

**ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ
FAKULTA STAVEBNÍ**

Katedra hydrauliky a hydrologie

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE



Vliv lesa na akumulaci a tání sněhu

Lada Šedivá

2021

Studijní program: Stavební inženýrství

Studijní obor: Vodní hospodářství a vodní stavby

Vedoucí bakalářské práce: doc. Ing. Josef Křeček, CSc.

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

I. OSOBNÍ A STUDIJNÍ ÚDAJE

Příjmení: Šedivá Jméno: Lada Osobní číslo: 477020
Zadávací katedra: Katedra hydrauliky a hydrologie
Studijní program: (B3651) Stavební inženýrství
Studijní obor: (3647R015) Vodní hospodářství a vodní stavby

II. ÚDAJE K BAKALÁŘSKÉ PRÁCI

Název bakalářské práce: Vliv lesa na akumulaci a tání sněhu

Název bakalářské práce anglicky: Forest impacts on snow accumulation and melt

Pokyny pro vypracování:

Tato studie by měla obsahovat:

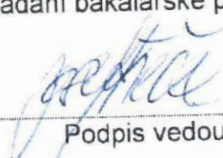
- Analýzu procesů ukládání a tání sněhu v lesních ekosystémech pramenných oblastí,
- Zhodnocení pozorování meteorologických a hydrologických prvků v experimentálním povodí Sklářského potoka (profil Jizerka) v Jizerských horách,
- Posouzení vlivu lesnické činnosti na akumulaci a tání sněhu.

Seznam doporučené literatury:

- Cheng, M. (2012). Forest Hydrology. Boca Raton: CRC Press, 595 s.
Doesken, N.J., Judson, A. (1996). The snow booklet. A guide to the science, climatology, and measurement of snow in the United States. The Colorado Climate Centre, Fort Collins (Colorado, USA), 88 s.
Kemel, M. (2000). Klimatologie, meteorologie, hydrologie. Skripta ČVUT, 289 s.
Tolasz, R. et al. (2007). Atlas podnebí Česka. Český hydrometeorologický ústav, Praha, 256 s.

Jméno vedoucího bakalářské práce: Doc. Ing. Josef Křeček, CSc.

Datum zadání bakalářské práce: 30.12.2020 Termín odevzdání bakalářské práce: 16.5.2021
Údaj uveďte v souladu s datem v časovém plánu příslušného ak. roku


Podpis vedoucího práce


Podpis vedoucího katedry

III. PŘEVZETÍ ZADÁNÍ

Beru na vědomí, že jsem povinen vypracovat bakalářskou práci samostatně, bez cizí pomoci, s výjimkou poskytnutých konzultací. Seznam použité literatury, jiných pramenů a jmen konzultantů je nutné uvést v bakalářské práci a při citování postupovat v souladu s metodickou příručkou ČVUT „Jak psát vysokoškolské závěrečné práce“ a metodickým pokynem ČVUT „O dodržování etických principů při přípravě vysokoškolských závěrečných prací“.

05.01.2021

Datum převzetí zadání


Podpis studenta(ky)

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci „Vliv lesa na akumulaci a tání sněhu“ vypracovala samostatně pouze s použitím pramenů uvedených v seznamu citované literatury.

V Děčíně dne: 16.5.2021

Lada Šedivá

Poděkování

Chtěla bych poděkovat doc. Ing. Josefu Křečkovi CSc. za odborné vedení, trpělivost a cenné rady při zpracování mé bakalářské práce a také za poskytnutá data ze zájmové oblasti.

Abstrakt

Cílem bakalářské práce je analýza procesů ukládání a tání sněhové pokrývky v podmínkách malého zalesněného povodí Sklářského potoka v Jizerských horách. Součástí této studie je posouzení vlivu globální klimatické změny a lesnické činnosti na akumulaci a tání sněhu. Pro období 1982 – 2019 vyplývá klesající trend roční maximální výšky sněhu a ročních maximálních průtoků z tání sněhu. Tuto skutečnost lze zdůvodnit jednak popsanou změnou klimatu (růstem průměrné roční teploty a poklesem ročních srážkových úhrnů), jednak s obnovou lesních porostů v povodí.

Klíčová slova: Akumulace a tání sněhu, globální klimatická změna, lesnická činnost, malé povodí, Jizerské hory.

Abstract

The aim of this thesis is to analyse processes of accumulation and melt of snow in a small forested catchment in the Jizera Mountains (Czech Republic). This study concentrates on the evaluation of effects of the global climate change and forestry practices on the snow accumulation and melt. In 1982 – 2019, are evident decreasing trends in both the annual maximum snow depth and the annual maximum discharge from snowmelt. This fact is related partly with the changing climate (rising mean annual air temperatures and decreasing annual precipitation), partly with the regrowth of forest stands in the studied catchment.

Key words: Accumulation and melt of snow, global climate change, forestry practices, small catchment, the Jizera Mountains.

Obsah

1. Úvod.....	7
2. Sněhové atmosférické srážky.....	8
2.1 Vznik sněhových srážek.....	8
2.2 Sněhové krystaly a vločky.....	8
2.3 Formy sněžení.....	9
3. Geografické a klimatické podmínky výskytu sněhové pokrývky.....	10
3.1 Srážky a teplota.....	10
3.2 Vítr.....	11
3.3 Solární radiace.....	12
3.4 Nadmořská výška.....	12
3.5 Morfologie reliéfu.....	14
4. Vliv akumulace a tání sněhu na vodní zdroje.....	15
5. Hydrologické charakteristiky sněhové pokrývky.....	18
5.1 Výška sněhové pokrývky.....	18
5.2 Výška nového sněhu.....	19
5.3 Vodní hodnota sněhu.....	19
5.4. Hustota sněhu.....	19
6. Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu.....	20
7. Experiment: CHOPAV Jizerské hory.....	24
7.1 Experimentální povodí Sklářského potoka.....	24
7.2 Analýza dat.....	29
7.3 Zhodnocení a diskuse.....	35
8. Závěr.....	37
9. Zdroje.....	37

1. Úvod

Sníh je důležitou součástí koloběhu vody na Zemi. Mění krajinu kolem nás, ovlivňuje globální klima i lidskou činnost. Pro území České republiky je typický výskyt sněhové pokrývky obvykle od listopadu do dubna. Její nerovnoměrné uspořádání je zapříčiněno působením klimatických a fyzicko-geografických faktorů, které mají vliv i na variabilitu v jejím trvání a kvantitě. Na našem území se vytváří souvislá déletrvající sněhová pokrývky, která zůstává až do období jarního tání, převážně v horských nadmořských výškách. Dalším důležitým faktorem ovlivňující distribuci sněhu je vegetace, a to především lesní ekosystémy, které mají největší schopnost intercepce. Pro společnost je zásadní znalost množství vody akumulované ve sněhové pokrývce před příchodem jejího jarního tání pro možnost vytváření odtokových modelů a predikci možných povodní z tání sněhu.

Vodní bilance horských povodí představuje v současné době potenciál 40 až 80% doplňování vodních zdrojů na Zemi (Messerli et al., 2004), přitom podstatnou část dlouhodobého srážkového úhrnu zde tvoří právě sněhové srážky (Shaw, 2005).

Cílem této práce je posouzení vlivu lesa na akumulaci a tání sněhové pokrývky, zhodnocení pozorování meteorologických a hydrologických prvků v experimentálním povodí Sklářského potoka a posouzení vlivu lesnické činnosti na akumulaci a tání sněhu.

2. Sněhové atmosférické srážky

Kromě vodohospodářského významu je sníh pro člověka také pozoruhodným přírodním úkazem a krajinným prvkem (Doesken a Judson, 1996). Vlastnosti sněhu se neustále mění v závislosti na čase a prostoru. Tato kapitola se zaměřuje na procesy vypadávání sněhových srážek a vývoje sněhové pokrývky.

2.1 Vznik sněhových srážek

Vypadávání sněhových srážek závisí na fyzikálních procesech v atmosféře, především na teplotě a nasycení vodní parou. V oblacích existuje voda ve všech skupenstvích: kapalném, pevném a plynném. Sníh vzniká v oblacích při teplotě nižší než 0°C za přítomnosti vhodných aerosolů a podchlazené vody (Pomeroy a Brun, 2001).

Sněhové srážky vypadávají z oblaků v tuhém skupenství, jsou tvořeny ledovými krystaly různého geometrického uspořádání. Nejčastěji jsou rozvětvené do tvaru šesticípé hvězdice (dendrit), mohou mít ale i tvar šestibokého sloupku či šestiboké destičky. Sníh spadlý na zem s teplotou pod 0°C formuje sněhovou pokrývku (Tolasz, 2007).

