech
Republic

Bakalářská práce

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

Praha, 2015

Zadání bakalářské práce

Název práce

Vliv intercepce lesního porostu na akumulaci sněhu ve vybraných horských lokalitách v ČR

Cíle práce

Bakalářská práce si stanovuje následující cíle:

1. Zhodnocení současného stavu poznatků na téma vlivu intercepce různých lesních porostů na akumulaci sněhu a na způsoby výpočtu intercepce sněhu
2. Terénní měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu ve vybraných lokalitách na Šumavě a v Krušných horách vždy na otevřené ploše a v blízkém lesním porostu
3. Analýza měřených rozdílů včetně zahrnutí Leaf Area Indexu (LAI) a Canopy Openness odvozených z hemisférických snímků vegetace

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

V rámci práce bude provedena rešerše české a zahraniční literatury zaměřená na poznatky týkající se vlivu intercepce různých lesních porostů na akumulaci a tání sněhu na možnosti výpočtu intercepce sněhu.

Dále bude na vybraných lokalitách v rámci experimentálních povodí v Krušných horách a na Šumavě provedeno měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu (SWE) vždy na otevřené ploše a v blízkém lesním porostu. V případě lokalit na Šumavě bude zohledněn i les poškozený kůrovcem. Měření proběhne opakovaně během akumulace sněhu, aby bylo k dispozici více dat z jedné zimní sezóny.

Na základě naměřených dat a dat získaných v minulých letech bude vytvořen jednoduchý statistický model zohledňující rozdíly SWE na otevřených plochách a v různých typech lesního porostu. Jednotlivé lokality budou popsány pomocí charakteristik, odvozených z hemisférických snímků oblohy a vegetace (především Leaf Area Index a Canopy Openness). Uvedené snímky jsou již pro jednotlivé lokality k dispozici. Data budou zpracována v programu R.

Datum zadání: 10. 11. 2014

Jméno studenta: Ondřej Nedělničev

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Michal Jeníček

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení:

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

V Praze, 25. 5. 2015

.....
Ondřej Nedělčev

Poděkování:

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

Abstrakt:

Bakalářská práce se zabývá vlivem intercepce na akumulaci sněhu. První část práce obsahuje rešerši dostupné české a zahraniční literatury o intercepci tuhých srážek vegetací. V druhé části práce je analyzován vliv druhu lesa na sněhovou pokrývku. V práci jsou porovnány vodní hodnoty z různě hustých lesních porostů a z porostu napadeného kůrovcem s vodní hodnotou z přilehlých volných ploch. V lesním porostu se v akumulacním období hromadí o 28 % sněhu méně než na volné ploše. Poměr vodní hodnoty sněhu v lese a na volné ploše se v průběhu akumulacního období výrazně nemění. Vztah mezi hustotou vegetačního krytu a vodní hodnotou byl vyjádřen pomocí lineární regrese. Výsledky regrese ukazují, že se stoupající hustotou vegetace se snižuje vodní hodnota sněhu.

Klíčová slova:

intercepce, akumulace sněhu, vodní hodnota sněhu

Abstract:

This bachelor thesis analyzes the impact of canopy interception on snow accumulation. In the first part of the thesis, available literature about interception of snowfall on forest canopy is reviewed. In the second part of thesis, the reader is acquainted with the analysis concerning the effects of forest cover on snow accumulation. The thesis compares snow water equivalent under forest stands with different canopy density, under a disturbed forest due to bark beetle forest with snow water equivalent in adjacent open areas. Snow water equivalent in accumulation period in forest is 28% lower than snow water equivalent in open area. Ratio of snow water equivalent in forest to snow water equivalent in open area during accumulation period does not significantly change. Linear regression was used to describe the relationship between snow water equivalent and canopy density. The findings obtained from the regression show that snow water equivalent decreases with increasing canopy density.

Key words:

interception, snow accumulation, snow water equivalent

Obsah

1 Úvod.....	8
2 Současný stav poznatků o intercepci sněhu	9
2.1 Vlastnosti sněhové pokrývky.....	9
2.2 Ukládání sněhu v korunách stromů.....	11
2.3 Meteorologické podmínky ovlivňující intercepci sněhu.....	18
2.4 Evaporace a redistribuce sněhu	20
2.5 Měření množství zachyceného sněhu a evaporace	21
2.6 Modelování intercepce sněhu	23
3 Materiál a metody	25
3.1 Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území.....	25
3.2 Měření dat.....	31
3.3 Zpracování dat	33
4 Výsledky	35
5 Diskuse.....	40
6 Závěr	42
7 Zdroje	43
7.1 Použitá literatura.....	43
7.2 Použitá data dat.....	47

Seznam obrázků

- Obrázek 1: Vliv teploty a přesycení oblaků vodní parou na tvar ledových krystalů (upraveno dle DeWalle a Rango 2008)
- Obrázek 2: Diagram relativní účinnosti intercepce na okraji větve, závislé na ohybu větvi, odrazu dopadajících krystalů a vytvoření souvislé plochy přemostěním (Schmidt a Gluns 1991 – upraveno)
- Obrázek 3: Výška sněhové pokrývky a její sezonní dynamika v zimách 2003/04 až 2005/06 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše (Hříbik a Škvarenina 2007)
- Obrázek 4: Vodní hodnota sněhu a její sezonní dynamika v zimách 2003/04 až 2005/06 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše (Hříbik a Škvarenina 2007)
- Obrázek 5: Hustota sněhu a její sezonní dynamika v zimách 2003/04 až 2005/06 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše (Hříbik a Škvarenina 2007)
- Obrázek 6: Vodní hodnota sněhu z 1. března na volné ploše (šedě, tečkovaně), v napadeném lese (černě) a ve zdravém lese (šedě) (Winkler a kol. 2014 – upraveno)
- Obrázek 7: Tvar a ohyb větví pozorovaných ve zdravém a mrtvém lese (Pugh a Small 2013 – upraveno)
- Obrázek 8: Rozdíl SWE po srážkové události pro volnou plochu, zdravý les a mrtvý les (a) SWE zachyceného sněhu a SWE pro volnou plochu po srážkové události (b); přerušované čáry ukazují průměrné maximální hodnoty intercepce a chybové úsečky představují směrodatnou odchylku (Pugh a Small 2013 – upraveno)
- Obrázek 9: Ortofotosnímky zájmových území (CENIA, DIBAVOD)
- Obrázek 10: Mapy sklonitosti zájmových území (ZABAGED)
- Obrázek 11: Průměrné měsíční hodnoty z klimatických stanic Fichtelberg a Grosser Arber z období leden 1983 – leden 2015 a) teplota vzduchu a rychlost větru b) úhrn srážek a výška sněhové pokrývky (DWD)
- Obrázek 12: Krajinný pokryv v zájmových územích (Hájková 2013, Blšťák Adam 2015, nepublikováno)

Obrázek 13: Příklad krabicového diagramu

Obrázek 14: Vodní hodnota sněhové pokrývky v lese a na volné ploše ve všech třech povodích v akumulčních obdobích v letech 2010–2015

Obrázek 15: Vývoj SWE v lese a na volné ploše ve všech třech povodích v letech 2010–2015

Obrázek 16: Průběh zimní sezony v krušnohorských povodích v roce 2012 a) vývoj SWE v lese a na volné ploše b) vývoj poměru SWE v lese a SWE na volné ploše

Obrázek 17: Rozdíl mezi SWE na volné ploše a SWE v různých kategoriích lesa v akumulčních obdobích v letech 2010–2015 a) v krušnohorských povodích b) v povodí Ptačího potoka

Obrázek 18: Vztah poměru SWE v lese SWE na volné ploše s Leaf area indexem a) v povodí Ptačího potoka v akumulčních obdobích v letech 2010–2015 b) v krušnohorských povodích 16. 2. a 28. 2. 2012

Seznam tabulek

Tabulka 1: Typické hodnoty hustoty pro různé formy sněhu (Seibert a kol. 2014)

Tabulka 2: Propouštění srážek tuhého skupenství při různé síle sněžení korunami borového porostu (upraveno z Pobědinskij a Krečmer 1984)

Tabulka 3: Zařazení zájmových území v geomorfologické členění reliéfu (Balatka a Kalvoda 2006)

Tabulka 4: Hydrologické charakteristiky zájmových území (DIBAVOD, ZABAGED)

Tabulka 5: Charakteristika měřených bodů

1 Úvod

Množství sněhu a jeho prostorové rozložení je ovlivněno klimatickými poměry, geografickou polohou a vegetačním krytem. Ukládání sněhu probíhá rozdílně v lesním porostu a na volné ploše. V lesním porostu se vlivem intercepce a následné evaporace akumuluje menší množství sněhu než na volné ploše. Vliv na ukládání sněhu v lesním porostu mají vlastnosti vegetačního krytu, jako například zápoj, stáří a zdraví lesa (Kantor 1983). Pro odhad zásob vody nahromaděné v zimním období jsou využívány údaje o vodní hodnotě sněhové pokrývky naměřené klimatickými stanicemi, které jsou umístěny pouze na volných plochách, a proto je nutné hledat vztah mezi vodní hodnotou sněhové pokrývky na volné ploše a v různých druzích lesního porostu (Stehlík a Bubeníčková 2002).

Struktura Práce

První část této práce se zabývá zhodnocením české a zahraniční literatury věnující se intercepce sněhu. Popsány jsou názory autorů na faktory ovlivňující proces zachytávání sněhu vegetací a na jeho následné uvolňování. Dále je rozebrán vliv přítomnosti různých druhů lesního porostu na akumulaci sněhu. Práce také popisuje různé druhy měření a výpočtu intercepce sněhu. V druhé části práce je zhodnocen vliv intercepce na vodní hodnotu naakumulovaného sněhu v povodích Bystřice a Zlatého potoka v Krušných horách a v povodí Ptačího potoka na Šumavě. Uvedena je též fyzicko-geografická charakteristika zájmových území.

Cíle práce

Prvním cílem této práce je zhodnocení současného stavu poznatků o vlivu intercepce různých druhů lesních porostů na akumulaci sněhu a o způsobech měření a výpočtu intercepce z dostupné české a zahraniční literatury. Druhým cílem práce je analyzovat naměřené rozdíly mezi sněhovou pokrývkou v různých druzích lesního porostu a na přilehlé volné ploše ve vybraných lokalitách na Šumavě a v Krušných horách.

2 Současný stav poznatků o intercepci sněhu

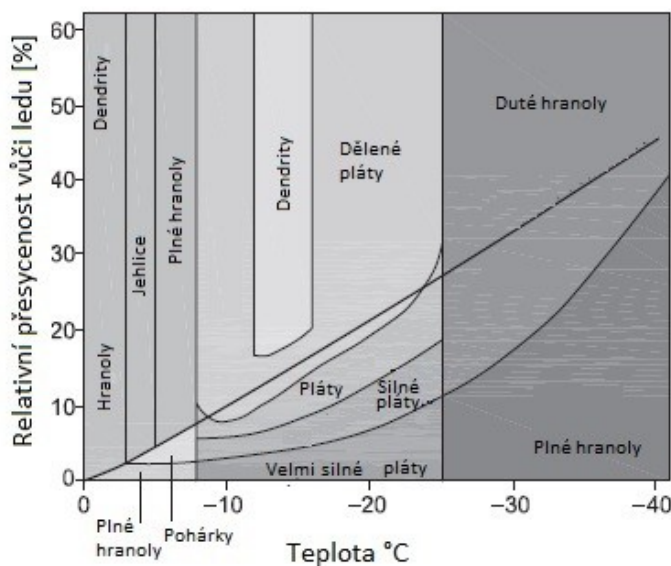
2.1 Vlastnosti sněhové pokrývky

Tvar sněhových krystalů

Sníh je vysoce porézní propojený materiál vytvořený z ledové hmoty, vzduchu a vody. Při teplotě nižší než je bod tání sněhu, jsou póry vyplněny pouze vzduchem. V případě vyšší teploty se v pórech objevuje i voda v kapalném skupenství. Ve sněhové pokrývce se tedy mohou vyskytovat všechna 3 skupenství vody (Dingman 2002). Fyzikální vlastnosti sněhu závisí na teplotě, struktuře jednotlivých složek a na podílu jejich zastoupení (Colbeck a kol. 1990).

Led se při teplotních a tlakových podmínkách, které jsou běžné na povrchu Země, nejčastěji vyskytuje v takzvané I_h formě. Led vytváří krystaly v šesterečné krystalografické soustavě. Tyto krystaly jsou tvořeny horní a dolní plochou a šesti bočními prizmatickými plochami. Jelikož krystaly rostou nejrychleji na hranách mezi prizmatickými plochami, dochází k vytváření hexagonálních sněhových vloček. Na výsledný tvar vločky mají však vliv i teplota a přesycení oblaků vodní parou (DeWalle a Rango 2008; Obrázek 1).

Obrázek 1: Vliv teploty a přesycení oblaků vodní parou na tvar ledových krystalů (upraveno dle DeWalle a Rango 2008)



Metamorfóza sněhové pokrývky

Důležitou charakteristikou sněhové pokrývky je struktura jednotlivých vrstev, které jsou jednak ovlivněny rysy srážkových událostí a jednak procesy přeměny. Sněhové krystaly prodělávají největší změny, když vlivem termodynamických procesů změni svůj tvar. Tento proces se nazývá metamorfóza (Pomeroy a Brun 2001). Prvním ze 3 základních druhů metamorfózy je podle Seibert a kol. (2014) equitemperature (destruktivní) metamorfóza. Je založena na rozdílném rozložení tlaku vodní páry mezi konvexními a konkávními částmi krystalů. Pára migruje z částí konvexních, kde je vyšší tlak, k částem konkávním. Dochází k zakulacení krystalů a k zvýšení kompaktnosti vrstvy sněhové pokrývky. Temperature-gradient (konstruktivní) metamorfóza je výsledkem migrace vodní páry od teplejšího povrchu půdy ke studenějšímu povrchu sněhové pokrývky. Migrace páry je způsobena tím, že ve spodní části sněhové pokrývky je vyšší teplota, a tudíž i vyšší tlak vodní páry než v části svrchní, která je chladnější. Výsledkem je vytvoření dutých pohárkových krystalů, které jsou mezi sebou slabě propojeny. A proto dochází ke snížení stability sněhové pokrývky. Třetím typem je melt-freeze (tavící) metamorfóza, která probíhá v případě oteplení, způsobeného zvýšením solární radiace. Nejprve roztají menší krystaly na povrchu pokrývky a voda z nich steče do nižších vrstev pokrývky, kde vlivem chladného mikroklimatu opět zmrzne. Tímto způsobem vzniká vrstva dobře spojených velkých ledových krystalů.

Vodní hodnota sněhu

Vodní hodnota sněhu (SWE) vyjadřuje množství vody, která by vznikla roztáním sněhové pokrývky. SWE může být vypočítána podle vzorce:

$$SWE = d \cdot (\rho_s / \rho_w)$$

Kde SWE je vodní hodnota sněhu, d je výška sněhové pokrývky [m], ρ_s je hustota sněhu [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$] a ρ_w je hustota vody (přibližně $1 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) (DeWalle a Rango 2008). Vodní hodnota sněhové pokrývky před začátkem období tání vyjadřuje zásobu vody naakumulované v povodí během zimy (Singh a Singh 2001).

Hustota sněhu

Hustota vyjadřuje hmotnost sněhu o určitém objemu. Hustota bývá udávána v g/cm^3 či kg/m^3 . Zpravidla nejnižší hustotu má čerstvě napadlý sníh (Tabulka 1). Hustota narůstá spolu se stářím sněhu, nárůst hustoty může být urychlen silným větrem, vysokou teplotou

či opakovaným táním sněhové pokrývky během zimy (Singh a Singh 2001). Dle Lundberg a Halldin (2001) dochází k zvyšování hustoty sněhové pokrývky v lese vlivem uvolňování sněhu z korun stromů. Na druhou stranu na volné ploše bývá naakumulováno větší množství sněhu než v lese, a tudíž zde dochází k výraznějšímu zvyšování hustoty vlivem hmotnosti sněhu.

Tabulka 1: Typické hodnoty hustoty pro různé formy sněhu (Seibert a kol. 2014)

Typ sněhu	Hustota [kg/m ³]
Nový sníh (bezvětří, nízké teploty)	10–30
Nový sníh (bezvětří)	50–70
Vlhký nový sníh	100–200
Sesedlý sníh	200–300
Hluboký starý sníh	200–300
Větrem zhuštěný sníh	350–400
Vlhký sníh	350–500
Firn	500–830
Ledovcový led	850–917

2.2 Ukládání sněhu v korunách stromů

Předtím než srážky dopadnou na zemský povrch, mohou být v zapojeném lese zachyceny v korunách stromů. Kapalné srážky bývají zachyceny adhezivními silami přímo k povrchu rostlin, a to pouze na krátkou dobu. Na rozdíl od kapalných srážek mohou sněhové srážky při vhodných klimatických podmínkách na vegetaci vydržet podstatně déle, někdy celé zimní období až do jarních měsíců. V tomto případě dochází k překrývání zachyceného sněhu dalšími vrstvami pevných srážek (Hříbik a Škvarenina 2007).

Zachycení atmosférických srážek vegetací je důležitou součástí vodní bilance. Část vody zachycené vegetací se nedostane k půdě, tudíž proces intercepce snižuje množství disponibilní vody v ekosystému (Krečmer 1968). Srážky, které jsou zachyceny na korunách stromů, mohou být dříve, než dosáhnou zemského povrchu, evaporovány či sublimovány do atmosféry. Dále mohou být zachycené srážky redistribuovány větrem, mohou vlivem tání z větví odkapávat či sklouzávat v pevném skupenství (DeWalle a Rango 2008). Srážky, které zachytí vegetace a později dojde k jejich výparu, jsou označovány termínem intercepční ztráta. Pojem porostní srážky označuje srážky, které jsou vegetačním krytem propuštěny (podkorunové srážky) nebo srážky, které stečou po kmeni stromů. Intercepční ztráta je

ovlivněna geografickými podmínkami (zeměpisná poloha, nadmořská výška, expozice svahu), meteorologickými vlivy (skupenství, velikost a intenzita srážek, směr a rychlost větru) a porostními podmínkami (druhové složení, věk a zápoj porostu) (Kantor 1983). Důležité při rozboru problematiky zachytávání tuhých srážek vegetací je rozlišení intercepce okamžité a intercepce celkové. Celková intercepce je vždy nižší než okamžitá, jelikož v průběhu času se část zachycených srážek dostává na zem vlivem větru či zvýšení teploty (Hříbik a Škvarenina, 2007). Nutné je brát v potaz významný vliv klimatu. V kontinentálním podnebí probíhá akumulace po celou zimní sezonu bez přerušování oblohou. Vliv na rozdíl množství uloženého sněhu v zimním období mezi volnou plochou a lesním porostem mají v oceánickém podnebí oblevy, díky kterým dochází k tání sněhu zejména na volných plochách. Může se tak stát, že v lese je naakumulováno větší množství sněhu než na přilehlé volné ploše (Pobědinskij a Krečmer 1984).

V korunách stromů se především zachytává sníh pocházející z atmosférických srážek vypadávajících z oblaků, dále sníh, který opadá z výše rostoucích větví. V menší míře je zachytávána i voda, která skapává z tajícího sněhu z vyšších částí stromu. V případě, kdy je vzduch přesycen vodní parou, dochází k její dekompozici na vegetaci. Na začátku srážkové události sněhové vločky propadávají mezi větvemi a zachytávají se pouze v nejmenších mezerách mezi nimi. Poté se v úzkých prostorech mezi jehlicemi vytvoří přemostění, které vytvoří souvislou plochu, jež uzavře mezeru mezi jehlicemi či větvemi. Tato souvislá plocha značně zvýší účinnost s jakou je sníh na větvi zachytáván (Obrázek 2). Sníh je na této ploše zadržen kohezní silou. Vliv na množství zachyceného sněhu mají meteorologické podmínky a také vlastnosti konkrétní vegetace (Pomeroy a Brun, 2001).

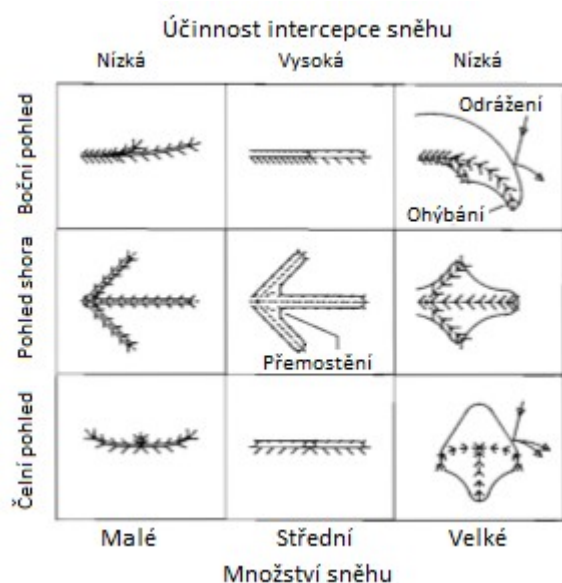
Vlastnosti vegetace

U jednotlivých druhů stromů hraje důležitou roli, zda se jedná o druhy stále zelené či opadavé. Významný vliv na zadržení sněhu má počet větví, úhel pod jakým větve rostou a jejich pružnost. Další faktory, které by teoreticky měly mít značný vliv na ukládání tuhých srážek, jsou délka jehlic a úhel, pod jakým rostou. Avšak většina studií ukazuje nevelký vliv rozdílnosti těchto faktorů mezi jehličnatými druhy (DeWalle a Rango 2008). Značný vliv na zachycení srážek má půdorys větví a plochy již zachyceného sněhu (Hedstrom a Pomeroy 1998).

Ukládání sněhu na větve stromů

Dle Hedstrom a Pomeroy (1998) je sníh na vegetaci zadržen těmito 3 činiteli: koheze mezi krystaly sněhu a povrchem vegetace, síla propojení mezi jednotlivými krystaly sněhu a nosnost větve. Koheze mezi sněhovými krystaly a větvemi či jehlicemi je způsobena velmi rychle se tvořícími mikrovazbami ledového či tekutého charakteru. Soudržnost sněhové vrstvy je dána vazbami mezi jednotlivými krystaly. Síla těchto vazeb se mění dle metamorfózy sněhové vrstvy závislé na teplotě. Obecně jsou tyto vazby silnější při nižších teplotách, naopak síla vazeb slábne s teplotou přibližující se bodu tání. Ohýbání větví pod tíhou naakumulovaného sněhu způsobuje snížení zachytné plochy a také sklouzávání sněhu na zem (Obrázek 2). Dle Schmidt a Pomeroy (1990) se zvýšením teploty nad $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ větve stávají ohebnějšími. Vztah mezi teplotou a pružností větví je lineární. Zvýšení pružnosti je výsledkem změny obsahu ledových krystalů ve větvích.

Obrázek 2: Diagram relativní účinnosti intercepce na okraji větve, závislé na ohybu větvi, odrazu dopadajících krystalů a vytvoření souvislé plochy přemostěním (Schmidt a Gluns 1991 – upraveno)



Dalším důležitým činitelem pro proces ukládání sněhu na vegetaci je odraz dopadajících částic sněhu od již zachycené sněhové vrstvy. Pravděpodobnost odrazu je závislá na síle vazeb mezi krystaly. Tato síla odpovídá tvaru a velikosti krystalů a také změnám teploty, kterými zachycená vrstva prošla v minulosti. Obecně platí, že menší krystaly tvoří hustší akumulaci s větším počtem vazeb na jeden krystal. Pohybová energie, krystalu dopadajícího na sněhovou vrstvu s vyšší hustotou, se stlačením sněhové vrstvy přemění na energii polohovou. Následně je dopadající krystal odmrštěn. Při dopadu krystalu na akumulaci

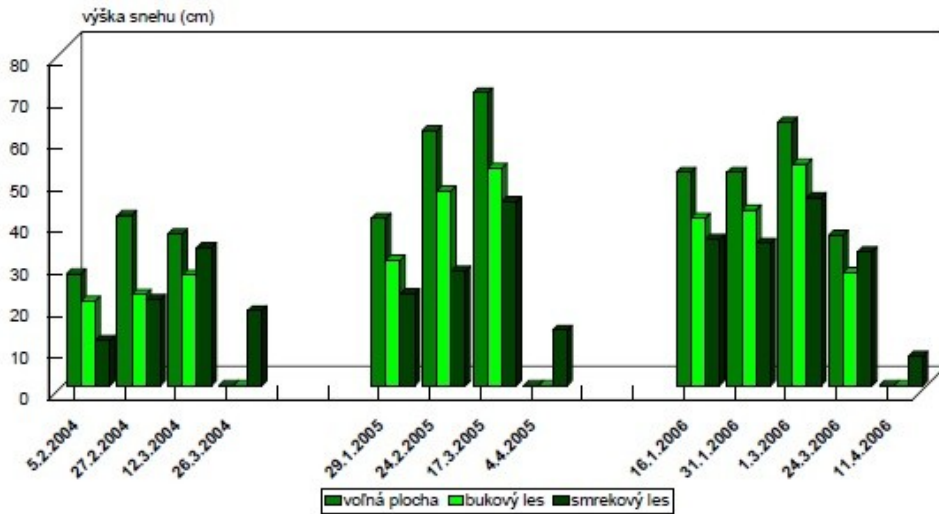
větších krystalů s nižší hustotou, dojde k vyčerpání značného množství pohybové energie na rozštěpení slabých vazeb mezi krystaly zachyceného sněhu a nezbyde dostatek energie na odmrštění krystalu dopadajícího. Větší větve zachytí podstatně více sněhu, jelikož ztráta krystalů vlivem odrazení je nejvyšší na okrajích větví. Zároveň platí, že vlivem naklonění plochy, která je způsobená ohybem větví, se zvyšuje pravděpodobnost odrazení dopadajícího krystalu (Obrázek 2). Odrazení dopadajících krystalů je nejúčinnější při teplotách nižších než $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, při teplotách blízcích se bodu tání se účinnost zachycení prudce snižuje (Schmidt a Gluns 1991).

Rozdíly mezi jehličnatými a listnatými druhy

Intercepční ztráta vertikálních srážek dospělého smrkového porostu se pohybuje mezi 25–41 %, u porostu bukového od 8 % do 22 %. Smrkový porost tedy zadrží zhruba o 16 % srážek více (Kantor 1983). Se vzrůstající vzdáleností od kmene jehličnatého stromu se zvyšuje výška i vodní hodnota podkorunové sněhové pokrývky. V případě listnatých druhů je tomu naopak (Pomeroy a Brun 2001). Podle výzkumu (Kantor 1979) byla výška sněhu v průběhu ukládání sněhu v obou sledovaných zimách (1975–76 a 1976–77) vyšší v bukovém porostu nežli v porostu smrkovém. Rozdíl mezi porosty i absolutní hodnoty výšek rostly do poloviny února. Od poloviny února se absolutní výšky i rozdíl mezi nimi snižovaly až do počátku období tání. Vodní hodnota sněhu byla podobně jako u výšky sněhu vyšší v bukovém porostu. Vývoj absolutních hodnot SWE i rozdílů mezi porosty byl obdobný jako u výšky sněhu, avšak maximálních hodnot i rozdílů dosáhla až na začátku období tání. Hustota sněhu byla ve smrkovém i bukovém porostu v obou zimách srovnatelná. Průběh hustoty sněhu měl v době ukládání sněhu obou zim s postupem času stoupající tendenci. V průběhu zimního období jsou patrné výkyvy, které jsou způsobeny akumulací nového prachového sněhu (snížení hustoty) a postupným uléháním sněhové pokrývky (zvýšení hustoty).

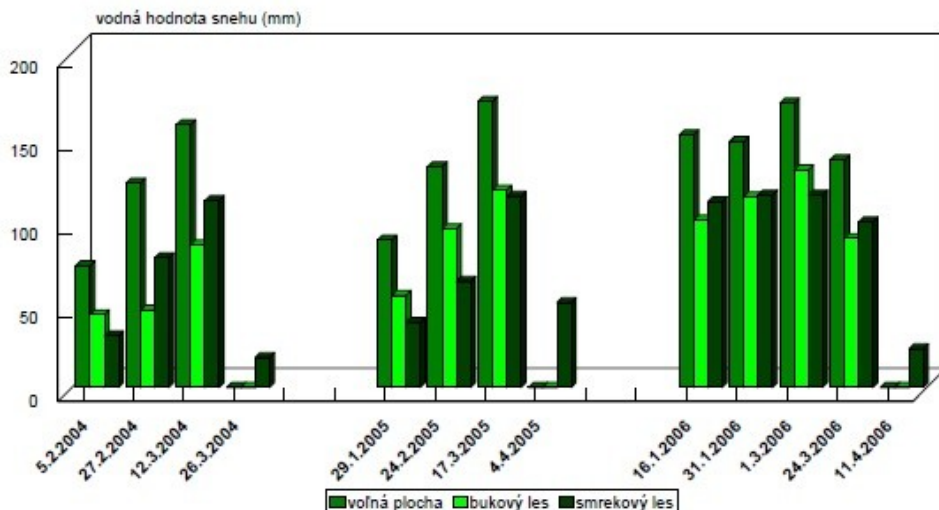
Podobný výzkum provedli i Hříbik a Škvarenina (2007), kteří navíc pozorovali i nezalesněnou plochu. Pozorován byl smrkový porost starý 20 let a bukový porost starý 25 let. Z Obrázku 3 vyplývá, že výška sněhu klesá v pořadí volná plocha > bukový porost > smrkový porost. Výjimku tvoří konec zimního období, kdy smrkový porost stíní sněhovou pokrývkou před slunečním zářením a vytváří bariéru proti advekci teplého vzduchu. V porovnání s bukovým porostem a volnou plochou dochází ve smrkovém porostu k roztání sněhu o 2 až 4 týdny později.