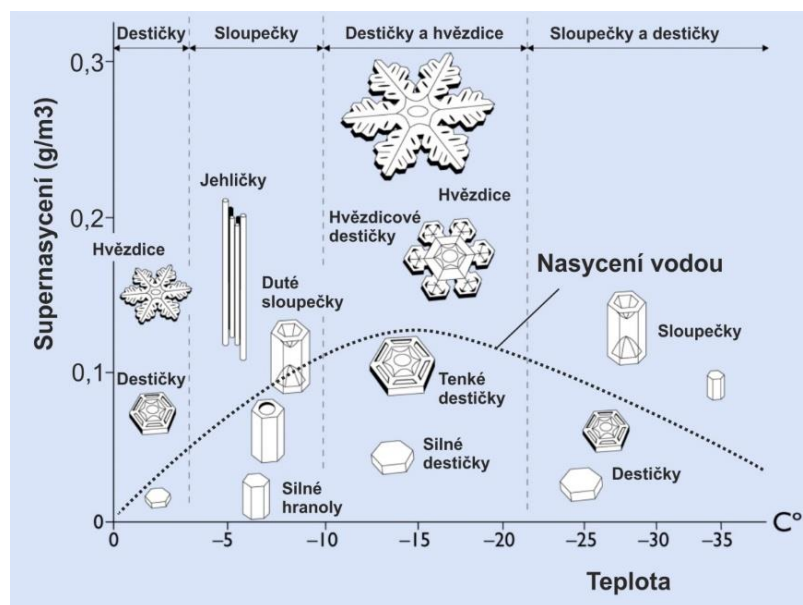
2.2 Sněhové krystaly a vločky

Vznik sněhových krystalů je dán přeměnou podchlazených vodních kapiček nebo vodní páry přímou sublimací na tzv. krystalická jádra, na něž se dále nabalují další molekuly vody. Stále si však zachovávají hexagonální krystalickou strukturu (Alpy4000.cz, 2021). Konkrétní tvar ledových krystalků závisí především na teplotě a z části i na míře přesycení vodní páry v prostředí, kde se daný krystalek vyvíjí (Tolasz, 2007).

Prvním vědcem, který poměrně přesně popsal strukturu ledových krystalů, byl ve 30. letech 17. století matematik René Descartes (Lynch, 2003). O tři století později publikoval americký farmář Wilson Bentley spolu s Williamem Humphreym nejrozsáhlejší katalog své doby s názvem *Snow crystals* (Furukawa a Wettlaufer, 2007). V knize jsou zachyceny různé sněhové krystaly na přibližně pěti tisíci fotografiích. Touto knihou se nechal později inspirovat japonský fyzik Ukichiro Nakaya, který začal svůj vlastní výzkumný program týkající se problematiky struktury sněhových vloček. (Lynch, 2003). Nakaya sesbíral více jak tři tisíce fotografií sněhových krystalů na

základě nichž pak vytvořil klasifikaci o 41 morfologických skupin. Své výsledky pak shrnul do tzv. Nakaya diagramu (Obr. 1) (Furukawa a Wettlaufer, 2007).

Schéma znázorňuje vztah mezi teplotou, tlakem, nasycením vzduchu a výsledným tvarem sněhových krystalů. Teplota má vliv především na základní tvar sněhového krystalu, stupeň nasycení pak dále určuje míru komplikovanosti tvaru krystalu (Miklín, 2013).



Obr.1 Schéma vzniku sněhových krystalů „Nakaya diagram“ (Alpy4000.cz, 2021)

2.3 Formy sněžení

U sněhových srážek můžeme rozlišovat několik forem:

1. Sněhová přeháňka
2. Déšť se sněhem
3. Zmrzlý déšť
4. Sněhové krupky
5. Ledové jehlice

Sněhová přeháňka se vyznačuje náhlým výskytem a proměnlivou intenzitou v závislosti na rychlém střídání oblaků o různé hustotě.

Déšť se sněhem padá při teplotách kolem 0°C, kdy se na ledových krystalcích objevují namrzlé vodní kapičky.

Zmrzlý déšť se vyskytuje pouze v zimním období při mírných mrazech. Tvoří ho průhledné zmrzlé vodní kapky kulového tvaru dosahující průměru 1 až 4 mm.

Sněhové krupky jsou bílé, téměř kulovité částičky o průměru 2 až 5 mm. Při dopadu na zem se snadno tříští. Padají při přízemních teplotách kolem 0°C obvykle před sněžením, deštěm nebo společně s nimi.

Ledové jehlice jsou malé ledové krystalky, padající při silných mrazech obvykle v ranních hodinách (Kemel, 1996).

3. Geografické a klimatické podmínky výskytu sněhové pokrývky

Výskyt sněhové pokrývky je ovlivňován faktory: klimatickými a geografickými. Hlavními klimatickými faktory ovlivňujícími sněhovou pokrývku jsou srážkový úhrn a teplota, druhotnými faktory pak vítr a solární radiace. Geografické faktory (zeměpisná poloha, nadmořská výška a morfologie terénu) mají zásadní vliv na faktory klimatické (Fliegl, 2009).

3.1 Srážky a teplota

Atmosférické srážky vznikají kondenzací vodní páry v ovzduší. Podle způsobu a místa vzniku můžeme srážky dělit na horizontální (usazené: rosa, jinovatka atd.) a vertikální (sníh, déšť apod.). Horizontální srážky vznikají kondenzací par přímo na povrchu země či předmětů, kdežto vertikální srážky vznikají ve volné atmosféře odkud padají na zemský povrch (Kemel, 1996).

Podle vzniku rozlišujeme několik typů vertikálních srážek: konvekční, cyklonální, orografické a turbulentní (Fliegl, 2009). Konvekční srážky vypadávají především z oblaků cumulonimbus. Vyznačují se krátkou dobou trvání a větší intenzitou. V přechodných ročních dobách a v zimě bývají tvořeny zpravidla mokřím sněhem nebo sněhovými krupkami. Cyklonální srážky vypadávají v oblasti tlakové níže. Jsou to srážky především frontální (intenzita závisí na vlhkosti vzduchu a vertikálních pohybech v blízkosti frontální plochy), předfrontální a zafrontální (mohou být buď trvalé nebo v podobě přeháněk a jejich intenzita a trvání závisí na druhu fronty, její výraznosti, rychlosti postupu, roční a denní době). Orografické srážky vznikají v důsledku spolupůsobení terénních překážek (ojedinělých kopců a hor apod.) (Kobzová, 1998). Vzduch stoupá po svazích vzhůru, ochlazuje se, vodní pára kondenzuje a vytváří mraky, z nichž vypadávají dešťové či sněhové srážky (Fry, 2012). Turbulentní srážky vznikají mícháním a třením vzduchu o zemský povrch, obvykle se

projevují několikanásobně zataženou oblohou a drobným sněžením či mrholením (Fliegl, 2009).

Srážky na zemi jsou rozloženy zonálně vlivem jejich závislosti na teplotě a charakteru všeobecné cirkulace atmosféry. Samotné rozložení srážek na pevnině je velmi nerovnoměrné a vliv místních geografických podmínek se projevuje výrazněji než u kteréhokoliv jiného meteorologického faktoru (Vysoudil, 1997).

Teplota má zásadní vliv na skupenství spadlých srážek. Je závislá na nadmořské výšce a obecně platí, že čím vyšší nadmořská výška, tím teplota vzduchu klesá a pravděpodobnost sněhových srážek se zvyšuje. Nízké teploty také zpomalují metamorfózu a tání sněhové pokrývky (Dewalle a Rango, 2008).

V přechodných oblastech s teplotou kolísající kolem 0°C má významnější vliv na tvorbu sněhové pokrývky teplota vzduchu. Oproti tomu např. v horských oblastech, kde se průměrné zimní teploty pohybují hluboko pod bodem mrazu, je nárůst sněhové pokrývky řízen hlavně srážkami (Bednorz, 2004).

3.2 Vítr

Sníh je často přenášen větrem ve vzdálenostech v řádech kilometrů. Přenášení sněhu větrem vede k nerovnoměrnému rozložení sněhové pokrývky. Tím se objevují komplikace především s jejím měřením, nedokonalým vytvářením modelů odtoku ze sněhu a nerovnoměrnými dodávkami vody do půdy (Dewalle a Rango, 2008).

Vliv větru na sněhovou pokrývku je nejvíce zřetelný v otevřeném prostředí. Přerozdělení sněhu větrem zahrnuje erozi sněhové pokrývky, přenos sněhu z exponovaných stran s nízkou aerodynamickou drsností, sublimaci sněhu a depozici sněhu do míst méně vystavených větru a s vyšší aerodynamickou drsností (Pomeroy a Brun, 2001).

Sníh je větrem přenášen nejčastěji třemi způsoby: turbulentním přenosem, saltací (skokový pohyb) a plíživými pohyby (velmi pomalý pohyb po povrchu). Při turbulentním přenosu dochází ke zdvižení menších ledových a sněhových částic turbulentními víry. Větší částice jsou přenášeny saltací, při níž se částice odrážejí a „poskakují“ po povrchu země. Za určitých podmínek mohou být částice transportovány také plížením, při kterém jsou velké těžké částice unášeny valivými pohyby po povrchu. Velikost unášených částic a způsob jejich přenosu závisí obecně na interakci s podnebím, na stavu sněhové pokrývky a vlastnostech terénu, obecně však dominuje turbulentní přenos (Dewalle a Rango, 2008), (Pomeroy a Brun, 2001).

3.3 Solární radiace

Výměna energie mezi sněhovou pokrývkou a jejím okolím, určuje míru ztrát vody ze sněhové pokrývky vlivem tání a sublimace. K výměně energie dochází na povrchu sněhové pokrývky převážně přes krátkovlnné či dlouhovlnné záření nebo prostřednictvím turbulentního či konvektivního přenosu latentního a citelného tepla. Na množství přijaté energie má velký vliv oblačnost. Při jasném počasí a výšce slunce nad obzorem $>40^\circ$ je asi 80% přímého záření a 20% rozptýleného záření. Naopak ve dnech s vysokou oblačností či úplně zataženou oblohou dochází k rapidnímu snížení přímého záření a podíl rozptýleného záření dosahuje 80% a více (Dewalle a Rango, 2008).