Obrázek 3: Výška sněhové pokrývky a její sezonní dynamika v zimách 2003/04 až 2005/06 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše (Hříbik a Škvarenina 2007)



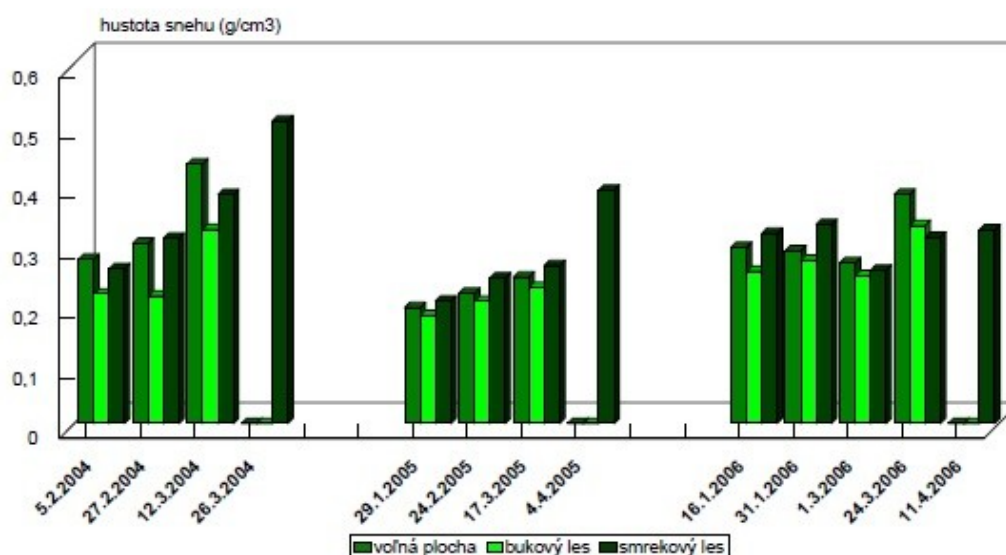
Podle Hříbik a Škvarenina (2007) vodní hodnota sněhu klesá v pořadí volná plocha > bukový porost > smrkový porost. Na Obrázku 4 je patrný vliv intercepce v smrkovém a bukovém porostu, který poněkud větší zásoby naakumulované vody. K podobným výsledkům došli i Mahat a Tarboton (2014), kteří pozorovali během tří let průměrně o 20 % vyšší SWE v listnatém lese než v lese jehličnatém. Dále autoři tvrdí, že přestože je na začátku období tání v lese naakumulováno méně sněhu, sníh taje nejrychleji na volné ploše, dále v listnatém lese a nejpomaleji v lese jehličnatém.

Obrázek 4: Vodní hodnota sněhu a její sezonní dynamika v zimách 2003/04 až 2005/06 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše (Hříbik a Škvarenina 2007)



Hustota sněhu se v průběhu zimního období výrazně mění. Ovlivněna je změnami teploty vzduchu a také opakovaným přemrzáním. Hustota sněhu klesá, na rozdíl od předchozích charakteristik, v pořadí bukový porost > volná plocha > smrkový porost (Obrázek 5). Nízké hodnoty hustoty v bukovém porostu jsou důsledkem teplého mikroklimatu opadavých bučin v zimním období. Nejvyšších hodnot dosahuje hustota sněhu ve smrkovém porostu na konci zimního období. Toto je způsobeno táním podkorunového sněhu, které je zapříčiněno teplotou vzduchu, a také opadem námrazy a ledových vrstev vzniklých zamrzáním odkapu sněhu v korunách (Hříbík a Škvarenina 2007).

Obrázek 5: Hustota sněhu a její sezonní dynamika v zimách 2003/04 až 2005/06 v lesních porostech buku a smrku a na volné ploše (Hříbík a Škvarenina 2007)

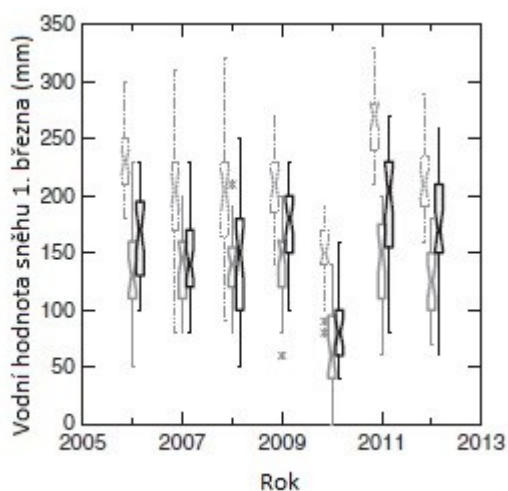


Stáří a zdravotní stav porostu

Struktura lesa může být přeměněna disturbancemi, jako například požárem, polomem či napadením hmyzu (Pugh a Small 2013). Podle studie (Winkler a kol. 2014) jsou koruny napadených stromů s jehlicemi, které se vlivem nedostatku vláhy přemění na červené až hnědé, schopny zachytit podobné množství sněhových srážek jako stromy nenapadené hmyzem, jejichž jehlice jsou zelené. Zřejmý rozdíl nastane až ve chvíli, kdy dojde k opadu jehlic (Winkler a kol. 2014). Rozdíl celkových intercepčních ztrát byl mezi napadeným a zdravým porostem v letech 2006–2008 v průměru 7 %. V letech 2010–2012, po opadání jehlic v napadeném porostu, činil průměrný rozdíl intercepčních ztrát 18 % (Obrázek 6). Porost, který je zde popsán jako zdravý, je ve studii (Winkler a kol. 2014) dospělý les

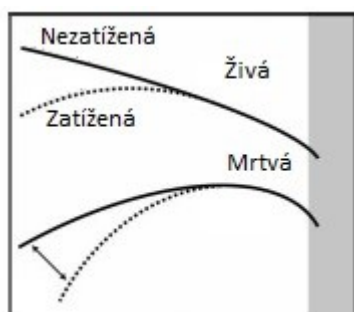
skládající se z více druhů jehličnanů, který má simulovat typický zelený les po napadení hmyzem. Ztrátu jehlic prodělalo v tomto lese 20 % stromů. Napadený porost, byl rozvolněnější jednodruhový. V prvním roce měření měl porost jehlice zelené, v ostatních letech červené. Ztrátou jehlic v průběhu studie bylo zasaženo 58 % stromů tohoto porostu.

Obrázek 6: Vodní hodnota sněhu z 1. března na volné ploše (šedě, tečkovaně), v napadeném lese (černě) a ve zdravém lese (šedě) (Winkler a kol. 2014 – upraveno)



Podobný rozdíl celkové intercepční ztráty mezi zdravým a napadeným lesem prezentují i Pugh a Small (2013), kteří se však zabývali i rozdílem okamžité intercepce mezi napadeným a zdravým lesem. Výsledkem jejich výzkumu je zjištění, že zdravý les zachytí více než o polovinu vyšší množství tuhých srážek než les mrtvý. Tento rozdíl je dán nejen celkovým zmenšením zachytne plochy korun po opadání jehlic, ale také změnou pružnosti větví po odumření. Větve na mrtvých stromech jsou ohnuté směrem k zemi, což vede ke zvětšení úhlu ohnutí větve po zatížení sněhem. Je proto vyšší pravděpodobnost, že zadržený sníh z větve sklouzne (viz Obrázek 7).

Obrázek 7: Tvar a ohyb větví pozorovaných ve zdravém a mrtvém lese (Pugh a Small 2013 – upraveno)



Vliv na zachycení pevných srážek má též různověkost vegetace. Více sněhu je zachyceno v lese s více etážemi (Hříbik a Škvarenina 2007). S přibývajícím věkem mladý porost zachytává větší množství srážek. Nejméně srážek k zemi propouští porost středního věku. Při dalším stárnutí porostu, které obnáší snížení zakmenění a rozvolnění zápoje, se vodní hodnota podkorunové akumulace opět zvyšuje. Výška sněhu v mladším (19 let) porostu je o 54 % nižší než v porostu 73 let starém. Obdobně i vodní hodnota sněhu se liší o 50 % (Pobědinskij a Krečmer 1984).

2.3 Meteorologické podmínky ovlivňující intercepci sněhu

Teplota vzduchu

Teplotní podmínky ovlivňují velikost, vlhkost a hustotu částic tuhých vertikálních srážek. Podle Pobědinskij a Krečmer (1984) v oblastech, kde padají sněhové srážky při teplotě vzduchu blízké 0 °C, se na vegetaci zachycuje větší množství sněhu, než v oblastech, kde ke sněžení dochází při teplotách výrazně nižších. Při nižších teplotách sněží drobnější a sušší sněhové částice, které snadněji proniknou vegetací k půdnímu povrchu. Teplota vzduchu také ovlivňuje sílu adheze mezi povrchem vegetace a sněhem. Účinnost adheze vzrůstá se zvýšením teploty a jejím přiblížením k bodu mrazu (Miller 1964). Avšak podle Schmidt a Gluns (1991) naopak při vyšší teplotě, kdy padají sněhové srážky o vyšší hustotě, dochází k nižšímu zadržení vegetací. Autoři vychází z teorie, že pro vytvoření záchytné plochy přemostěním (viz 2.2), je nutné vyplnění prostoru mezi jehlicemi až k jejich koncům. K vyplnění těchto mezer dojde rychleji v případě, kdy sněží částice s nižší hustotou. Při nižších teplotách dochází k menšímu zatížení větví zachyceným sněhem, k nejvyššímu zatížení dochází při teplotě blízké bodu mrazu (Miller 1964). Pomeroy a Brun (2001) tvrdí, že proces intercepce je účinnější při nižších teplotách kvůli nižší hustotě čerstvě napadlého sněhu. Z toho plyne, že při procesu intercepce záleží na souhrě více faktorů, v tomto případě teploty, struktury koruny a faktu, zda je již v koruně stromů sníh zachycen.

Srážky

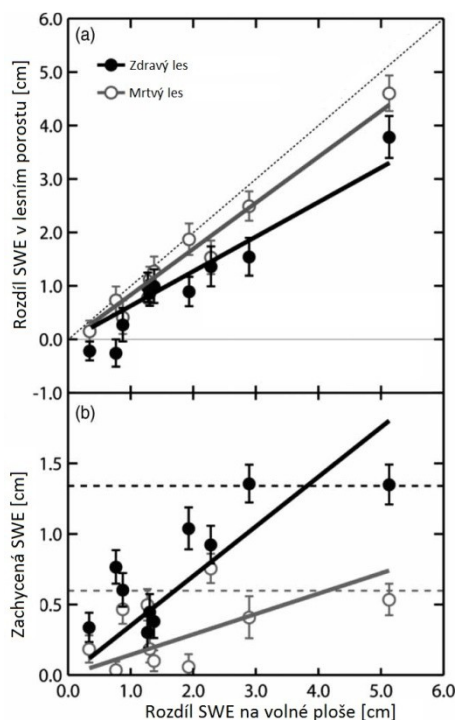
Z Tabulky 2 vyplývá, že se při zvýšení síly srážek, se sníží podíl zachyceného sněhu v korunách stromů oproti množství sněhu naakumulovaného na volné ploše. K podobným závěrům došli i McNay a kol. (1988), kteří našli nelineární vztah mezi množstvím sněhu propuštěného vegetací a silou srážkových událostí do 15 cm a lineární závislost v případě srážkových událostí silnějších.

Tabulka 2: Propouštění srážek tuhého skupenství při různé síle sněžení korunami borového porostu (upraveno z Pobědinskij a Krečmer 1984)

Síla sněžení [mm]	0,1–0,5	0,6–1,0	1,1–3,0	3,1–5	5,1–10,0	> 10,0
Propuštěné srážky [%]	17,1	43,6	55,6	63,8	73,5	81,4

Vodní hodnoty zachyceného sněhu ve zdravém lese významně korelují se silou srážek, avšak u lesa mrtvého toto neplatí (Obrázek 8b). Rozdíly SWE (Obrázek 8a) po jednotlivých srážkových událostech v obou lesích silně korelují s rozdíly SWE na volné ploše (Pugh a Small 2013). Dle Schmidt a Gluns (1991) se s nárůstem síly srážkové události zvyšují rozdíly v schopnosti zachycení sněhu mezi větvemi jednotlivých jehličnatých druhů. Nízké intercepční ztráty mohou být způsobeny kombinací 2 činitelů, a to horizontálními srážkami, čili námrazou, a častými oblevami v zimním období (Kantor 1979).

Obrázek 8: Rozdíl SWE po srážkové události pro volnou plochu, zdravý les a mrtvý les (a) SWE zachyceného sněhu a SWE pro volnou plochu po srážkové události (b); přerušované čáry ukazují průměrné maximální hodnoty intercepce a chybové úsečky představují směrodatnou odchylku (Pugh a Small 2013 – upraveno)



Vítr

I velmi mírný vítr zvýší pohybovou energii padajícího sněhu. Větrem zrychlené sněhové krystaly, které dopadají na vrstvu vegetací zadržného sněhu, přispívají k zhutnění naakumulovaného sněhu. Některé sněhové krystaly mají tolik pohybové energie, že po jejím přeměnění na energii polohovou, je vymrštěn nejen dopadající krystal, ale i krystaly zachycené již dříve (Schmidt a Gluns 1991).

2.4 Evaporace a redistribuce sněhu

Sníh zachycený v korunách stromů je postupem času redistribuován větrem, sublimován, či se vlivem oteplení dostává k zemi, ať už v pevném, kapalném či plynném skupenství (Pomeroy a Brun 2001). Předpovědět množství sněhu, jež nakonec dosáhne země, je velice komplikované, stejně jako načasování toho procesu, jelikož je ovlivněn mnoha činiteli. Na časový průběh uvolnění zachyceného sněhu mají hlavní vliv tyto meteorologické podmínky: rychlost větru, sluneční radiace a teplota vzduchu (DeWalle a Rango 2008).

Evaporace

Zachycený sníh je patrovitě rozprostřen v korunách stromů a je exponován velkému objemu okolního vzduchu. Povrchová plocha sněhu zachyceného v korunách stromů je 60krát až 1800krát větší než povrch sněhové pokrývky na zemi, intercepce tedy vytváří vhodné podmínky pro sublimaci (Pomeroy a Brun 2001). Dopad na účinnost sublimace mají klimatické podmínky. Podle Troendle a Meiman (1986) v hustém jehličnatém lese v mírném kontinentálním klimatu sublimuje 30–50 % ročního úhrnu sněhových srážek. „V horském boreálním lese sublimuje 25–45 %.“ (Pomeroy a Gray 1995 cit. v Montesi a kol., 2004, s. 764). V oceánickém klimatu jsou důležitějším činitelem při uvolňování zachyceného sněhu spíše procesy sklouzávání a skapávání, které uvolní sníh rychleji, než může být v korunách sublimován (Storck a Lettenmaier 2002). Dle Lundberg a Halldin (2001) vzroste při tání sněhu vystavená plocha kvůli přeměně sněhových částic na více menších kapek vody. Rychlost větru se často zvyšuje, když teplota dosahuje 0 °C. Díky těmto dvěma faktorům dochází k významné evaporaci z tajícího sněhu.

Sklouzávání sněhu a skapávání tavné vody

Tání zachyceného sněhu způsobuje jeho skapávání a sklouzávání na zem. Množství srážek, které se v kapalně formě dostanou k zemi, závisí na množství dostupné energie

a na rychlosti větru. Vlivem větru je snižována míra nasycení vzduchu vodní parou, a tudíž dochází k vyšší evaporaci. Nejvíce vody z korun skape při teplém radiačním počasí při bezvětří (Bründl 1997). Sklouzávání sněhové vrstvy je výsledkem nestabilního prostředí, které je vytvořeno uložením sněhu na velice šikmých plochách či vytvořením pružné deformace, jež je výsledkem ohnutí větve vlivem zatížení sněhem. Toto nestabilní prostředí může být lehce narušeno vlivem větru. Vrstva sněhu zachycená ve větvích, může být uvolněna i bez zásahu větru. Proces sklouzávání sněhové hmoty je vyvolán opadem sněhu z vyšších větví či zvýšením teploty, což má za následek rozvolnění vazeb, vytvořených mezi vegetací a sněhem, či vytvoření kapalné vrstvy, po které sníh sklouzává. Přestože je uvolněno velké množství částečně natátého sněhu, je díky nashromážděné polohové energii a kaskádové reakci při shazování sněhu z níže položených větví, spotřebováno pouze malé množství tepelné energie (Miller 1966). Zvýšením teploty narůstá pružnost větví (viz kapitola 2.2) a dochází ke zvětšování úhlu uklonění větví, jehož následkem dochází ke sklouzávání sněhových mas.