Významný vliv na tání sněhu má krátkovlnné záření, které může být buď odraženo (albedo) nebo absorbováno. Absorpce záření probíhá převážně v horních 30 cm sněhové pokrývky. Míra, do jaké hloubky sněhové pokrývky záření proniká je závislá na vlnové délce: čím kratší vlnová délka, tím dál proniká (Pomeroy a Brun, 2001).

Dlouhovlnné záření dopadající na sněhovou pokrývku je absorbováno a znovu vyzařováno jako tepelné záření. Vlnová délka záření je závislá na teplotě povrchu sněhové pokrývky (Pomeroy a Brun, 2001). Na rozdíl od krátkovlnného záření není jeho výměna závislá na denní době (Dewalle a Rango, 2008).

3.4 Nadmořská výška

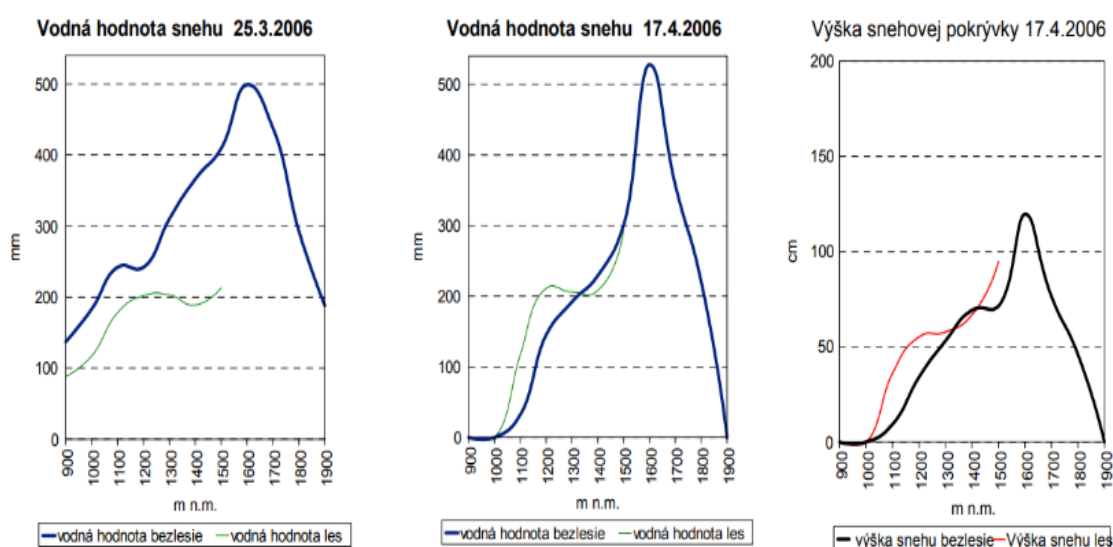
Nadmořská výška má významný vliv na ostatní faktory ovlivňující sněhovou pokrývku. S narůstající nadmořskou výškou klesá teplota vzduchu, celoroční úhrn srážek se zvyšuje a stejně tak počet dní se sněhovou pokrývkou. Složitější je to s výškou sněhové pokrývky, která se zvyšuje jen do určité nadmořské výšky. Na hřebenech pohoří dochází vlivem větru k jejímu unášení, tento jev označujeme jako sněžný drift (Henzelová a Hříbik, 2013).

Podle měření (Hříbik a Škvarčina, 2007(1)) ve slovenských Nízkých Tatrách není možné předpoklad přímé úměry mezi rostoucí nadmořskou výškou a zásobou vody ve sněhu zobecnit pro všechna pohoří. Naopak je důležité zohledňovat i další významné faktory jako např. úlohu lesa při tvorbě a regulaci zásob vody vázaných ve sněhových srážkách.

Cílem výše uvedeného měření v Nízkých Tatrách bylo poukázat na vliv nadmořské výšky a lesního porostu na hydrofyzikální vlastnosti sněhové pokrývky.

S rostoucí nadmořskou výškou vzrůstá výška sněhové pokrývky i její vodní hodnota (Obr. 2). Tento stav je ale potvrzen do nadmořské výšky výskytu lesa (zde 1600 m), nad hranicí lesa je sněhová pokrývky ovlivňována větrnými poměry a případným odnosem sněhu silným větrem. Polohy mezi 900 a 1500 m.n.m. jsou v této oblasti kompaktně pokryté smrkovým porostem (Hříbik a Škvarenina, 2007(1)).

Na začátku zimy je v lese podstatně méně sněhu, v druhé polovině zimního období se ale situace obrací. Do výšky cca 1300 metrů je výška vodní hodnoty a výška sněhové pokrývky vyšší v lesních porostech v porovnání s bezlesím. Pravděpodobně se tu projevují izolační vlastnosti lesa (Hříbik a Škvarenina, 2007(1)).



Obr. 2 Průběh vodní hodnoty sněhu a výšky sněhové pokrývky v profilu Kral'ovej Hole v roce 2006 (Hříbik a Škvarenina, 2007(1))

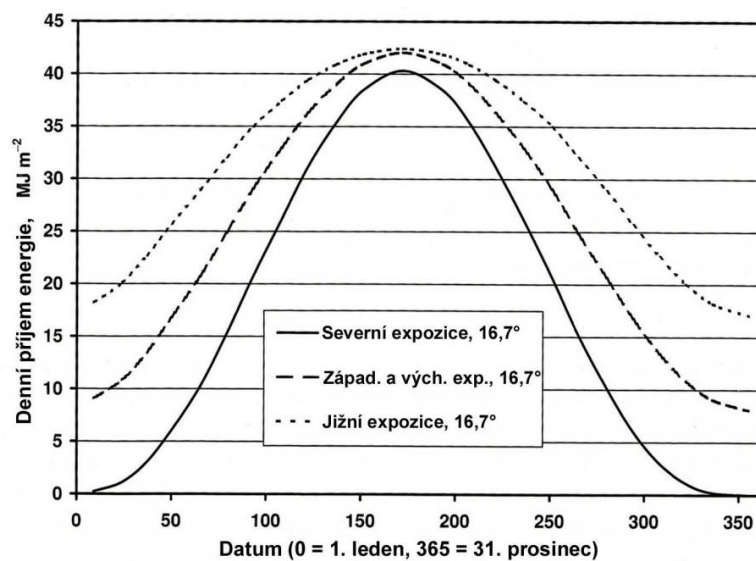
Dle (Jenicek et al., 2017) také proběhlo posouzení vlivu sezónního sněhu na letní průtoky na vybraných povodích ve Švýcarsku. Studie ukazuje, že u nejvýše položených povodí (nad 2000 m.n.m.) mají sněhové zásoby významný vliv na minimální průtoky po celé léto, kdežto u povodí v nižších nadmořských výškách (nižší než 1500 m.n.m.) je efekt staticky významný pouze v květnu a červnu. Délka vlivu je dána pozdějším táním sněhové pokrývky ve vyšších nadmořských výškách (červen) a obecně většími zásobami sněhu před začátkem tání ve srovnání s nižšími nadmořskými výškami.

3.5 Morfologie reliéfu

Vertikální členitost georeliéfu významně ovlivňuje velikost srážkových úhrnů, a to zásadními dvěma způsoby:

První příčinou jsou terénní překážky (kopce, hory), které nutí vzduch adiabaticky stoupat podél návětrných svahů. Vzduch se začne ochlazovat, dojde ke kondenzaci vodních par, snadnější tvorbě mraků a většímu úhrnu srážek. Vyvýšeniny v reliéfu mohou způsobovat zpomalení či úplné zastavení atmosférické fronty. Vyšší srážkový úhrn je typický pro návětrnou stranu. Na závětrné straně horských překážek se naopak setkáme se srážkovým stínem (Vysoudil, 1997).

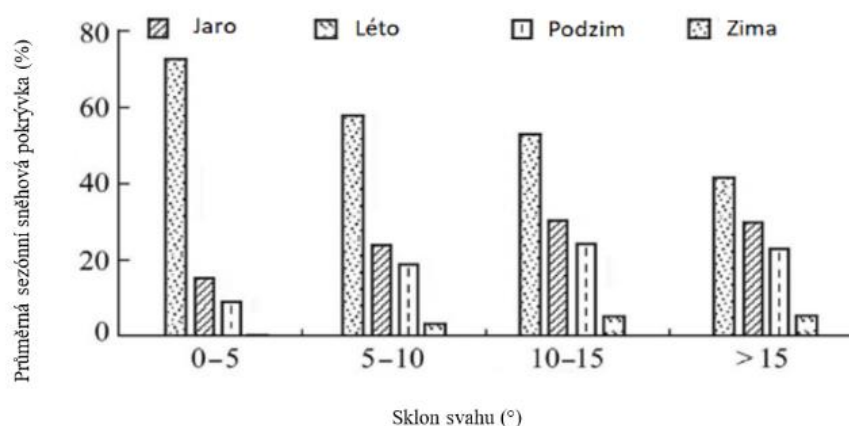
Druhou příčinou je expozice svahů ke světovým stranám. Lokální topografické faktory významně ovlivňují sněhovou pokrývku vlivem různého rozložení slunečního záření. Vlastnosti terénu, jako expozice a sklon, ovlivňují dopadající sluneční záření změnou jeho intenzity a doby trvání vystavení slunci v daných oblastech (Saydi a Ding, 2020). U jižních svahů můžeme zaznamenat větší přísun slunečního záření, což vede k prohřívání přízemní atmosféry, vzniku kupovité oblačnosti a intenzivnějšímu vypadávání srážek (Vysoudil, 1997).