Rozdíly mezi jehličnatými a listnatými druhy

Kantor (1979) při zkoumání bukového a smrkového porostu popsal příčinu rozdílu zásob ve sněhové pokrývce obou porostů. Ve sledované zimě (1976–77) byl úhrn podkorunových srážek, vlivem celkově spíše mírného průběhu zimy s přítomností oblev a častým výskytem horizontálních srážek, v obou porostech podobný. Avšak ve smrkovém porostu byla vodní hodnota sněhu až o 70 % nižší, než v porostu bukovém. Tento rozdíl je zapříčiněn odlišným poměrem tuhých a kapalných srážek, které se dostaly k půdě. Bukový porost zachytil pouze malé množství tuhých srážek a většina z nich se naakumulovala na zemi, kde během oblev docházelo ke změně struktury a hustoty sněhové pokrývky, avšak množství vody v pokrývce zůstávalo přibližně stejné. Smrkový porost zachytil výrazně větší množství srážek. Srážky zachycené v korunách smrku v průběhu oblev tály a skapávaly z větví k zemi, kde pronikly sněhovou pokrývkou až k nezamrzlé půdě, do které se následně vsákly.

2.5 Měření množství zachyceného sněhu a evaporace

Pro parametrizaci procesu intercepce v meteorologických a hydrologických modelech je nutné nashromádit prostorově reprezentativní data s vysokým časovým rozlišením, která popisují rozmanité meteorologické situace. Kvůli vysoké variabilitě průběhu srážkových událostí je nutné využívat víceleté datové řady (Lundberg a Halldin 2001).

Přímé měření množství zachyceného sněhu v korunách stromů a jeho variability je možné prostřednictvím vážení jednotlivých stromů, dále pomocí sledování změn charakteristik gama záření procházejícího lesním porostem (Lundberg a Halldin 2001). Při druhém uvedeném měření jsou v lese umístěny dvě věže, na jedné je zavěšen zdroj záření a na druhé detektor. Paprsky vyslané od zdroje k detektoru jsou zeslabovány vlivem přítomnosti ledu či sněhu v korunách stromů. V případě, kdy je během měření možné měnit výšku umístění zdroje a detektoru záření, lze ve výsledných datech dobře zachytit vertikální variabilitu zachyceného sněhu (Lundberg a kol. 1998). Výhodnou těchto metod je kontinuální záznam o množství zadržovaného sněhu. Metoda vážení stromů provádí výzkum pouze v malém měřítku (úroveň 1 stromu), kdežto metoda využívající gama záření pracuje v měřítku stanovištním. Nevýhodami měření pomocí gama záření jsou vysoké náklady, práce s radioaktivními zdroji a údržba měřicího zařízení je také časově náročná. Nevýhodou monitorování změn váhy stromů je obtížná aplikace této metody do hustě zapojeného lesa, jelikož větve okolních stromů by zkreslovaly výsledky měření (Lundberg a Halldin 2001). Friesen (2008) vychází při přímém měření intercepce dešťových kapek z předpokladu, že změna zatížení koruny způsobuje změnu v míře stlačení dřeva v kmenové části. Pomocí potenciometru měří kompresi kmene a z naměřených dat určuje množství zachycené vody. Tuto metodu pro měření sněhové intercepce použili například Martin a kol. (2013).

Podkorunové srážky mohou být měřeny pomocí klasických srážkoměrů, které ovšem podhodnocují úhrn tuhých srážek, a to kvůli působení větru (Ptáček 2012). K měření mohou být použity srážkoměry vyrobené z plastových fólií, tyto srážkoměry kvůli zahřívání fólie však mohou ovlivnit měření evaporace (Lundberg a Halldin 2001). Tyto srážkoměry jsou tvořeny fóliovou vrstvou, která je rozprostřena pod korunami stromů a je ukloněna ke klasickému srážkoměru, do kterého svádí všechny srážky (Baird a Wilby 1999).

Jediný prostředek pro přímé měření evaporace sněhu z korun stromů je měření pomocí metody vířivé kovariance. Touto metodou lze změřit celkovou evaporaci a musí tedy být doplněna o měření transpirace a evaporace sněhové pokrývky pod korunami stromů. Avšak v nehomogenním lese může být obtížné určit zdroje toků energie (Lundberg a Halldin 2001).

Nejběžnější metodou pro určení evaporace vlivem intercepce je dle Lundberg a Halldin (2001) měření rozdílů mezi sněhovými pokrývkami v lesním porostu a na přilehlé otevřené ploše. Tato metoda měření je prováděna i katedrou fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty UK (např.: Kučerová a Jeníček 2014). Autoři doporučují tuto metodu

pro lokality s vysokým úhrnem srážek, jelikož rozdíl v tání spodních částí sněhových pokrývek a rozdíl v evaporaci mezi volnou plochou a lesem nezpůsobuje velké chyby v případě většího množství naakumulovaného sněhu. Kvůli rozdílné rychlosti povrchového tání sněhové pokrývky je měření vhodné pro lokality, které nejsou příliš ovlivněny oblevami v průběhu zimy. Působení intercepce lze též zkoumat pomocí pozorování průtoků 2 podobných povodí, z nichž pouze jedno je zalesněné. Rozlišení vlivu evaporace zachyceného sněhu od působení ostatních faktorů však nelze rozeznat.

Floyd a Weiler (2008) využili digitálních fotoaparátů pro vytvoření nízkonákladového pozorovacího systému, který dokáže zaznamenat akumulaci a ablacii sněhové pokrývky (v korunách i pod nimi), formu srážek (kapalné či tuhé), zachytávání a uvolňování sněhu z korun stromů, vodní hodnotu podkorunových srážek a výšku sněhové pokrývky na zemi. Díky krátkému časovému rozestupu snímků je možné zaznamenávat situace, kdy vlivem kapalných srážek dochází k rychlému uvolňování sněhu z korun stromů.

2.6 Modelování intercepce sněhu

Dle DeWalle a Rango (2008) lze modely intercepce rozdělit na jednoduché a komplexní. Jednoduché modely vycházejí z rozdílných vlastností sněhové pokrývky naměřených v lese a na přilehlé volné ploše. Tyto modely jsou používány především v oblastech s chladnějším klimatem, kde evaporace hraje významnou roli v procesu uvolňování zachyceného sněhu. Pomeroy a kol. (2002) prezentovali model pro určení lesní sněhové pokrývky podle rovnice:

$$S_f = S_c \{1 - [0.144 \ln(\text{LAI}) + 0.223]\}$$

Kde S_f je akumulace sněhu pod korunami stromů [mm], S_c je akumulace sněhu na volné ploše [mm], LAI je zimní leaf area index, který je bezrozměrný.

Komplexní modely zohledňují i další faktory, jako například: výši zachyceného sněhu v korunách, uvolňování sněhu v průběhu času vlivem tání, evaporace či větru, intenzitu srážek apod. Hedstrom a Pomeroy (1998) vytvořili fyzikálně založený model, který popisoval proces ukládání a zadržení sněhu v korunách stromů pro stanovištní úroveň. Vstupními daty byly kromě meteorologických ukazatelů také údaje o stanovišti, které bylo popsáno pomocí Leaf area indexu. Akumulace a zadržování sněhu bylo též modelováno na úrovni jednotlivých větví (Schmidt a Gluns 1991) či korun stromů. Modelování intercepce na úrovni jednotlivých stromů je užitečné hlavně pro pochopení samotného procesu intercepce, nepraktická je však jejich aplikace pro stanovištní úroveň či úroveň celého povodí (Pugh a Small 2013).

Lundberg a Halldin (2001) rozdělují modely evaporace sněhu z korun stromů do 3 hlavních skupin. První druh modelů je založen na kombinaci rovnic popisujících energetickou bilanci a přenos hmoty. Například Calder (1990) simuloval uložení a uvolnění sněhu a vody v koruně odděleně, ve dvou úložištích. Sublimace, vypařování vody či tání záviselo na povrchové teplotě sněhu. Rozdíl mezi úložišti byl také v přidělené hodnotě aerodynamické resistance, která je rozdílná pro vodu a sníh, jelikož vystavená plocha je větší u vyššího počtu malých kapek vody než u menšího počtu větších sněhových částic. Další druh modelů je založen na pozorování energetické bilance nad lesním porostem. Tok tepla se výrazně mění dle toho, zda je v korunách stromů přítomen sníh či nikoliv. Za přítomnosti sněhu v koruně stromu převládá v toku tepla výrazně teplo latentní nad teplem zjevným. Tento model použili například Nakai a kol (1999). Třetí druh modelů popisuje evaporaci pomocí koeficientu, který vyjadřuje expozici, množství a stáří zachyceného sněhu ve vztahu k jednotlivým částicím ledu.

Množství zachyceného sněhu je závislé na hustotě zápoje lesa, který lze vyjádřit například pomocí Leaf area indexu (LAI). LAI je stanoven prostřednictvím hemisférických snímků pořízených digitálním fotoaparátem, avšak pouze pro malé území (Hedstrom a Pomeroy 1998). Lundberg a kol. (2004) prezentovali způsob pro určování hustoty zapojení lesa (například pomocí LAI), prostřednictvím družicových dat. Autoři propojili míru zapojení lesního porostu s normalized difference snow indexem (NDSI) získaným ze snímku Landsat TM. Varhola a Coops (2013) vyjádřili zápoj lesa, výšku porostu a další charakteristiky vegetace pomocí leteckého laserového skenování. Autoři našli vztah mezi takto získanými daty a sadou spektrálních ukazatelů snímků Landsat TM. Touto metodou lze získávat data o množství sněhu naakumulovaného pod korunami stromů, pro distribuovaný model simulující velké oblasti.

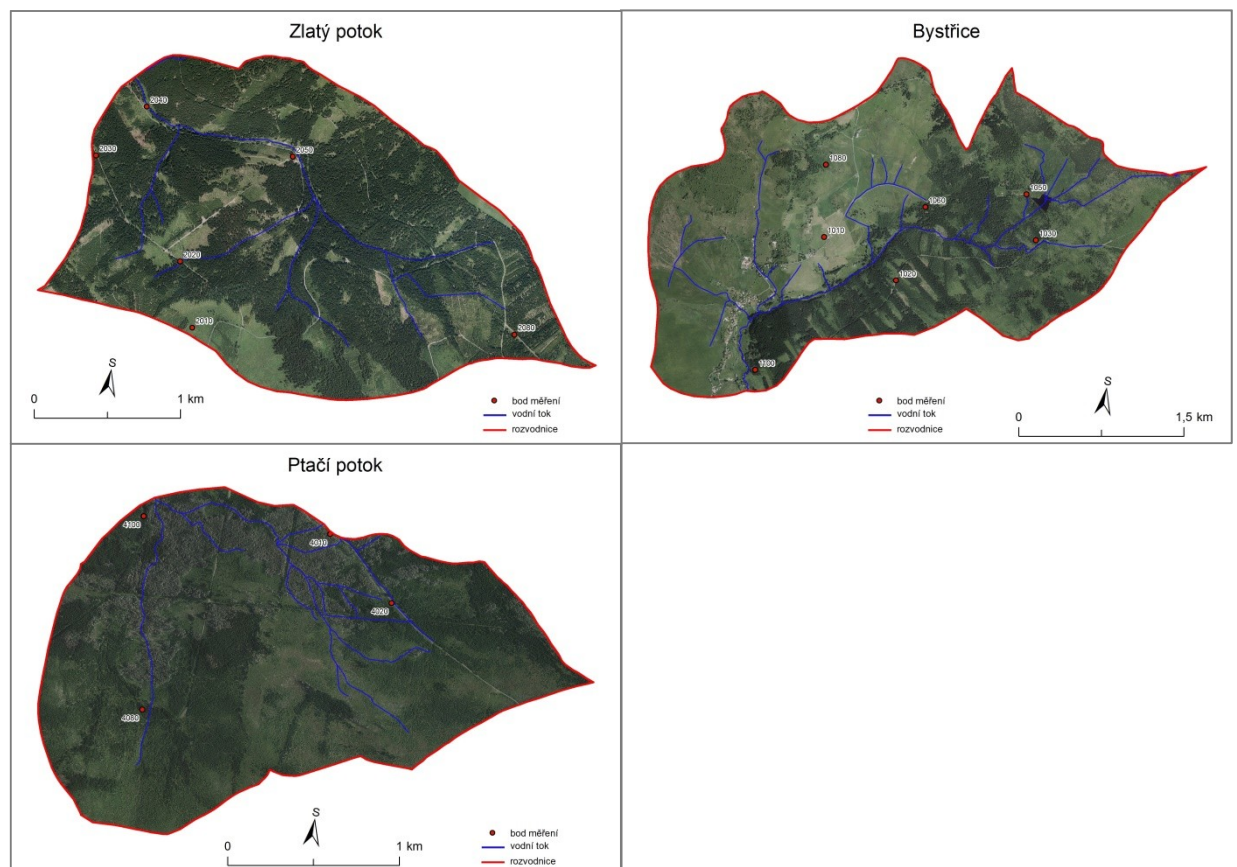
3 Materiál a metody

3.1 Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území

Vymezení zájmového území

V této práci jsou použita data ze dvou povodí v Krušných horách (Bystřice a Zlatý potok) a z povodí Ptačího potoka, které se nachází na Šumavě (Obrázek 9). Experimentální povodí Bystřice je vymezeno rozvodnicí a závěrovým profilem, jenž se nachází severovýchodně od obce Abertamy, ve výšce 854 m n. m. Nevyšším položeným bodem v povodí je vrchol Nad Rýžovnou (1054 m n. m.). Povodí Zlatého potoka se nachází severozápadně od obce Boží Dar na hranicích s Německem. Na území Německa se nalézá malá část tohoto povodí. Nejvyšší bod se nachází ve východním výběžku povodí v nadmořské výšce 1030 m n. m. Poblíž osady Zlatý Kopec se vyskytuje závěrový profil povodí v nadmořské výšce 767 m n. m.

Obrázek 9: Ortofotosnímky zájmových územích (CENIA, DIBAVOD)



Povodí Ptačího potoka se nachází v centrální části Šumavy zhruba 5 km jižně od obce Modrava při hranicích Německa, na jehož území zasahuje drobnou částí své plochy. Ptačí potok pramení na západním svahu Černé hory ve východní části povodí. Zájmové povodí je vymezeno rozvodnicí a závěrovým profilem, který se nachází u Ptačí nádrže a je nejnižším bodem povodí (1127 m n. m.). Zde se do Ptačího potoka vlévá levostranný přítok pramenící na svahu Malé Mokřůvky (1330 m n. m.), nejvyššího vrcholu povodí.

Geologický a geomorfologický přehled

Obě krušnohorská povodí se nacházejí ve vrcholové části Krušných hor. Krušné hory jsou jednostranně ukloněné kerné pohoří, které bylo vyzdvižováno podél podkrušnohorského prolomu od konce miocénu a začátku pliocénu. Na České straně pohoří se nachází příkrý svah zlomového původu s konvexním vyklenutím vrcholové oblasti. Na severní straně pohoří se nachází svah mírněji ukloněný. Ve vrcholových částech pohoří je možno rozeznat pozůstatky předoligocenní paroviny, z nichž nejvýše položený se nachází u Božího Daru (Svoboda 1964). Povodí Bystřice je tvořeno převážně paleozoickými fylity. Východní část je tvořena nezpevněnými sedimenty (rašelina). Podloží severovýchodní části povodí je granitové, v severní části povodí se nachází terciérní vulkanické horniny. Povodí Zlatého potoka je téměř výhradně tvořeno paleozoickými fylity (GEOČR50).

Všechna zkoumaná povodí náleží podle geomorfologického členění do Hercynského systému a do provincie Česká vysočina. Krušnohorská povodí jsou zařazena do okrsku Jáchymovská pahorkatina (Tabulka 3).

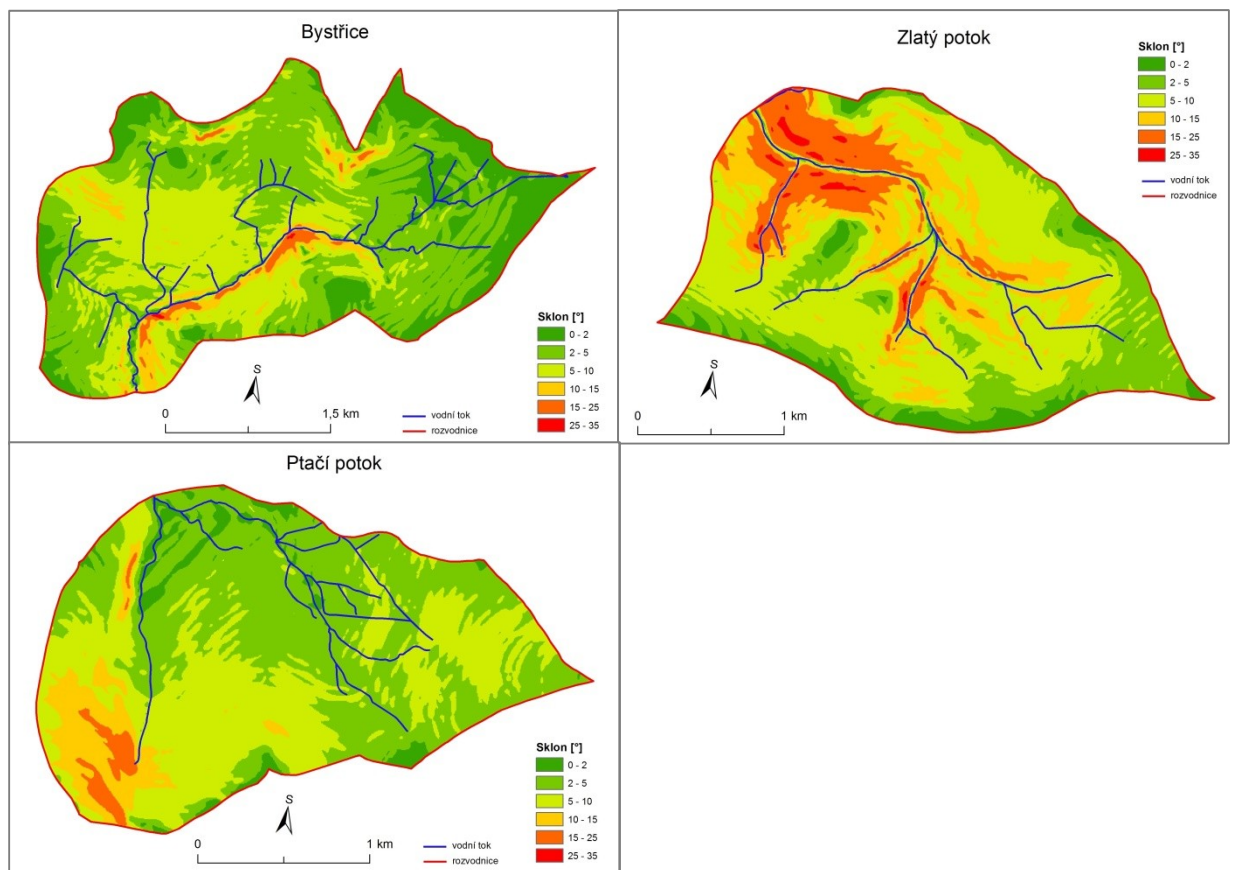
Tabulka 3: Zařazení zájmových území v geomorfologické členění reliéfu (Balatka a Kalvoda 2006)

Povodí	Subprovincie	Oblast	Celek	Podcelek	Okrsek	Podokrsek
Bystřice	Krušnohorská subprovincie	Krušnohorská hornatina	Krušné hory	Klínovecká hornatina	Jáchymovská hornatina	Abertamská Hornatina
Zlatý potok	Krušnohorská subprovincie	Krušnohorská hornatina	Krušné hory	Klínovecká hornatina	Jáchymovská hornatina	Božídarská hornatina
Ptačí potok	Šumavská subprovincie	Šumavská hornatina	Šumava	Šumavské pláně	Kvildské pláně	Roklanské Pláně

Šumava je částí krystalinika Českého masivu. Podloží velké části Šumavy je tvořeno centrálním moldanubickým masivem. Moldanubikum se skládá z metamorfovaných krystalických břidlic, migmatitů a dále z granitoidů. Podobně jako v Krušných horách došlo

i na území Šumavy v obdobích tektonického klidu před koncem druhohor ke zformování paroviny, která byla pokryta mocným pláštěm zvětralín. V oligocénu dochází k vyklenutí zarovnaného krystalického podkladu v tomto území. Od konce třetihor dochází k výzdvihu území (o 1000 m) vlivem orogeneze. Povodí Ptačího potoka se nachází v centrální části pohoří v Šumavských pláních, které se vyznačují mírně zvlněným reliéfem s širokými údolními. Tento reliéf je pozůstatkem vyzdviženého zarovnaného povrchu, který doposud není přemodelován zpětnou erozí vyvolanou výzdvihem pohoří (Chábera 1987). Podloží povodí Ptačího potoka je tvořeno paleozoickými granity a migmatity a dále kvartérními sedimenty, a to zpevněnými i nezpevněnými (GEOČR50). Ze tří experimentálních povodí má nejvyšší průměrnou sklonitost povodí Zlatého potoka, konkrétně 8,9° (Obrázek 10). Průměrná sklonitost v povodí Ptačího potoka je 5,7° a v povodí Bystřice 4,9° (ZABAGED).

Obrázek 10: Mapy sklonitosti zájmových území (ZABAGED)

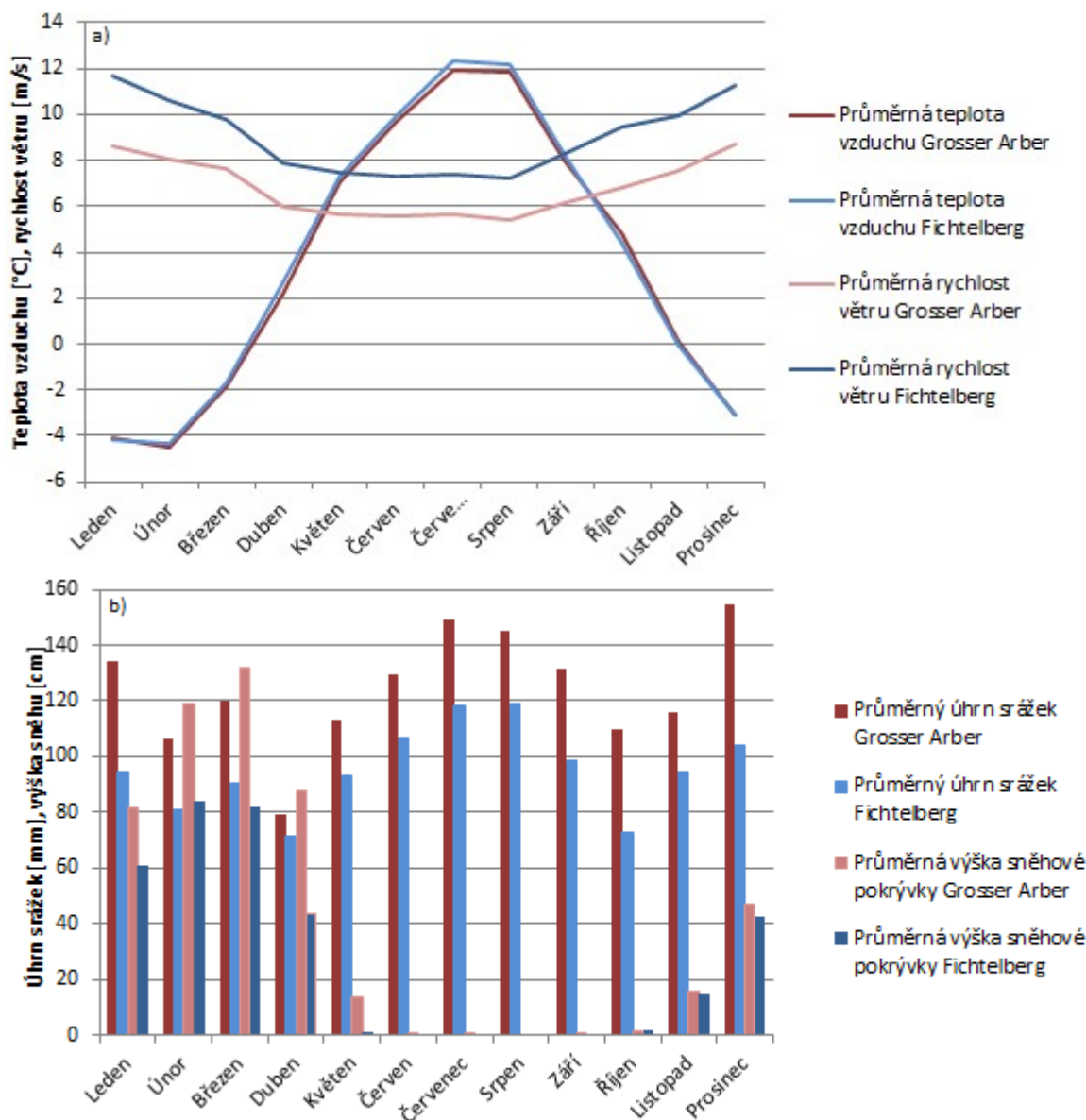


Klima

Klima v zájmových povodích bude popsáno dle dat z klimatických stanic Německé meteorologické služby (Obrázek 11 a), b). Klimatické podmínky v krušnohorských povodích

jsou vztaženy ke stanici Fichtelberg, která je od sledovaných povodí vzdálena 7 km. Klima v povodí Ptačího potoka bude popsáno dle dat ze stanice Grosser Arber, která je sice od sledovaného povodí vzdálena 30 km, avšak je situována podobně jako zkoumané povodí ve vrcholové části návětrného svahu pohoří, a tudíž lze předpokládat obdobné klimatické podmínky.

Obrázek 11: Průměrné měsíční hodnoty z klimatických stanic Fichtelberg a Grosser Arber z období leden 1983 – leden 2015 a) teplota vzduchu a rychlost větru b) úhrn srážek a výška sněhové pokrývky (DWD)



Vlivem lokalizace povodí na návětrných stranách pohoří se zájmová území řadí k výrazně nadprůměrným místům v Česku, co se týče úhrnu srážek. Roční chod srážek je v zájmových územích poměrně vyrovnaný. V oblasti Krušných hor je v průběhu celého roku

výrazně nižší úhrn srážek a v návaznosti na tento fakt je i v průběhu zimní sezony v Krušných horách nižší průměrná výška sněhové pokrývky. Teplota vzduchu je v obou oblastech srovnatelná. Rychlost větru, která výrazně ovlivňuje ukládání sněhu, je vyšší v Krušných horách. Dle Chábery (1987) se obecně na Šumavě akumuluje méně sněhu než v jiných českých pohořích s podobnou nadmořskou výškou kvůli vlivu fénového efektu Alp.

Hydrologie

Všechna sledovaná povodí spadají do úmoří Severního moře. Většina krušnohorské oblasti je odvodňována řekami Ohří a Bílinou (Svoboda 1964). Část pohoří náleží do povodí německých vodních toků. Bystřice protéká zájmovým povodím od pramene ve východní části jihozápadním směrem. Po soutoku s Bílou Bystřicí se otáčí na východ a dále se vlévá do Ohře, která ústí do Labe. Zlatý potok pramení v severovýchodní části pozorovaného povodí, jímž protéká západním směrem. Na území Německa se Zlatý potok vlévá do Schwarzbachu, jenž ústí do Cvikovské Muldy, která je jednou ze zdrojnic řeky Muldy ústící do Labe. Převážná část Šumavy je odvodňována horním tokem Vltavy (východní část) a Otavou (západní část), pouze malé území patří do povodí Dunaje. Poté co Ptačí potok opustí experimentální povodí, pokračuje dále na sever, kde se vlévá do Modravského potoka, po jeho soutoku s Roklanským potokem vzniká Vydra, jedna ze zdrojnic Otavy. Otava se u Zvíkova vlévá do Vltavy, která ústí do Labe (Chábera 1987). V tabulce 4 jsou uvedeny vybrané charakteristiky zájmových území.