Obr. 3 Denní potenciální příjem solární energie během roku v závislosti na orientaci svahu se sklonem 16,7° na 50°severní šířky (Dewalle a Rango, 2008)

Členitost terénu a sklonové poměry také úzce souvisí s akumulací sněhové pokrývky. Výzkum v západních Himalájích se zabýval rolí orientace svahu v rozložení sněhové pokrývky a odhalil, že orientace je velice důležitým faktorem pro akumulaci

sněhu, sníh se tu nejčastěji akumuloval na severovýchodních a severozápadních svazích (Saydi a Ding, 2020).



Obr. 4 Sezónní rozložení sněhové pokrývky v závislosti na sklonu svahu (Saydi a Ding, 2020)

Sklonitostní poměry také ovlivňují sezónnost sněhové pokrývky. Svahy s větším sklonem přijímají méně solární energie než rovné povrchy a zároveň mají méně příznivé podmínky pro akumulaci sněhu kvůli vlivu působící gravitace. Sezónní rozložení sněhové pokrývky v závislosti na sklonu svahu je uvedeno v Obr. 4. V zimě, kdy jsou sněhové srážky největší, má sněhová pokrývky tendenci se stoupajícím sklonem svahu „slézat“. Naopak během teplejších ročních období, kdy se sníh častěji vyskytuje v horských strmých oblastech, naopak sněhová pokrývky roste s rostoucím sklonem svahu (Saydi a Ding, 2020).

4. Vliv akumulace a tání sněhu na vodní zdroje

Sníh je důležitou součástí hydrologického cyklu. Vlivem oteplování klimatu se však očekává, že v určitých oblastech (např. západní USA) budou sněhové srážky častěji nahrazovány dešťovými. Větší množství spadlých dešťových srážek by do budoucna ovlivnilo celkovou akumulaci sněhu a načasování režimu tání a odtoku ze sněhu. Potenciálně by se tak zvýšila pravděpodobnost výskytu zimních povodní a nižších průtoků na konci jara a léta (Safeeq et al., 2016). Studie zabývající se vlivem zimních a jarních sněhových podmínek na nízké letní průtoky (Jenicek et al., 2015) přišla s následujícími závěry:

- U povodí v nadmořských výškách nad 2000 m ovlivnil napadlý sníh nízké letní průtoky od května do září, ve středních nadmořských výškách v červenci a srpnu a v nejnižších nadmořských výškách v červnu a červenci.

- Citlivost nízkých průtoků na maximální vodní hodnotu sněhu byla vyšší u povodí vyskytující se ve vyšších nadmořských výškách.
- Snížení maximální akumulace sněhu o 100 mm způsobilo dřívější minimální odtok o 12 dní.
- Na nízké letní průtoky má vliv kombinace sněhu a letních srážek, samotná akumulace sněhu nemůže sloužit jako vysvětlení roční variability nízkých průtoků ani u vysokohorských povodí.
- Menší vodní hodnota sněhu a podíl sněhových srážek mají souvislost s vyšším významem letních srážek na nízké průtoky, může se tak zvýšit citlivost povodí ve středních a vyšších nadmořských výškách na meteorologické sucho.

Vodní toky jsou závislé na dotacích vody ze srážek, z tání sněhu a odtoku podzemních vod (Blažek et al., 2006). Sněhové srážky se během zimního období při teplotách pod bodem mrazu akumulují na povrchu povodí. Závislost vodnosti toku na dotaci z podzemních vod pak v tomto období klesá. Velmi nízké průtoky můžeme zaznamenat během krutých zim, kdy teplota spadá hluboko pod bod mrazu a nezanedbatelná část vody je vázaná v podobě ledu (Kemel, 1996). Nejvodnější měsíce v ČR jsou během období jarního tání sněhové pokrývky, kdy je odtok dotován nejen tajícím sněhem, ale i dešťovými srážkami. V závislosti na nadmořské výšce se u nás sněhové srážky vyskytují po dobu 40 až 120 dnů. V oblastech s nižší nadmořskou výškou bývá nejvydatnější odtok v březnu, v případě horských povodí v dubnu někdy až v květnu (Blažek et al., 2006).

Průběh odtoku z tání je ovlivněn faktory jako: výška a vodní hodnota sněhu, tepelný stav půdy, nadmořská výška a expozice svahů povodí (Slavík a Neruda, 2007). Odtok z tání sněhové pokrývky může mít dvě základní podoby. V případě, že je intenzita tání sněhu vyšší nežli intenzita infiltrace, hovoříme o povrchovém odtoku. K povrchovému odtoku obvykle dochází během vydatných dešťových srážek, může se ale vytvářet i na zamrzlých a nepropustných půdách z tání sněhové pokrývky (Dewalle a Rango, 2008). Na našem území je tento typ odtoku poměrně vzácný, jelikož půdy zde mají poměrně vysokou vsakovací schopnost (Hortonovský odtok ČHMÚ, 2021). Podpovrchový odtok se vytváří mezi mělkými půdními vrstvami půdy poté co se voda z tání infiltruje (Dewalle a Rango, 2008). V oblastech s vysokou infiltrací a svažítostí terénu může výrazně dotovat povodňové průtoky (Hypodermický odtok ČHMÚ, 2021). Na základě historických záznamů z vybraných povodí v Sierra Nevadě bylo zjištěno, že

při každém snížení maximální vodní hodnoty sněhu o 10% dojde ke snížení minimálního odtoku o 9 – 22% a navíc se minimální odtok vyskytne o 3 – 7 dní dříve (Godsey et al., 2014).

Sníh může ovlivňovat i načasování dodávky vody z tání pro vodní toky. Na větrných povodích (typických např. pro arktickou oblast) je často v zimních obdobích vlivem zamrznutí vrchní aktivní půdní vrstvy nad permafrostem pozastaven tok vody ve vodních tocích. V tomto období jsou také sněhové srážky silně přerozdělovány větrem a často tak dochází k zaplňování terénních depresí zhutněným sněhem. Tento zhutněný sníh má pak během jarního tání funkci jakési „přehrady“, která může zpomalit pohyb tajícího sněhu ze svahů a vlivem účinků nahromaděného sněhu může dojít k opětovnému zmrazení roztáté vody. Často ale poté dochází k vytváření tunelů uvnitř sněhové pokrývky, povrchových odtoků přes nasycenou vrstvu sněhu anebo rychlého proudu vody a sněhu v tocích spojených s unášením velkého množství splavenin. Kvůli sněhovým bariérám může docházet až k několikadennímu zpoždění dodávek vody do vodních toků a často jsou příčinami extrémního přenosu sedimentů. Představují také problém při modelování pohybu tajícího sněhu po svazích a predikci odtoku ze sněhu v těchto povodích (Dewalle a Rango, 2008).

Sněhové povodně se vyskytují v zimním nebo jarním období a jejich průběh může být doprovázen a komplikován ledovými jevy. Extrémní hodnoty kulminačních průtoků pouze z tajícího sněhu nejsou na území České republiky příliš pravděpodobné. V našich geografických podmínkách se tání sněhové pokrývky obvykle kombinuje s dešťovými srážkami, které urychlují tání sněhové pokrývky a následně přispívají ke zvětšení průtoků (Bartoš et al., 2009). Předpokladem pro vznik povodní v důsledku tání sněhu je dlouhodobé oteplování teploty vzduchu překračující 0°C (Slavík a Neruda, 2007). Povodně způsobené působením deště na sněhovou pokrývku jsou obvykle spojovány s přenosem velkého množství sedimentu a rozpuštěných látek, mohou způsobovat velké škody na majetku i ztráty na životech (Dewalle a Rango, 2008). Záplavy z tající sněhové pokrývky mohou být způsobené kombinací řady okolností. Mezi činitele, které přispívají ke vzniku povodní patří podle (Dewalle a Rango, 2008):

- Plošná rozšířenost sněhové pokrývky v oblastech s nižší nadmořskou výškou
- Silné dešťové srážky zasahující do oblastí vysokých nadmořských výšek
- Vyšší teplota vzduchu a působení větru během srážek vedoucí ke kondenzaci
- Dešťové srážky vyskytující se v polovině zimy

- Vysoká vlhkost půdy před začátkem zimy
- Vznik dočasně nepropustných zamrzlých půd
- Výskyt ledových zácp, které mohou vést k záplavám na březích řek

Pro ledové povodně je typické období dlouhých mrazů a zamrzání řek následované náhlým oteplením, které může způsobovat pohyb ledu. Tvorba ledových zácp a nápěchů může dočasně zmenšit průtočnost koryta a způsobit významné vzduť hladiny. Na svažitém nezalesněném terénu se zvětralinami v oblastech s vyšší nadmořskou výškou se může po intenzivním tání sněhové pokrývky vytvářet proud směsi vody, bahna, šterku a kamení s ničivými účinky, který bývá označován jako splaveninový proud nebo mury (Bartoš et al., 2009).

5. Hydrologické charakteristiky sněhové pokrývky

Sněhová pokrývka patří mezi důležité meteorologické, klimatické, biologické a hydrologické činitele. Má vliv na teplotu vzduchu a vyzařování tepla, ale i na teplotu půdy pod sněhem. Během jarního tání se stává zdrojem zimní vláhy a zásobárnou vody pro vodní toky (Kemel, 1996). U sněhové pokrývky měříme celkovou výšku, výšku nového sněhu, vodní hodnotu sněhu a hustotu sněhu.

5.1 Výška sněhové pokrývky

Výška sněhové pokrývky je závislá na množství a charakteru zimních srážek a teplotě vzduchu. Především je tedy ovlivněna nadmořskou výškou místa. Dále je závislá na tvaru terénu, rozložení větru a vegetace a množství působícího slunečního záření (Tolasz, 2007).