Tabulka 4: Hydrologické charakteristiky zájmových území (DIBAVOD, ZABAGED)

Povodí	Plocha povodí [km ²]	Délka rozvodnic [km]	Délka toku [km]	Úhrnná délka toků [km]	Průměrný sklon [°]
Bystřice	9	15,1	5,4	19,7	4,9
Zlatý p.	5,5	9,9	3	9,2	8,9
Ptačí p.	8,5	4,1	2,2	9	5,7

Půdy

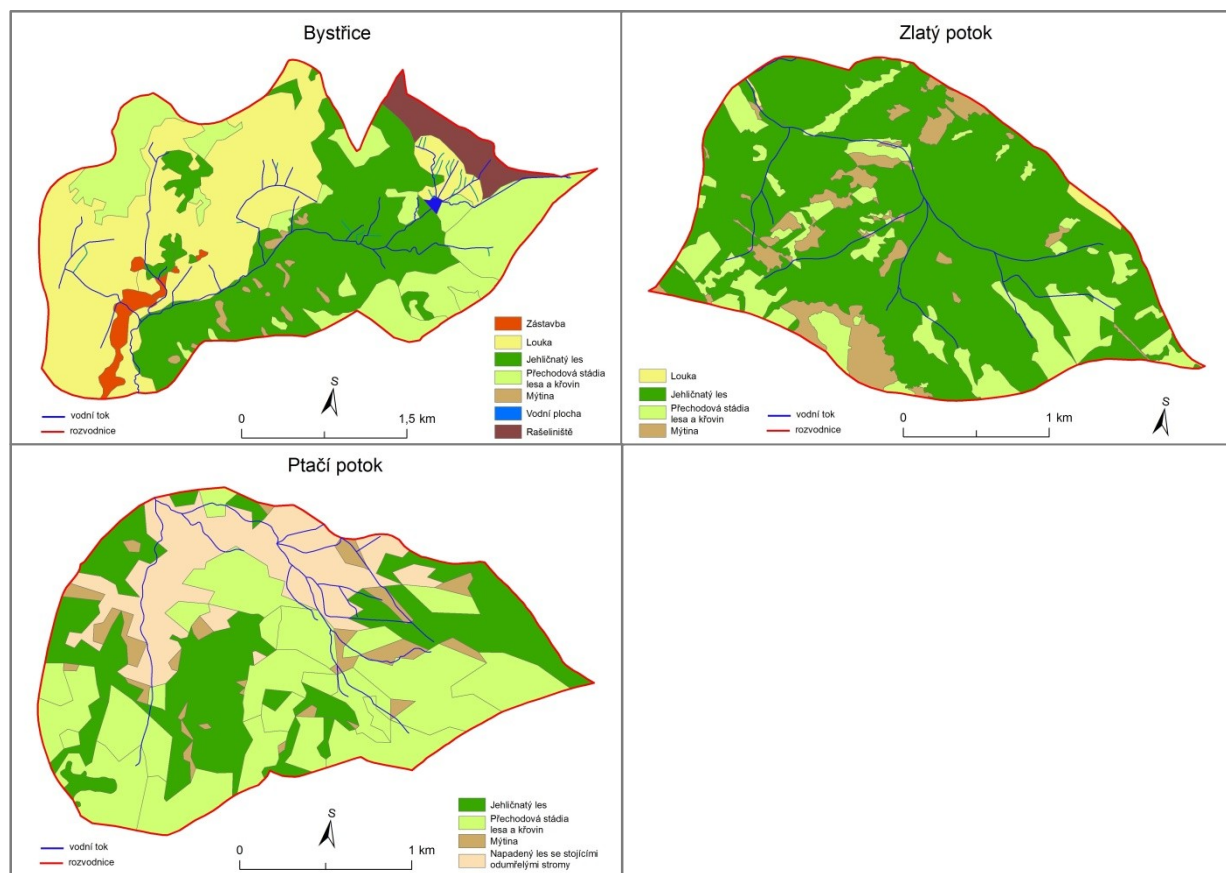
V povodí Bystřice převládají podzoly modální a kambické vyznačující se vyběleným horizontem, pod nímž se nachází horizont obohacený železem. Jedná se o chudé kyselé půdy. Dále se zde vyskytují kryptopodzoly, menšinově jsou zastoupeny histické gleje, kambizemě a pseudogleje ze zvětralin pevných a zpevněných hornin. V severovýchodní části se nacházejí organozemě. V povodí Zlatého potoka se nacházejí hlavně kryptopodzoly modální

a rankerové, které představují přechodný půdní typ mezi kambizeměmi a podzoly. Charakteristické jsou rezivým seskvioxidickým horizontem, nad kterým chybí eluviální horizont. Místy se v tomto povodí vyskytují podzoly kambické a rankery z přemístěných silně skeletovitých zvětralin pevných a zpevněných hornin. Rankery jsou mělké skeletovité půdy, které se nacházejí ve svažitéch terénech a na zahliněných sutích. V povodí Ptačího potoka jsou převážně modální podzoly, dále jsou zde kryptopodzoly, gleje a pseudogleje. Gleje se vyskytují v oblastech, kde je hladina podzemní vody blízko povrchu, například v blízkosti pramenů. Pseudogleje jsou půdy, které mají pouze sezonně zamokřené vrchní vrstvy profilu. Zastoupeny jsou zde i organozemě, které vznikly výsledkem ukládání mocných vrstev nerozložené hmoty odumřelých rostlin. Ve všech třech experimentálních povodích převládají spíše půdy s vysokou propustností a s nižší střední schopností retence (Hrnčiarová a kol. 2009).

Krajinný pokryv

Povodí Bystřice má ze sledovaných oblastí nejpestřejší krajinný pokryv. Zhruba polovina povodí Bystřice je pokryta lesním porostem, z něž je část zahrnuta do kategorie Jehličnatý les a druhá část do kategorie Přejídná stádia lesa a křovin. Druhou polovinu povodí zabírají louky, dále se v severovýchodní části nacházejí rašeliniště. Pouze v povodí Bystřice je zastoupena i zastavěná plocha. Oproti roku 1990 došlo k dvojnásobnému nárůstu plochy rašelinišť na úkor luk a lesního porostu. Pevná část povodí Zlatého potoka je zalesněna. Dále se v povodí nalézají mýtiny, okrajově se zde nachází louky. Ze sledovaných oblastí dochází k nejdynamičtějším vývoji krajinného pokryvu v povodí Ptačího potoka, ve kterém převažuje jehličnatý les. Jelikož byla oblast zasažena přemnoženým kůrovcem, je zde přítomen les v různých vývojových fázích. Zastoupen je zdravý porost, který nebyl kůrovcem poznamenán. Dále mrtvý porost, ve kterém stále stojí odumřelé stromy, které vlivem ztráty jehlic nejsou schopné zachytit stejné množství sněhu jako zdravý les. Třetí zastoupenou kategorií je nízký porost, který se vytváří na místech, kde došlo k napadení a odumření lesního porostu v dřívějším období (Obrázek 12).

Obrázek 12: Krajinný pokryv v zájmových územích (Hájková 2013, Blšťák Adam 2015, nepublikováno)



V povodí Bystřice tvoří převážnou část potenciální přirozené vegetace podmáčené smrčiny a na malé území ve východní části povodí zasahují rašeliniště. Pro povodí Zlatého potoka jsou potenciální přirozenou vegetací acidofilní bučiny a jedliny, konkrétně smrková bučina. Potenciální přirozenou vegetací povodí Ptačího potoka jsou klimaxové a podmáčené smrčiny, přesněji třtinová smrčina a podmáčená rohozcová smrčina místy v komplexu s rašelinnou smrčinou (Hrnčiarová a kol. 2009).

3.2 Měření dat

Data o vodní hodnotě sněhové pokrývky v lese a na přilehlé volné ploše byla získána terénním měřením pořádaným Katedrou fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy pomocí odběrného válce, tyče na měření výšky sněhu a digitálních vah. Aby byl počet dat dostatečný, jsou v této práci použita data ze tří povodí z let 2010–2015. Celkem se v povodích měřilo na 17 lokacích vždy v lese a na přilehlé volné ploše (Tabulka 5, Obrázek 9). Měření byla v jednotlivých sezonách časově rozložena tak, že byla zachycena část období akumulace, především jeho vrchol a následné období tání. Průměrně

v jedné sezoně proběhlo měření zhruba šestkrát. Avšak počet měření v jednotlivých letech je nerovnoměrný kvůli velice variabilní délce trvání sněhové pokrývky v zimních sezonách. Na jedné lokaci byly měřeny dva padesátimetrové transekty, jeden transekt byl měřen v lesním porostu a druhý na přilehlé volné ploše. Měřena byla výška sněhu v bodech vzdálených od sebe 10 metrů, v každém bodě byla změřena výška sněhu pětkrát a následně byla zprůměrována. V krajních bodech transektu byl odebrán válcem s průřezem 50 cm² vzorek sněhu, jenž byl následně zvážen. Odečtením hmotnosti válce byla zjištěna čistá hmotnost sněhu.

Hemisférické snímky, podle kterých byl popsán zápoj lesa, byly pořízeny fotoaparátem s objektivem SIGMA 4,5 mm f/2,8 EX HSM DC Fisheye circular, který má úhel záběru 180°. Snímky pocházejí z letních období v letech 2013 a 2014. Při snímání byl fotoaparát umístěn na stativu zhruba 1 metr nad zemí. Fotoaparát byl natočen souběžně s okolním terénem, jeho horní hrana byla orientována severním směrem a objektiv byl namířen vzhůru. Tímto způsobem byly pořízeny snímky hustoty zápoje korun lesního porostu pro body, na kterých dochází k vážení vzorků sněhu (Matějka 2015).

Tabulka 5: Charakteristika měřených bodů

Bod	Nadmořská výška [m n. m.]	Sklon [°]	LAI [-]
1020	972	8	2,4
1030	1000	3	2
1050	996	2,4	1,4
1060	976	2,9	2,4
1080	1008	4,8	1,6
1100	873	10,7	2,3
2010	979	1,5	2,2
2020	945	6,4	1,7
2030	898	6,8	2,7
2040	775	4,4	2,8
2050	833	6,8	1,9
2085	1003	8,4	2
4005	1145	2,3	2,4
4010	1162	2,7	0,6
4025	1197	5,6	2,5
4080	1195	9,4	1,8
4105	1151	6,1	1,3

3.3 Zpracování dat

Vodní hodnota sněhové pokrývky pro krajní body transektu byla vypočítána podle vzorce:

$$SWE = 200 \cdot m$$

kde SWE je vodní hodnota sněhové pokrývky, m je čistá hmotnost sněhu. Jelikož je průřez válce 50 cm^2 je nutné vzorec vynásobit 200, aby výsledná SWE vycházela pro 1 m^2 .

Vodní hodnota sněhu pro určitou lokaci je výsledkem zprůměrování vodních hodnot krajních bodů transektu.

Body byly rozděleny do čtyř kategorií dle vegetačního krytu. První kategorie obsahuje rozsáhlé otevřené plochy a uzavřené plochy chráněné před vlivem větru (dále označováno jako volná plocha). Do druhé kategorie je zařazen rozvolněný les. Ve 3. kategorii je hustý les a v 4. kategorii je les napadený kůrovcem. Toto rozdělení vzniklo na základě klasifikace v práci Pevná (2010), kde jsou jednotlivé kategorie blíže popsány.

Zápoj lesa byl vyjádřen pomocí Leaf area indexu (LAI), který byl vypočítán z hemisférických snímků v programu Gap Light Analyzer (Matějka 2015). Při zpracování jsou pixely snímku rozděleny na bílé, které reprezentují oblohu a černé reprezentující vegetaci. V této práci je použit tzv. LAI4, který zabírá $0\text{--}60^\circ$ zenitového úhlu. Leaf area index je bezrozměrná veličina, která vyjadřuje plochu jehlic promítnutou na jednotku zemského povrchu (Matějka 2015). Podobně jako u SWE vznikl výsledný LAI pro určitou lokaci zprůměrováním krajních bodů transektu.

Relativní rozdíl SWE v lese a na volné ploše (L/VP) byl vyjádřen podle vzorce:

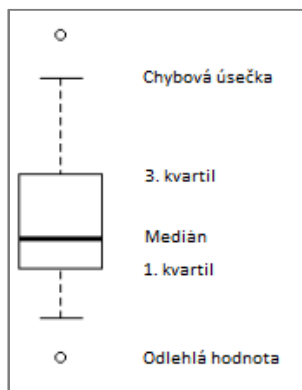
$$L/VP = SWE_l / SWE_{vp}$$

kde SWE_l je vodní hodnota sněhu v lese a SWE_{vp} vodní hodnota sněhu na volné ploše.

Vztah mezi Leaf area indexem a L/VP byl vyjádřen pomocí lineární regrese v programu R (R Development Core Team) obdobně byl také vyjádřen vztah mezi množstvím naakumulovaného sněhu v jednotlivých druzích lesa a množství sněhu naakumulovaného na volné ploše. Výsledky byly vizualizovány v programu Excel (Microsoft). Rozdíl mezi naakumulovaným množstvím sněhu v lese a na volné ploše a variabilita SWE a L/VP v průměru sezony byly vyjádřeny pomocí krabicového diagramu v programu R.

V krabicovém diagramu je tučnou čarou vyznačen medián (Obrázek 13). Spodní a horní strana obdélníku zobrazují 1. kvartil (Q1) a 3. kvartil (Q3). Horní chybová úsečka zobrazuje maximální hodnotu, která je od Q3 vzdálena maximálně o $1,5 * (Q3 - Q1)$. Spodní chybová úsečka ukazuje minimální hodnotu, která je od Q1 vzdálena maximálně o $1,5 * (Q3 - Q1)$. Kružnicemi jsou vyznačeny odlehlé hodnoty, které jsou od kvartilů vzdáleny o více než $1,5 * (Q3 - Q1)$.

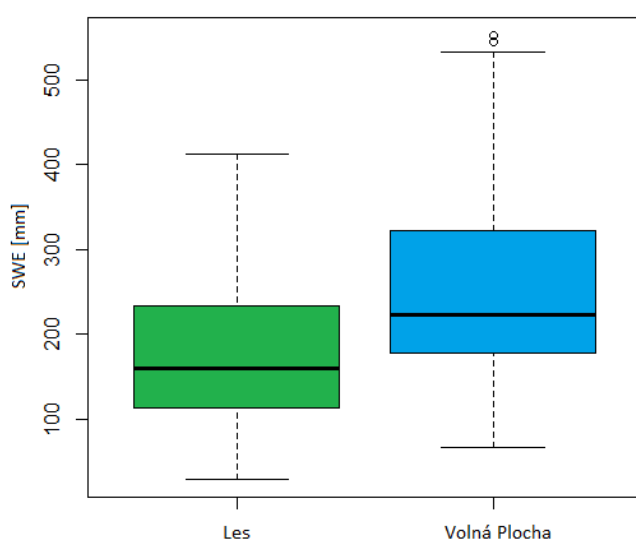
Obrázek 13: Příklad krabicového diagramu



4 Výsledky

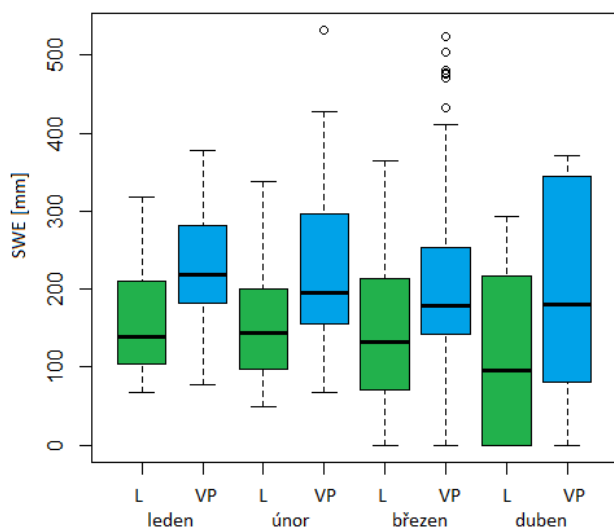
V akumulčních obdobích v sezónách 2010–2015 byla vodního hodnota sněhové pokrývky na volné ploše průměrně o 28 % vyšší než v lesním porostu. Tři čtvrtiny naměřených hodnot SWE v lese byla nižší než 225 mm a pouze polovina hodnot SWE na volné ploše byla nižší než 222 mm (Obrázek 14). Lze tedy říct, že v průběhu akumulčního období, kdy jsou pevné srážky zachytávány vegetací, dochází v lese k výrazně nižší akumulaci sněhu.

Obrázek 14: Vodní hodnota sněhové pokrývky v lese a na volné ploše ve všech třech povodích v akumulčních obdobích v letech 2010–2015



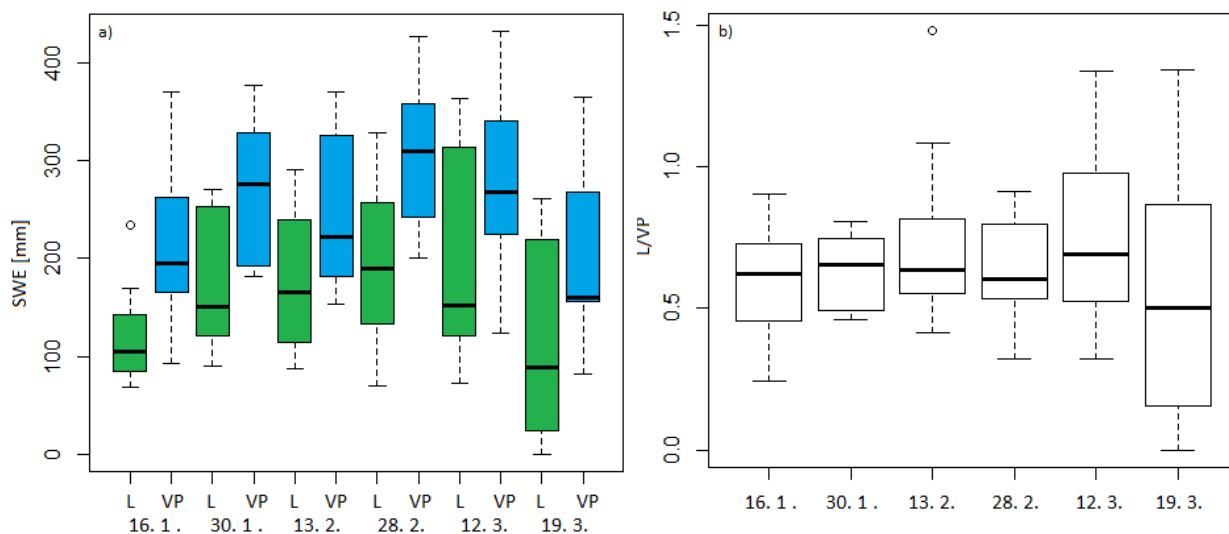
V průběhu zimy dochází k vývoji množství vody zadržené sněhovou pokrývkou. V letech 2010–2015 byl největší rozdíl mezi SWE v lese a SWE na volné ploše patrný v průběhu ledna. V průběhu března ve většině let začínalo období tání, a tudíž začínaly hodnoty naměřené SWE klesat. Dále docházelo i ke snižování rozdílu mezi množstvím sněhu v lese a na volné ploše, které je způsobeno zastíněním sněhové pokrývky v lese (Obrázek 15). V období tání dochází k nárůstu variability naměřených hodnot, jelikož je sněhová pokrývky ovlivněna faktory souvisejícími s rychlostí jejího tání. Obrázek 15 je ovlivněn časově nerovnoměrným rozložením měření, kdy nevyšší počet měření připadá na měsíc březen, ve kterém bylo měřeno 123krát. Nejméně měření proběhlo v dubnu, a to pouze 16 měření.

Obrázek 15: Vývoj SWE v lese a na volné ploše ve všech třech povodích v letech 2010–2015



Nejvyšší počet měření v akumulacím období v jedné oblasti, proběhlo v Krušných horách v roce 2012. Za vrchol akumulacního období lze považovat měření z 28. 2., jelikož 12. 3. již probíhalo tání. Při prvním měření v polovině ledna byl pozorován výrazný rozdíl mezi SWE v lese a na volné ploše. Na konci ledna byl již rozdíl menší a došlo k navýšení zásob vody ve sněhových pokrývkách obou kategorií. Vodní hodnota sněhu v lese zůstávala po celý únor obdobná. V polovině února došlo ke snížení rozdílu mezi lesem a volnou plochou kvůli snížení SWE na volné ploše, naopak díky nárůstu SWE na konci února na volné ploše dochází k zvýšení rozdílu mezi oběma kategoriemi. V období tání dochází ke snižování hodnot SWE i rozdílu mezi lesem a volnou plochou (Obrázek 16 a). Snížení rozdílu v polovině února se nepodařilo vysvětlit pomocí průměrných jednodenních hodnot z dat meteorologické stanice Hřebečná, kterou provozuje Katedra fyzické geografie a geoekologie v povodí Bystřice. Tudíž je nutno připsat tento pokles SWE na volné ploše nejistotám v měření dat, které jsou popsány v další kapitole. Z Obrázku 16 b) vyplývá, že v období tání dochází k zřejmému nárůstu variability podílu SWE v lese a SWE na volné ploše. Nárůst variability je zapříčiněn působením dalších faktorů, které ovlivňují rychlost tání sněhové pokrývky.

Obrázek 16: Průběh zimní sezony v krušnohorských povodích v roce 2012 a) vývoj SWE v lese a na volné ploše b) vývoj poměru SWE v lese a SWE na volné ploše



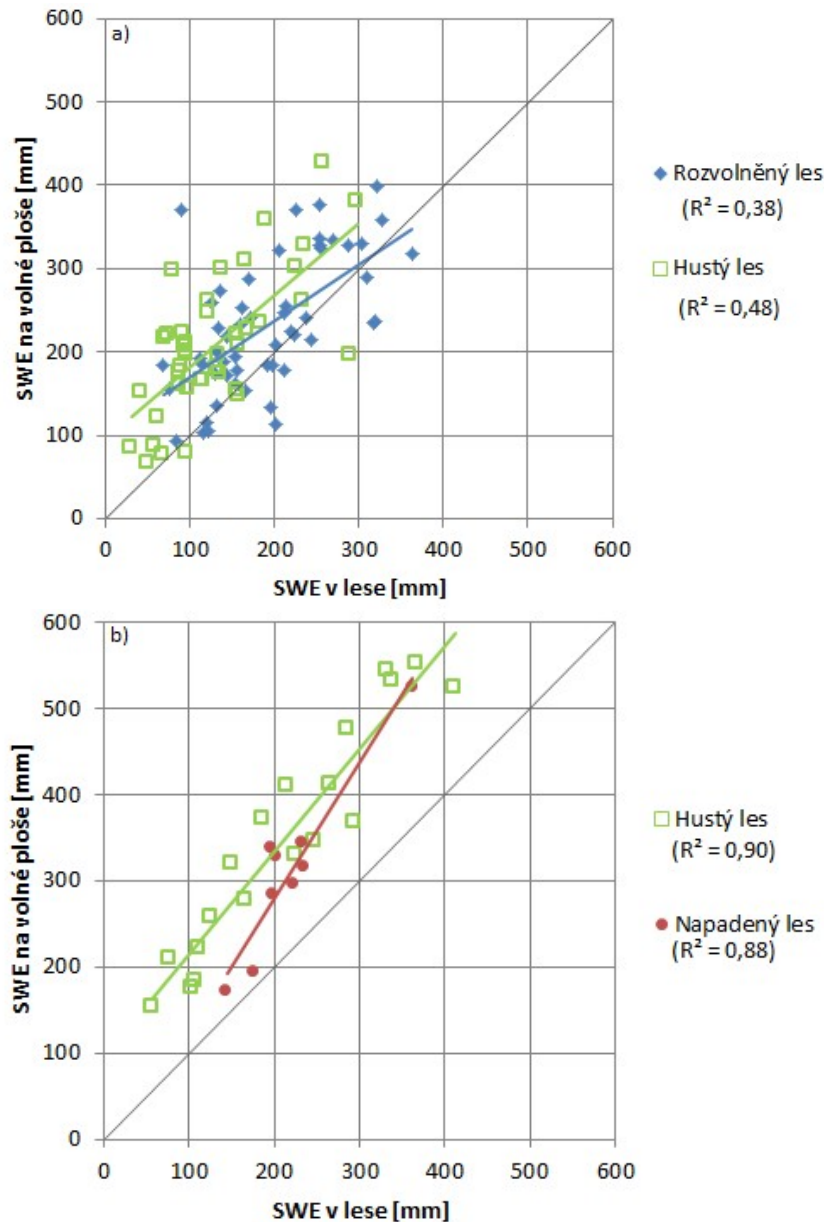
V období akumulace se převážně hromadí méně sněhu v lesním porostu než na volné ploše. V datech je rovnoměrně zastoupen hustý a rozvolněný les (53 a 54 měření), výrazně méně je zastoupen napadený les (9 měření). Lineární regresí (obdobně jako na Obrázku 17) bylo zjištěno, že pokud není rozlišen druh vegetace, tak se s přibývajícím SWE rozdíl mezi volnou plochou a lesem prakticky nemění (vlastnosti proložené linie: $y = 0,98x + 72,82$; $R^2 = 0,60$).

Vliv různých druhů vegetace na sněhovou pokrývku byl vyjádřen pomocí lineární regrese (všechny lineární závislosti na Obrázku 17 jsou statisticky významné na hladině spolehlivosti 5 %). Z Obrázku 17 a) je patrné, že při libovolné SWE na volné ploše se v hustém porostu akumuluje méně sněhu nežli v porostu rozvolněném. S rostoucí SWE na volné ploše se rozdíl mezi SWE na volné ploše a SWE v rozvolněném porostu výrazně snižuje a od SWE 300 mm dochází k akumulaci většího množství sněhu v rozvolněném porostu nežli na volné ploše. Snižování rozdílů mezi SWE na volné ploše a v hustém lese není příliš výrazné.

Rozdíl mezi SWE v lese napadeném kůrovcem a SWE na volné ploše, je podobně jako u rozvolněného lesa nižší než u lesa hustého. Avšak s nárůstem SWE na volné ploše dochází k nárůstu rozdílu (Obrázek 17 b). Tento fakt lze vysvětlit tím, že sněhová pokrývka v napadeném lese je z lesních porostů nejméně stíněna a při případném tání taje nejrychleji. Podobně jako v napadeném lese se v rozvolněném lese akumuluje více sněhu nežli v lese hustém, jelikož je méně sněhu zachyceno vegetací. Rozvolněný porost dokáže částečně

zastínit podkorunovú pokrývku, a tým zpomalit rychlost tání. V hustém lese se oproti ostatním kategoriím vlivem intercepce akumuluje méně sněhu, avšak pokrývka je chráněna před táním.

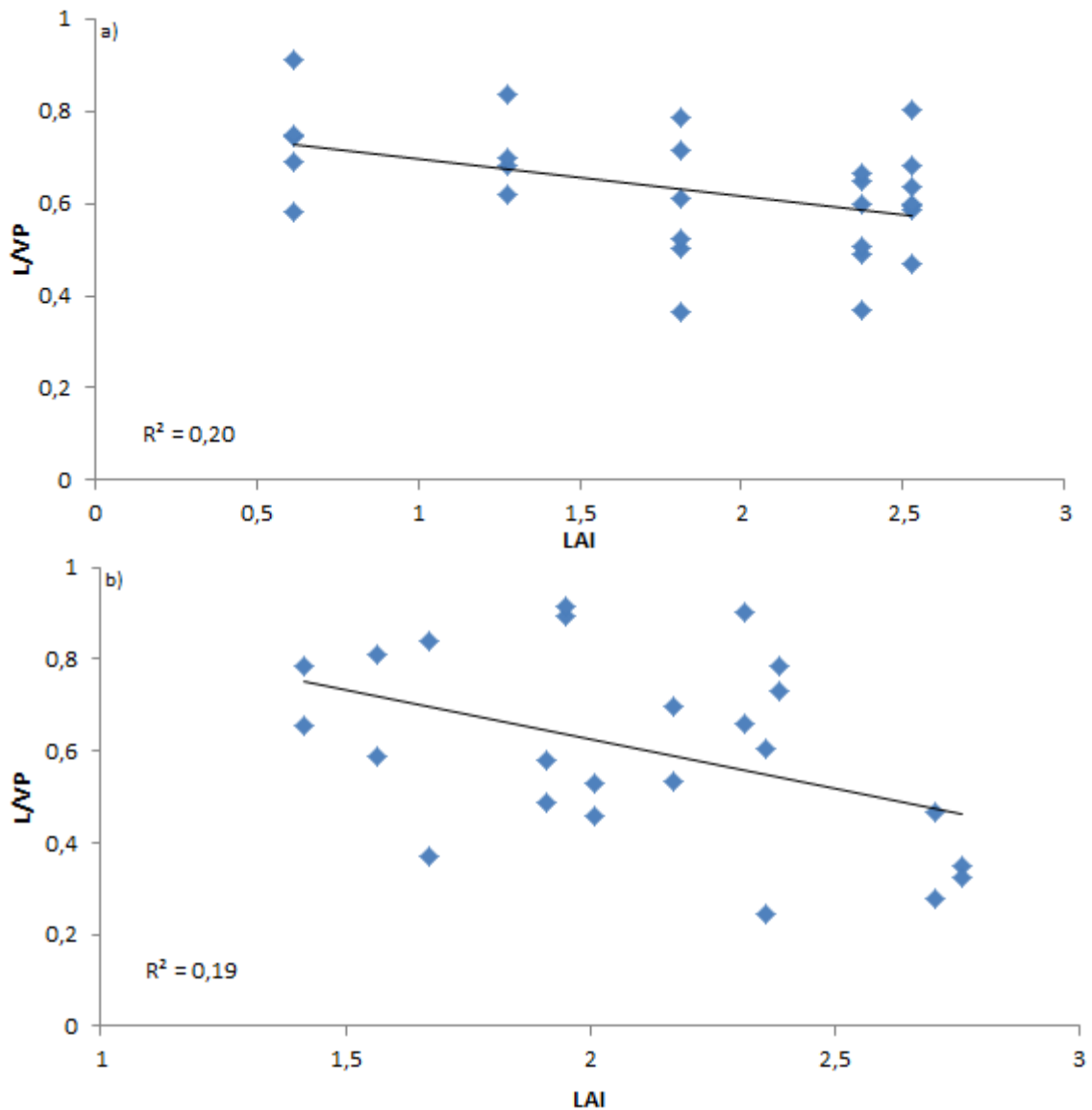
Obrázek 17: Rozdíl mezi SWE na volné ploše a SWE v různých kategoriích lesa v akumulčních obdobích v letech 2010–2015 a) v krušnohorských povodích b) v povodí Ptačího potoka



Kvůli vysoké variabilitě naměřených hodnot, způsobené rozdílnými podmínkami v povodích, byla data rozdělena do dvou částí (Krušné hory, Šumava). V datech z povodí Ptačího potoka, kde bylo měřeno pouze na pěti lokalitách, se nenacházejí hodnoty L/VP vyšší než 1, tedy zde v akumulčním období nedošlo k naměření vyšší SWE v lese než na volné ploše. V těchto datech byla nalezena statisticky významná závislost (p-hodnota 0,017) mezi LAI a L/VP, která ukazuje, že s klesajícím LAI klesá i L/VP, tedy že s klesajícím LAI se

zvyšuje rozdíl mezi SWE v lese a SWE na volné ploše (Obrázek 18 a). Variabilita L/VP byla z 19,8 % vysvětlena závislostí na LAI.

Obrázek 18: Vztah poměru SWE v lese SWE na volné ploše s Leaf area indexem a) v povodí Ptačího potoka v akumulačních obdobích v letech 2010–2015 b) v krušnohorských povodích 16. 2. a 28. 2. 2012



V Krušných horách byla naměřena vyšší SWE v lese než na volné ploše v 18 z 98 případů. Hodnoty L/VP vyšší než 1 byly zastoupeny ve většině měření, a podobně také u většiny lokací. Byly vybrány dva termíny měření z roku 2012 (28. 2., 16. 1.), které jediné neobsahovaly hodnoty L/VP vyšší než 1. Lze předpokládat, že sněhová pokrývka v lese nebyla oproti ostatním termínům významně ovlivněna jinými faktory nežli intercepční. Také v těchto datech byl nalezen podobně silný statisticky významný vztah (p-hodnota = 0,031) vztah mezi L/VP a LAI (obrázek 18 b).