Celková výška sněhové pokrývky se měří pomocí sněhoměrné lať v centimetrech. Měření se provádí v místě s výhodnými sněhovými podmínkami s co nejmenším ovlivněním větrem a dále v místech s nestálou a nízkou sněhovou pokrývkou. Výsledkem je pak průměr ze všech těchto měření (Tolasz, 2007). Výška sněhové pokrývky se měří denně v sedm hodin ráno. Pro místo s výhodnými podmínkami se používá stabilní sněhoměrná lať, která je připevněná svisle nejlépe na bezvětrném místě s nulou stupnice v úrovni terénu. Pro měření s nestálou pokrývkou se používá přenosná lať (Kemel, 1996).

5.2 Výška nového sněhu

Měření nově napadlého sněhu se provádí na dřevěných destičkách o min. rozměru 30x30 cm a tuhého měřítka s centimetrovým dělením. Po měření se sníh z destičky odstraňuje (Kemel, 1996).

V horských oblastech je dvacetkrát větší pravděpodobnost počtu dní s výškou nového sněhu minimálně 5 cm, než v nížinách. Důležitou charakteristikou je také sezónní úhrn výšky nového sněhu, který ukazuje náročnost místa např. na údržbu pozemních komunikací. V nížinách se jeho hodnota pohybuje kolem 30 cm, v horských oblastech je jeho hodnota až 10x větší a v nejvyšších polohách horských oblastí může dosahovat až hodnot 550 cm (Tolasz, 2007).

5.3 Vodní hodnota sněhu

Vodní hodnota sněhu (SWE) je důležitý hydrologický parametr, který označuje objemové množství vody obsažené ve sněhové pokrývce vzniklé jejím rozpuštěním. Jeho hodnota se uvádí v milimetrech vodního sloupce a měří se u souvislé sněhové pokrývky o minimální výšce 4 cm (Tolasz, 2007). Vodní hodnotu sněhu můžeme spočítat podle rovnice (1):

$$SWE = d \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} \right) \quad (1)$$

Pro výpočet je nutné znát výšku sněhové pokrývky (d) v metrech, hustotu sněhu (ρ_s) v kg/m^3 a hustotu vody (ρ_w) zhruba $1 \times 10^{-3} \text{ kg/m}^3$ (Dewalle a Rango, 2008).

Měření vodní hodnoty sněhu obvykle probíhá pomocí srážkoměrné nádoby po odebrání sloupce sněhu, který se nechá roztát. Další možností je ruční měření váhovým sněhoměrem, kdy se vodní hodnota určí zvážením odebraného sněhového sloupce (Tolasz, 2007). Na těžko dostupných místech se instalují totalizátory, jejichž úkolem je zachytit atmosférické srážky všeho druhu, pevné srážky přeměnit na kapalné a pokud možno zachovat je beze ztrát (Kemel, 1996). V síti klimatologických a srážkoměrných stanic ČHMÚ se v zimním období provádí měření vodní hodnoty sněhu vždy v sedm hodin ráno jednou týdně (Tolasz, 2007).

5.4. Hustota sněhu

Hustota sněhu je důležitý parametr v hydrologii, který se využívá k převodu výšky sněhové pokrývky na vodní hodnotu sněhu. Čím je sníh starší, tím je vyšší jeho

hustota. Na hustotu má vliv také teplota a vítr. Vysoké teploty a síla větru signalizují vysokou hustotu a naopak (Doesken a Judson, 1996).

Hustotu sněhu můžeme vyjádřit vztahem (2):

$$\rho_s = \frac{V_v}{V_s} * \rho_v \quad (2)$$

Kde V_v značí objem vody vzniklé roztátím sněhu v jednotkách m^3 , V_s je původní objem sněhu před roztátím v m^3 a ρ_v je objemová hmotnost vody v kg/m^3 (Novák, 2014).

V průměru bývá hustota u nově napadlého sněhu rovna $0,1 g/cm^3$, v případě ulehleho sněhu $0,15-0,2 g/cm^3$. V období maxima sněhové pokrývky se pohybuje v rozmezí $0,25-0,3 g/cm^3$. Koncem zimy v důsledku střídání teplot během dne, mění sních svou strukturu a hustota sněhu je rovna $0,35-0,4 g/cm^3$. Ve vysokých horách je hustota sněhu nejvyšší. Zrnitý firn dosahuje hodnot $0,5 g/cm^3$, firnový led $0,85 g/cm^3$ a ledovec až hodnot $0,9 g/cm^3$ (Kemel, 1996).

Znalost hustoty sněhu je důležitá pro předpověď jarních povodí z tání sněhu, sněhových lavin a pro sněhové hospodářství (Doesken a Judson, 1996).

6. Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu

Intercepce sněhových srážek hraje důležitou roli v ukládání, vývoji a tání sněhu v lesních porostech. Vliv intercepce je patrný zejména u stálezelených porostů s mírou jejich výšky a listové plochy. V této souvislosti upozorňuje (Pomeroy a Brun, 2001) především na význam jehličnatých porostů při utváření zimního mikroklimatu a charakteristické rozložení sněhové pokrývky. Lesní porost udržuje nižší teplotu vzduchu, propouští méně krátkovlnného záření, udržuje vyšší vlhkost vzduchu a snižuje rychlost větru v lesním prostředí. Tyto faktory zpomalují tání sněhu a prodlužují dobu trvání sněhové pokrývky (Chang, 2013). Sních zadržovaný vegetací je neustále ovlivňován možnou sublimací, táním, může být přerozdělován větrem nebo spadávat z větví stromů. Zda se sních zadržovaný vegetací dostane dále na zemský povrch nebo se vypaří závisí výrazně na lokálních klimatických podmínkách, druhu a hustotě lesního porostu (Pomeroy a Brun, 2001).

U intercepce sněhu hraje důležitou roli perzistence listové plochy, zda se jedná o dřeviny opadavé či stálezelené, dále uspořádání a pružnost větví, zakmenění a zápoj porostu, případně index listové plochy (Dewalle a Rango, 2008). Husté jehličnaté porosty mohou zachytit větší množství sněhu než opadavé (většina listnatých), které

jsou během zimy bezlisté. Tenké a bezlisté větve jsou schopné zachytit výrazně méně sněhových srážek (Chang, 2013). Přítomnost listů/jehličí přispívá v zimě k počáteční akumulaci sněhu díky větší záchytné ploše. U jehličnanů se mohou sněhové částice přemostňovat přes jehlice a postupně hromadit, dokud není celá větev pokrytá sněhem. Délka jehličí, počet jehlic ve svazku a orientace jehlic má však zanedbatelný účinek na akumulaci sněhu. Flexibilita větví ovlivňuje množství z nich spadaneho sněhu. S teplotou rostoucí k 0°C se pružnost větví zvětšuje a dochází k většímu odpadávání sněhu na půdní povrch (Dewalle a Rango, 2008). Kromě ukládání sněhu má lesní porost také důležitý vliv na proces tání sněhu (zadržování sluneční radiace korunami stromů a utváření porostního klimatu) a genezi odtoku (Hříbik a Škvarenina, 2007(2)).

Vliv na intercepci sněhu v korunách stromů mají také meteorologické faktory, teploty kolem 0°C zvyšují soudržnost sněhových částic a vedou ke zvýšení množství sněhu akumulovaného listovou plochou. Sněhové částice při teplotách pod bodem mrazu nejsou obecně tak soudržné a v kombinaci se silným větrem během sněžení může dojít ke snížení celkové intercepce. Nesoudržné částice se mohou odrážet nebo uvolňovat od již zachyceného sněhu (Dewalle a Rango, 2008).

Intercepci můžeme rozlišovat na okamžitou, která je spojená s činiteli působícími v čase srážky a na intercepci celkovou, která je spojená s činiteli působícími během dalšího období. Celková intercepce bývá zpravidla menší než ta okamžitá, protože sníh zachycený vegetací se dostává na zem vlivem působení větru, který ho shazuje nebo vlivem teploty, kdy sníh taje. V lesním prostředí je tání sněhové pokrývky méně intenzivní a probíhá se zpožděním oproti bezlesí (Dewalle a Rango, 2008) (Hříbik a Škvarenina, 2006).

Jakmile je sníh zachycen vegetací může sublimovat. Sublimace je děj, kdy se mění skupenství z pevného na plynné. Obvykle nastává, když je teplota rosného bodu nižší než teplota povrchu sněhové pokrývky a vzduch není nasycený vodou (Chang, 2013). Tento proces závisí na mnoha faktorech včetně rychlosti větru nebo typu a rozsahu vegetačního pokryvu. Studie Winklerové (2001) uvádí ztráty ze sublimace v boreálním lese v Saskatchewanu až 5 mm za den. Největší ztráty ze sublimace, až 40% z celkového ročního sněžení, byly naměřeny pro smrkový porost, ztráty 31% pro borovicový porost a nejnižší ztráty (13%) byly naměřeny pro smíšený les.

V horských lesích vlivem intercepčních procesů dochází k postupnému ukládání sněhových vrstev a jejich setrvání až do jarního oteplení a tání (Hříbik a Škvarenina, 2007(2)).