5 Diskuse

Výsledky této práce mohou být ovlivněny chybami, které vznikly při měření a zpracování dat. Při opakovaném měření nemuselo dojít vždy k měření na přesně stejném místě. Stejně tak měření nemusela odpovídat přesně stejnému místu, na kterém byl pořízen hemisférický snímek. Nejistoty spojené s popisováním vegetace pomocí hemisférických snímků shrnuje Matějka (2015). Při měření výšek a odebrání vzorků sněhu, může dojít k podhodnocení měření způsobeným překážkami pod sněhovou vrstvou (nedojde k měření celého profilu sněhové pokrývky) nebo naopak k nadhodnocení, které může být způsobeno zvážením vzorku sněhu včetně částí vegetace či nasáklé vody ze svrchní vrstvy půdy. Výsledky jsou dále ovlivněny nejistotami při zpracování dat. V této práci se kategorie Volná plocha skládá jak z různých velkých uzavřených mýtin, tak z rozsáhlých otevřených ploch, i přestože ukládání sněhu a vývoj sněhové pokrývky v těchto kategoriích může být výrazně rozdílné (Golding a Swanson 1978). Výsledky jsou ovlivněny nerovnoměrným rozložením měření v čase, a to jak v rámci sezony, tak rámci celého pozorovaného období (2010–2015). V krušnohorských povodích je zpravidla nižší SWE než v povodí Ptačího potoka, a proto jsou chyby pocházející z měření vyšší.

Vodní hodnota sněhu byla v akumulacím období průměrně o 28 % nižší v lesním porostu než na volné ploše, což je ve shodě s výsledky autorů Kantor (1983) a Pomeroy a Gray (1995). Co se týče vývoje vodní hodnoty sněhové pokrývky v průběhu období akumulace, různí autoři (Pomeroy a Brun (2001), Pugh a Small (2013)) uvádí, že rostou jednak hodnoty SWE na volné ploše a v lesním porostu a jednak rozdíl mezi oběma kategoriemi. V datech zpracovaných v této práci nebylo pozorováno výrazné zvýšení rozdílu mezi lesem a volnou plochou během období akumulace. Toto může být zapříčiněno faktem, že měření probíhala vždy až v novém roce, a nezahrnovala tak začátek akumulacím období. Snížení rozdílu mezi lesem a volnou plochou během akumulacím období může být způsobeno chybami v měření (popsanými na začátku kapitoly), meteorologickými či topologickými podmínkami. Průběh akumulacím období bývá v Česku narušován oblevami, které mají vliv na rozdíl SWE v lese a na volné ploše. Sníh v lesním porostu je stíněn vegetacím krytem, a tudíž odtává pomaleji než sníh na ničem nestíněné volné ploše. Dle Kantora (1979) může být rozdíl snižován vlivem horizontálních srážek. Autoři Hříbik a Škvarenina (2007) hovoří o vyšší SWE v lese než na volné ploše na konci období tání, tento jev nebyl v datech použitých v této práci pozorován, protože měření neprobíhala do úplného roztání sněhové pokrývky.

Dle Pugh a Small (2013) dochází s rostoucí SWE na volné ploše k výraznějšímu nárůstu rozdílu mezi SWE na volné ploše a SWE ve zdravém porostu než mezi SWE na volné ploše a SWE v napadeném lese. Při porovnávání SWE v lese napadeném kůrovcem, ve zdravém lese a na volné ploše v této práci lze pozorovat opačný jev. Rozdílnost výsledků je způsobena faktem, že Pugh a Small (2013) se zabývali okamžitou intercepcí (měření probíhala po skončení srážkové události), a tedy vyšší SWE v napadeném porostu je způsobena nižší intercepční ztrátou než u lesa zdravého, který v korunách stromů zachytí větší množství sněhu. Kdežto měření použita v této práci nebyla na srážkové události striktně vázána. Sněhová pokrývka tak mohla být ovlivněna případným táním, které probíhá v napadeném porostu rychleji, jelikož sněhová pokrývka není stíněna. Při pozorování rozdílu mezi volnou plochou a všemi kategoriemi lesa byl pozorován téměř konstantní rozdíl, kdy je hodnota SWE na volné ploše vyšší přibližně o 70 cm než SWE v lese. Tento jev je zřejmě způsoben variabilitou četnosti zastoupení jednotlivých kategorií lesa.

V průběhu akumulačního období s rostoucí hustotou vegetace narůstá rozdíl mezi vodní hodnotou sněhové pokrývky v lese a na volné ploše. V této práci byla porovnána sněhová pokrývka pod různě hustým vegetačním krytem (popsáno pomocí Leaf area indexu) a na přilehlé volné ploše. Byl nalezen ne příliš silný avšak statisticky významný vztah mezi L/VP a LAI. Jednoduchý lineární model, vysvětluje 20 % variability L/VP v závislosti na LAI. Obdobnou závislost prezentují Hedstrom a Pomeroy (1998), kterým se ovšem podařilo pomocí závislosti na LAI popsat 69 % variability L/VP. Vyšší hodnota koeficientu determinace je pravděpodobně důsledkem měření v chladnějších klimatických podmínkách, ve kterých není průběh akumulace narušen oblevami.

6 Závěr

Dle rešerše dostupné české a zahraniční literatury ovlivňuje vegetace v akumulačním období sněhovou pokrývku zachytáváním srážek, čím je vegetační kryt hustší, tím je větší rozdíl mezi SWE v lese a SWE na volné ploše. Podobné výsledky jsou patrné z analýzy dat o sněhové pokrývce naměřených ve dvou povodích v Krušných horách a v jednom povodí na Šumavě v letech 2010–2015:

- Ve sledovaných povodích se v akumulačním období nahromadilo průměrně o 28 % sněhu méně v lesním porostu než na přilehlé volné ploše.
- V průběhu akumulačního období dochází k nárůstu SWE v lese i na volné ploše, rozdíl mezi oběma kategoriemi však výrazně nenarůstá.
- V hustém lese se v akumulačním období hromadí méně sněhu než v lese rozvolněném. S rostoucí SWE dochází ke snižování rozdílu mezi SWE v rozvolněném lese a SWE na volné ploše, jehož výsledkem je situace, kdy se akumuluje více sněhu v rozvolněném lese než na volné ploše.
- Ve zdravém hustém lese se v akumulačním období ukládá méně sněhu než v lese napadeném kůrovcem. S rostoucí SWE dochází k výraznému nárůstu rozdílu mezi SWE v napadeném lese a SWE na volné ploše.
- Poměr mezi SWE v lese a SWE na volné ploše je ovlivněn hodnotou Leaf area indexu, který popisuje zápoj lesa, s rostoucím LAI (a tedy s rostoucí hustotou vegetačního krytu), dochází ke zvýšení relativního rozdílu mezi SWE v lese a SWE na volné ploše.

7 Zdroje

7.1 Použitá literatura

BAIRD, A. J. a WILBY, R. (1999): Eco-hydrology: plants and water in terrestrial and aquatic environments. Routledge, London, 402 s.

BALATKA, B. a KALVODA, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie PRAHA, Praha, 80 s.

BRÜNDL, M. (1997): Snow Interception and Meltwater Transport in Subalpine Forests. Disertační práce. Swiss Federal Institute of Technology Zürich, 109 s.

COLBECK, S. et al. (1990): The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. The International Commission on Snow and Ice of the International Association of Scientific Hydrology.

DEWALLE, D. R. a RANGO, A. (2011): Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, Cambridge, viii, 410 s.

DINGMAN, S. L. (2015): Physical Hydrology: Third Edition. Waveland Press, 643 s.

FLOYD, W. a WEILER, M. (2008): Measuring snow accumulation and ablation dynamics during rain-on-snow events: innovative measurement techniques. Hydrological Processes, 22, č. 24, s. 4805–4812.

FRIESEN, J. et al. (2008): Tree rainfall interception measured by stem compression. Water Resources Research, 44, č. 4, s. W00D15.

GOLDING, D. L. a SWANSON, R. H. (1978): Snow accumulation and melt in small forest openings in Alberta. Canadian Journal of Forest Research, 8, č. 4, s. 380–388.

HÁJKOVÁ, B. (2013): Vliv prostorové schematizace povodí na přesnost modelu akumulace a tání sněhu. Magisterská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 90 s.

HEDSTROM, N. R. a POMEROY, J. W. (1998): Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. Hydrological Processes, 12, č. 10–11, s. 1611–1625.

- HRÍBIK, M. a ŠKVARENINA, J. (2007): Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. In: Hříbik, M. et al.: 12. stretnutie snehárov: Zborník zo seminára. s. 88–98.
- HRNČIAROVÁ, T. et al. (2009): Atlas krajiny České republiky: Landscape atlas of the Czech republic. Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha, 331 s.
- CHÁBERA, S. (1987): Příroda na Šumavě: přírodovědný průvodce. Jihočeské nakl., České Budějovice, 181 s.
- KANTOR, P. (1979): Vliv druhové skladby lesních porostů na ukládání a tání sněhu v horských podmínkách. Lesnictví, č. 3.
- KANTOR, P. (1983): Intercepční ztráty smrkových a bukových porostů. Vodohospodářský časopis, č. 6, s. 643–651.
- KREČMER, V. (1968): K intercepci srážek ve středohorské smrčtině. Opera Corcontica, č. 5, s. 83–96.
- KUČEROVÁ, D. a JENÍČEK, M. (2014): Comparison of selected methods used for the calculation of the snowpack spatial distribution, Bystřice River, Czechia. Geografie, 119, č. 3, s. 199–217.
- LUNDBERG, A. et al. (1998): Evaporation of intercepted snow: measurement and modelling. Journal of Hydrology, 206, č. 3–4, s. 151–163.
- LUNDBERG, A. a HALLDIN, S. (2001): Snow interception evaporation. Review of measurement techniques, processes, and models. Theoretical and Applied Climatology, 70, č. 1–4, s. 117–133.
- LUNDBERG, A. et al. (2004): Snow accumulation in forests from ground and remote-sensing data. Hydrological Processes, 18, č. 10, s. 1941–1955.
- MAHAT, V. a TARBOTON, D. G. (2013): Representation of canopy snow interception, unloading and melt in a parsimonious snowmelt model. Hydrological Processes, 28, č. 26, s. 6320–6336.

- MARTIN, K. A. et al. (2013): Development and testing of a snow interceptometer to quantify canopy water storage and interception processes in the rain/snow transition zone of the North Cascades, Washington, USA. *Water Resources Research*, 49, č. 6, s. 3243–3256.
- MATĚJKA, O. (2015): Energeticky založený model akumulace a tání sněhu v jehličnatém lese a na otevřené ploše. Magisterská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 75 s.
- MCNAY, R. S. et al. (1988): The influence of forest stand characteristics on snow interception in the coastal forests of British Columbia. *Canadian Journal of Forest Research*, 18, č. 5, s. 566–573.
- MILLER, D. H. (1964): Interception processes during snowstorms. Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station, Forest Service, U.S. Dept. of Agriculture, Berkeley, Calif., 24 s.
- MILLER, D. H. (1966): Transport of intercepted snow from trees during snow storm. Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station, Forest Service, U.S. Dept. of Agriculture, Berkeley, California, 30 s.
- MONTESI, J. et al. (2004): Sublimation of Intercepted Snow within a Subalpine Forest Canopy at Two Elevations. *Journal of Hydrometeorology*, 5, č. 5, s. 763–773.
- NAKAI, Y. et al. (1999): Energy balance above a boreal coniferous forest: a difference in turbulent fluxes between snow-covered and snow-free canopies. *Hydrological Processes*, 13, č. 4, s. 515–529.
- PEVNÁ, H. (2010): Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky. Bakalářská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 56 s
- POBĚDINSKIJ, A. V. a KREČMER, V. (1984): Funkce lesů v ochraně vod a půdy. SZN, Praha, 256 s.
- POMEROY, J. W. a BRUN, E. (2001): Physical properties of snow. In: Jones, H.: *Snow ecology: an interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems*. Cambridge University Press, New York, NY, s. 45–118.
- POMEROY, J. W. et al. (2002): Prediction of seasonal snow accumulation in cold climate forests. *Hydrological Processes*, 16, č. 18, s. 3543–3558.

- PTÁČEK, T. (2012): Chyby a opravy měření atmosférických srážek. Magisterská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 123 s.
- PUGH, E. T. a SMALL, E. E. (2013): The impact of beetle-induced conifer death on stand-scale canopy snow interception. *Hydrology Research*, 44, č. 4, s. 644–657.
- SEIBERT, J. et al. (2014): Snow and Ice in the Hydrosphere. In: Haeberli, W. a Whiteman, C.: *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*. Academic Press, s. 99–130.
- SCHMIDT, R. A. a GLUNS, D. R. (1991): Snowfall interception on branches of three conifer species. *Canadian Journal of Forest Research*, 21, č. 8, s. 1262–1269.
- SCHMIDT, R. A. a POMEROY, J. W. (1990): Bending of a conifer branch at subfreezing temperatures: implications for snow interception. *Canadian Journal of Forest Research*, 20, č. 8, s. 1251–1253.
- SINGH, P. a SINGH, V. (2001): *Snow and glacier hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Boston, 742 s.
- STEHLÍK, J. a BUBENÍČKOVÁ, L. (2002): Vztahy mezi vodní hodnotou sněhu v zalesněném terénu a na otevřeném prostranství v experimentálních povodích Jizerských hor. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 50, č. 3, s. 223–246.
- STORCK, P. et al. (2002): Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States. *Water Resources Research*, 38, č. 11, s. 5–16.
- SVOBODA, J. (1964): *Regionální geologie ČSSR. Díl I. Český masív. Svazek 1. Krystalinikum*. Nakladatelství československé akademie věd, Praha, 377 s.
- TROENDLE, C. A. a MEIMAN, J. R. (1986): The effect of patch clearcutting on the water balance of a subalpine forest slope. In: *Proceedings of the 54th Annual Western Snow Conference*. Western Snow Conference, s. 93–100.
- VARHOLA, A. a COOPS, N. C. (2013): Estimation of watershed-level distributed forest structure metrics relevant to hydrologic modeling using LiDAR and Landsat. *Journal of Hydrology*, 487, s. 70–86.

WINKLER, R. et al. (2012): Snow accumulation and ablation response to changes in forest structure and snow surface albedo after attack by mountain pine beetle. *Hydrological Processes*, 28, č. 2, s. 197–209.

7.2 Použitá data dat

CENIA – Česká informační agentura životního prostředí, Ministerstvo životního prostředí, dostupné na: <<http://geoportal.gov.cz/web/guest/wms/>> [cit. 9. 5. 2015].

DWD – Historische und aktuelle meteorologische Daten, Deutscher Wetterdienst, dostupné na <ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/observations_germany/climate/> [cit 21. 5. 2015].

DIBAVOD – Digitální báze vodohospodářských dat, Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, dostupné na: <<http://www.dibavod.cz/index.php?id=27>> [cit. 9. 5. 2015].

GEOČR50 – Geologická mapa ČR 1 : 50 000. Česká geologická služba, dostupné na: <<http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms>> [cit. 9. 5. 2015].