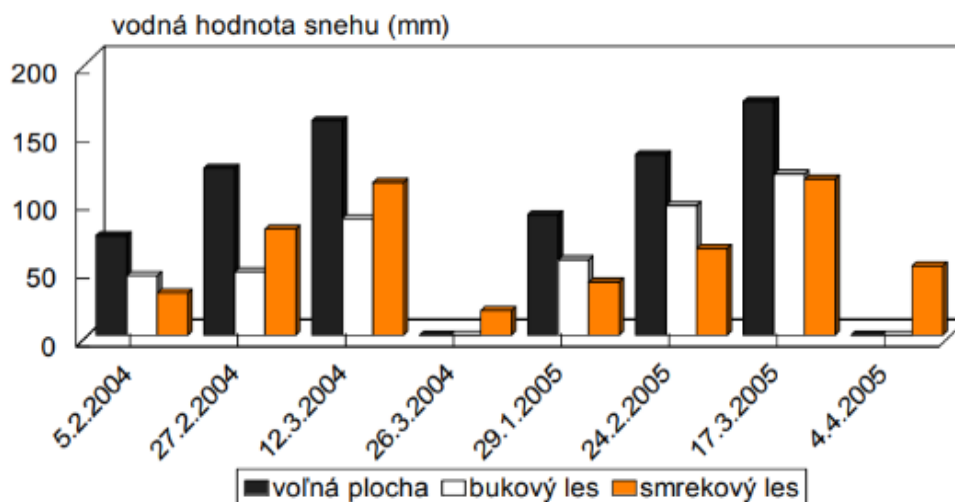
Obr. 5 Zadržný sníh na jehličnanu, kde jsou vidět účinky přemostění sněhových částic přes svazky jehlic (vlevo) a sníh zadržný v opadavém lese (vpravo) (Dewalle a Rango, 2008)

Proces intercepce představuje pro lesní ekosystém ztrátu vody, disponibilní pro doplňování vodních zdrojů, tento negativní aspekt je patrný zejména u smrkových porostů nižších poloh, naopak v horském prostředí s četným výskytem mlhy a nízké oblačnosti může působit navyšování vodní bilance (Křeček et al., 2017).

Vliv lesa na akumulaci a tání sněhové pokrývky závisí na charakteru zimního počasí, zima kontinentálního charakteru nebývá narušována náhlými oblevy, zatímco při oceánském vlivu dochází k vyšším intenzitám tání na volných otevřených plochách, kdy se může sněhová pokrývka i zcela ztratit a pak znovu vytvořit (Hříbik a Škvarenina, 2006). Intenzita tání sněhu v jehličnatých lesech může být oproti volné ploše až 9krát nižší a trvání sněhové pokrývky může být prodlouženo až o 30 dní (Hříbik a Škvarenina, 2007(2)).

Měření z biosférické rezervace CHKO Poľana z roku 2004 a 2005 porovnává vliv druhu porostu na výšku a vodní hodnotu sněhu u smrkového lesa (cca 20 let starý), bukového lesa (cca 40letý) a volné otevřené plochy. Na obrázku č.6 je zobrazen rozdíl vodní hodnoty sněhu. Nejvyšší hodnoty byly naměřené na volné ploše až do vrcholu zimy. Vlivem oceánského charakteru zimy, kdy docházelo ke střídání chladných a teplých period, byla vodní hodnota sněhu ve smrkovém lese vyšší než v bukovém. Naopak v roce 2005, kdy probíhala zima kontinentálního charakteru, byla vodní

hodnota vyšší u bukového lesa. Na konci obou zimních období se projevil tlumivý účinek jehličnatých lesů na tání sněhové pokrývky (Hříbik a Škvarenina, 2006).

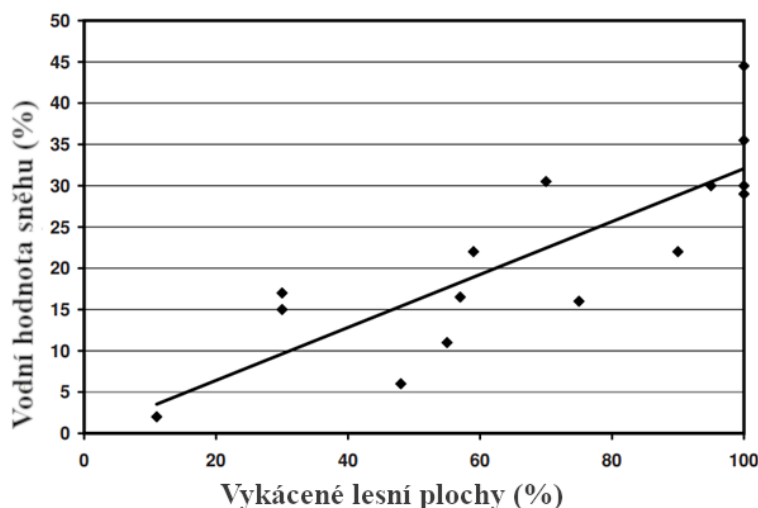


Obr. 6 Rozdíl vodní hodnoty sněhu na volné ploše, v bukovém lese a smrkovém lese (Hříbik a Škvarenina, 2006)

Krátkovlnné sluneční záření je významné pro tání sněhu na otevřených plochách (Hotový a Jeníček, 2019). V relativně hustých jehličnatých lesích je propustnost sluneční radiace jen cca 10 % z celkového množství dopadajícího globálního záření, zatímco u opadavých lesů je tato propustnost cca 50 %. Téměř všechno dlouhovlnné záření je lesním porostem absorbováno (Dewalle a Rango, 2008). V případě zdravého zapojeného lesa může být dlouhovlnná radiace důležitým vstupem energetické bilance a tání sněhové pokrývky (Hotový a Jeníček, 2019).

Kácení lesního porostu může výrazně ovlivnit aspekty jako je akumulace, hustota a teplota sněhu. Například studie v oblasti Hyrkánských smíšených lesů v letech 2001 až 2005 v Íránu (Mirzahosseini a Saravi, 2018) ukázala významný rozdíl v hodnotě výšky sněhu, kdy průměrná výška sněhové pokrývky ve zdravém lese byla 13,88 cm a v oblasti s kácením lesního porostu 21,15 cm. Se snižující se hustotou zápoje korun stromů se zvyšovala teplota sněhové pokrývky. Průměrná teplota sněhu ve zdravém lese byla stanovena na $-3,3^{\circ}\text{C}$ a s oblastí kácení stromů klesla na $-10,3^{\circ}\text{C}$.

Dopady lesnické činnosti na procesy ukládání a tání sněhu závisí především na technologii lesní těžby a obnovy lesa. Výchovné zásahy (probírky a individuální odstraňování stromů pro regenerační účely) vedou ke vzniku malých mýtin, umožňující vyšší propustnost slunečního záření a tím vyšší tání a sublimaci. U rozsáhlých sečí se může projevit vliv větru (Dewalle a Rango, 2008). Nově vytvořené mýtiny zachycují větší množství sněhu, který zde ale podléhá rychlejšímu tání a může přispívat potenciálním povodňovým průtokům (Chang, 2013). Na Obr. 7 jsou uvedeny výsledky experimentu vlivu lesní těžby na akumulaci sněhu na experimentální ploše Fraser v Coloradu (USA), s vykácenou plochou roste vodní hodnota sněhové pokrývky. Z výsledků pozorování v západních částech USA lze shrnout: rozsáhlé kácení dřevin vedlo k nárůstu sněhové pokrývky o 22 % – 45 %, zatímco selektivní kácení vedlo k nárůstu sněhové pokrývky jen o 10 % – 17 % (Dewalle a Rango, 2008).



Obr. 7 Účinky kácení jehličnatých lesů na akumulaci sněhu ve Fraser Experimental Forest, Colorado, USA (Dewalle a Rango, 2008)

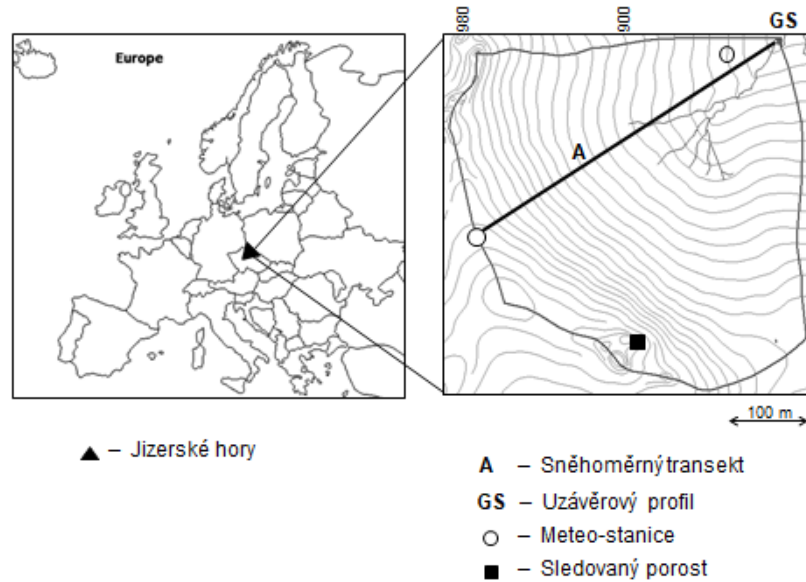
7. Experiment: CHOPAV Jizerské hory

7.1 Experimentální povodí Sklářského potoka

7.1.1 Geografické poměry

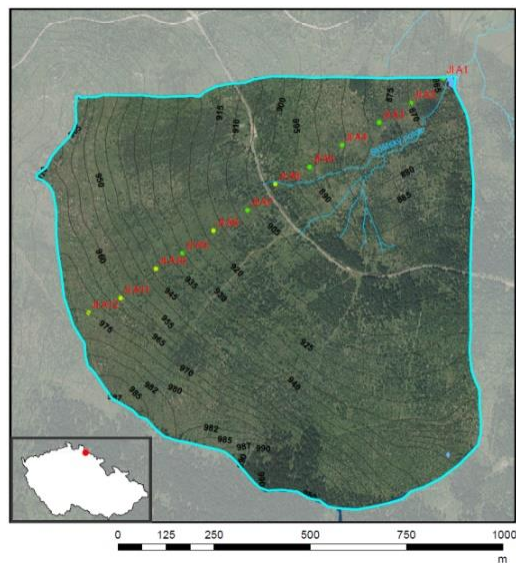
Monitoring sněhové pokrývky probíhal v experimentálním povodí Sklářského potoka (profil Jizerka, 50°48'21"–50°48'59"N, 15°19'34" – 15°20'48" E, číslo hydrologického pořadí: 1-10-78-000) na náhorní ploše Jizerských hor (Obr. 1).

Jizerské hory tvoří část přirozené severní hranice české kotliny. Nejvyšší vrcholy jsou Smrk (1124m.n.m) a Jizera (1122 m.n.m.) (Balatka a Kalvoda, 2006). V roce 1986 byla tato oblast vyhlášena chráněnou krajinnou oblastí (CHKO Jizerské hory) o celkové rozloze 368 km² (Demek a Mackovčín, 2006) a v roce 1978 chráněnou oblastí přirozené akumulace vody (CHOPAV) dekretem 40/1978 podle Zákona o vodách 138/1973 Sb.



Obr. 8 Experimentální povodí Sklářského potoka

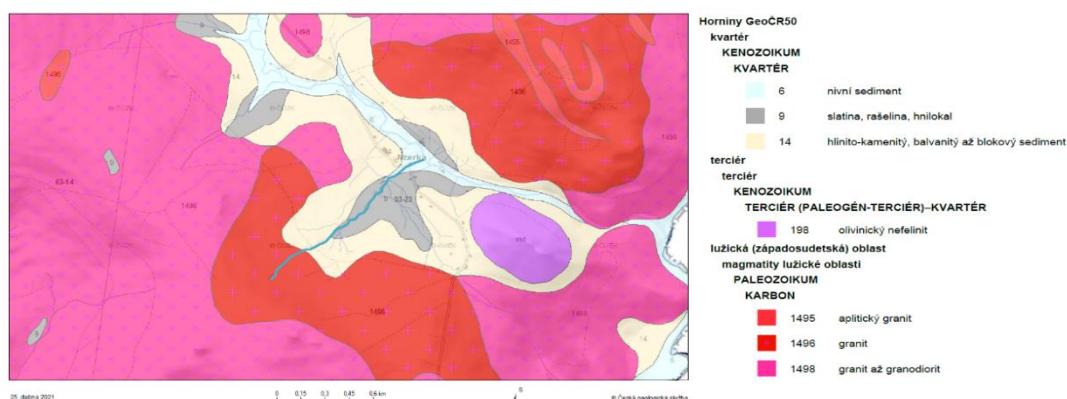
Vertikální transekt A pro sledování sněhové pokrývky byl vytyčen na smýcené části povodí (Obr. 9): ve 100 m kroku zde bylo instalováno celkem 12 dvoumetrových latí pro stanovení výškového gradientu akumulace sněhu.



Obr. 9 Sněhoměrný transekt

7.1.2 Geologické a půdní poměry

Jizerské hory nemají z geologického hlediska jednotnou stavbu. Vznikaly postupně vrásněním z různých geologických období, a to od assyntského vrásnění přes kaledonské vrásnění až po hercynské. Převážnou část pohoří tvoří Krkonošsko-jizerský masiv, jehož stáří se odhaduje přibližně na 300 mil. let a je obklopen pláštěm metamorfovaných hornin. Dominantní horninou převážné části pohoří je žula, ze které jsou tvořeny četné skalní útvary po celých Jizerských horách (Chaloupský et al., 1996). V severní části hor se dochovala úzká pásma svorů z období mladších starohor, větší část tohoto území však tvoří ortoruly ze starších prvohor. Jižní svahy jsou tvořeny převážně fylity a různými břidlicemi. V menší frekvenci se v oblasti vyskytují také mladší vulkanity a po vnějším obvodu hor se nacházejí mladé sedimentární pánve vyplněné nezpevněnými usazeninami (Karpaš, 2009).



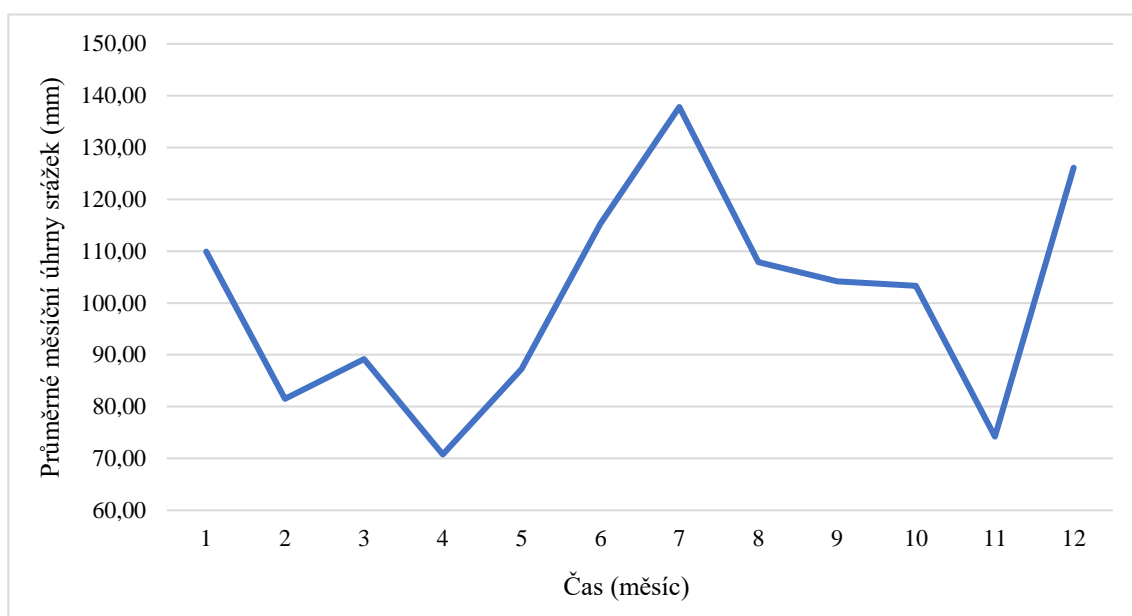
Obr. 10 Geologická mapa (Česká geologická služba, 2021) – modře označen Sklářský potok

V oblasti Sklářského potoka se vyskytují tři půdní typy. Převážně se jedná o organozemě, v menší míře poté o podzoly a kryptozoly (Ministerstvo životního prostředí, 2021).

7.1.3 Klimatické poměry

Podnebí Jizerských hor je dáno polohou pohoří ve středu Evropy a tím, že jde o první vyšší celistvý útvar na severozápadním okraji krkonošsko-jesenické soustavy. Střídání terénních útvarů způsobuje velkou proměnlivost klimatu. Celkově patří do chladné klimatické oblasti. Oblast je pokryta sněhem až 160 dní v roce. Průměrná roční teplota se pohybuje v rozmezí 4 – 7 °C, průměrné lednové teploty jsou okolo -5 °C a průměrné letní okolo 16 °C. Extrémní teplota zde byla naměřena v roce 1940 a

činila $-42\text{ }^{\circ}\text{C}$. V nížinách dochází k častým teplotním inverzím. Dominantní směr proudění větru je severozápadní a jihovýchodní. Průměrná roční rychlost větru se pohybuje v rozmezí $4 - 5\text{ m/s}$. Nejvyšších rychlostí dosahuje vítr během zimního období ($4,5 - 5\text{ m/s}$), nejnižší během letního období ($3,5 - 4\text{ m/s}$). Vliv vlhkého proudění se projevuje i na výjimečných srážkových úhrnech. V roce 1897 byl na stanici na Nové Louce naměřen evropský rekord v denním úhrnu srážek, kdy bylo naměřeno 345 mm . Celkem v horách spadne $800 - 1700\text{ mm}$ srážkových úhrnů za rok. V roce 1926 spadlo na Jizerce celkem 2201 mm srážkových úhrnů za rok. Rekordní jsou úhrny také sněhových srážek, které průměrně za 6 zimních měsíců činí průměrně 800 mm . Sněhová pokrývka zde dosahuje mocnosti průměrně okolo 150 cm . V nejvyšších horských částech někdy však i 300 cm (Tolasz, 2007).



Obr. 11 Průměrné měsíční úhrny srážek v povodí Sklářského potoka (profil Jizerka) za období 2005-2018

7.1.4 Hydrologie

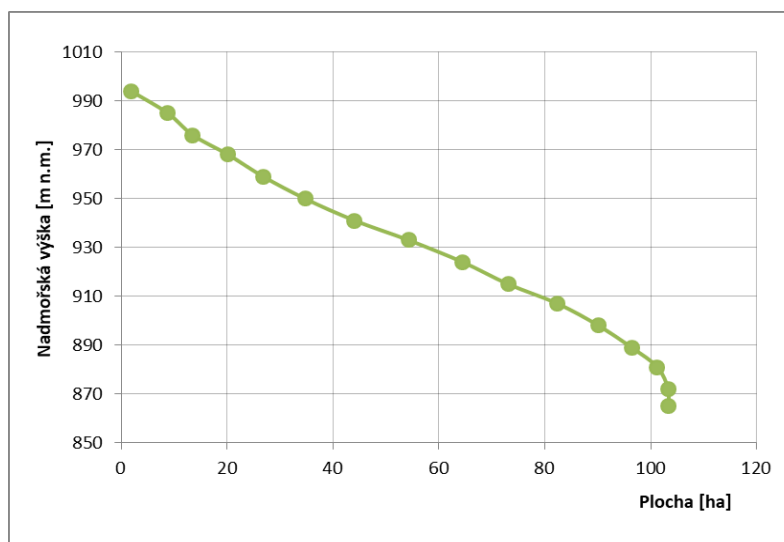
Jizerské hory se řadí k významným zásobárnám vody v Čechách. Představují evropské rozvodí, kde ze západní a jihozápadní části jsou vody z povodí řeky Nisy a Snědé odváděny do Blatského moře, východní a jihovýchodní území je odvodňováno z povodí Jizery do moře Severního. Většina vodních toků pramení ve vrchovištích, ležících na vysoko položené náhorní plošině (Hydrologie AOPK ČR, 2021).

Sklářský potok je pravostranný přítok Jizerky. Povodí Sklářského potoka o rozloze $1,03\text{ km}^2$ je předmětem výzkumu od roku 1982, zaměřeného na dopady kyselé atmosférické depozice a lesnických zásahů na hydrologické procesy. Základní

morfologické charakteristiky experimentálního povodí jsou uvedeny v Tab. 1 a hypsografické křivce v Obr. 12.

Tab. 1 Základní morfologické charakteristiky povodí Sklářského potoka

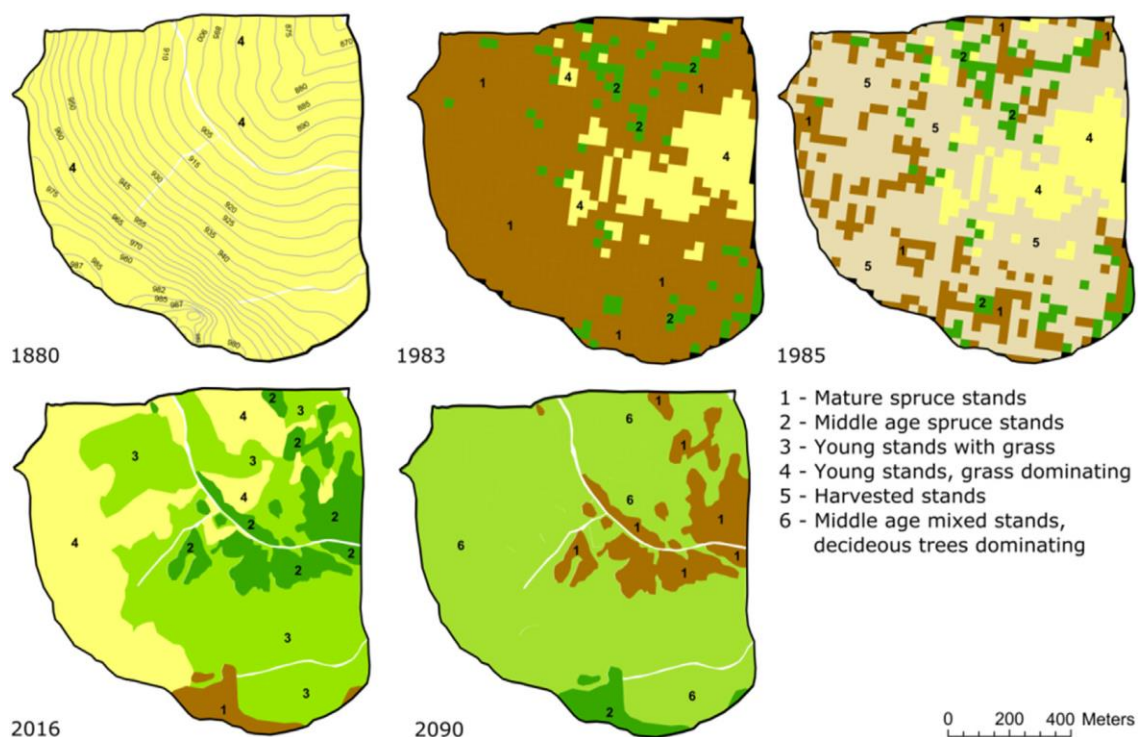
Plocha povodí	1,033	km ²
Délka rozvodnice	3,948	km
Max. nadmořská výška	994	m n. m.
Min. nadmořská výška	862,3	m n. m.
Průměrná nadmořská výška	927	m n. m.
Maximální sklon	24,33	%
Minimální sklon	0,017	%
Průměrný sklon	7,53	%
Index tvaru povodí	0,694	-



Obr. 12 Hypsografická křivka povodí Sklářského potoka

7.1.5 Krajinový pokryv

Lesní plocha v Jizerských horách činí téměř 270 km². Přirozená bezlesí najdeme jen na sutích nejvyšších vrcholů hor, na živých rašeliništích, některých mokřadech a přirozených vodních plochách. Lesní společenství Jizerských hor je poměrně druhově chudé (Lesnictví AOPK ČR, 2021). Koncem 19-tého století byly smíšené lesní porosty na Jizerce vytěženy pro místní sklárnu, která byla v činnosti 1866 – 1911, a nahrazeny monokulturou smrku (*Picea Abies*). V osmdesátých letech minulého století byly tyto porosty poškozeny vlivem atmosférických emisí (síry a dusíku) a kyselé atmosférické depozice, a smýceny v letech 1984 – 1988. Poté došlo k obnově lesa. Tyto změny jsou dokumentovány pomocí snímků satelitů Landsat 4,5 a Sentinel 2.



Obr.13 Vývoj lesních porostů od roku 1880-2090

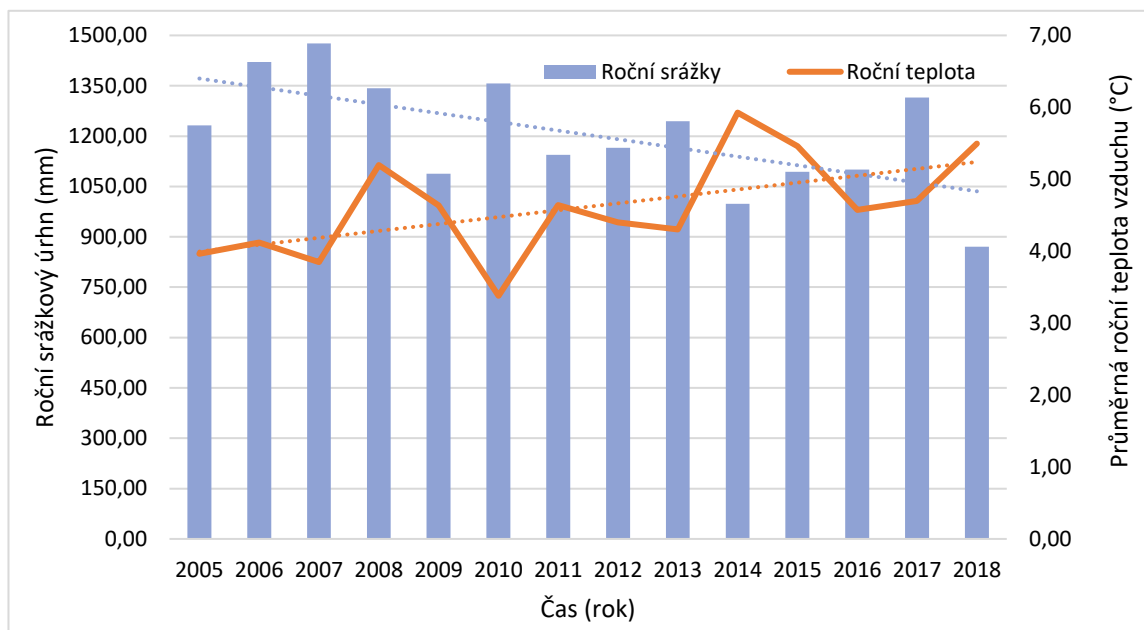
Tab. 2 Vegetační pokryv na Jizerce v roce 2016

Skupina	Vegetace	Plocha (10 ³ m ²)	(%)	Prům. výška (m)	Index listové plochy (-)
1	Dospělé porosty smrku	45	4	23	6.8
2	Střední porosty	150	15	17	4.7
3	Mladé porosty s trávou	484	48	3.9	3.5
4	Plochy s trávou	332	33	0.5	2.2

7.2 Analýza dat

Zásadní vliv na akumulaci a tání sněhové pokrývky má úhrn srážek a teplota vzduchu. Průběh průměrných ročních teplot a ročních srážkových úhrnů v povodí Sklářského potoka, za období 2005 – 2018, je uveden v obr. 14. Relativně delší období s nižšími úhrny srážek je evidováno v letech 2014 – 2016, extrémně suchý byl zejména rok 2018. Z tohoto grafu je také patrný rostoucí trend průměrné roční teploty vzduchu a klesající trend ročních srážkových úhrnů. Trendy jsou staticky významné (Spearmanův korelační koeficient (R_s) pro teplotu vzduchu $R_s = 0,567$ je větší než kritická hodnota

$R_{s,krit} = 0,534$ a pro srážkové úhrny $R_s = 0,638$ je větší než $R_{s,krit} = 0,534$ na hladině významnosti $p=0,05$).

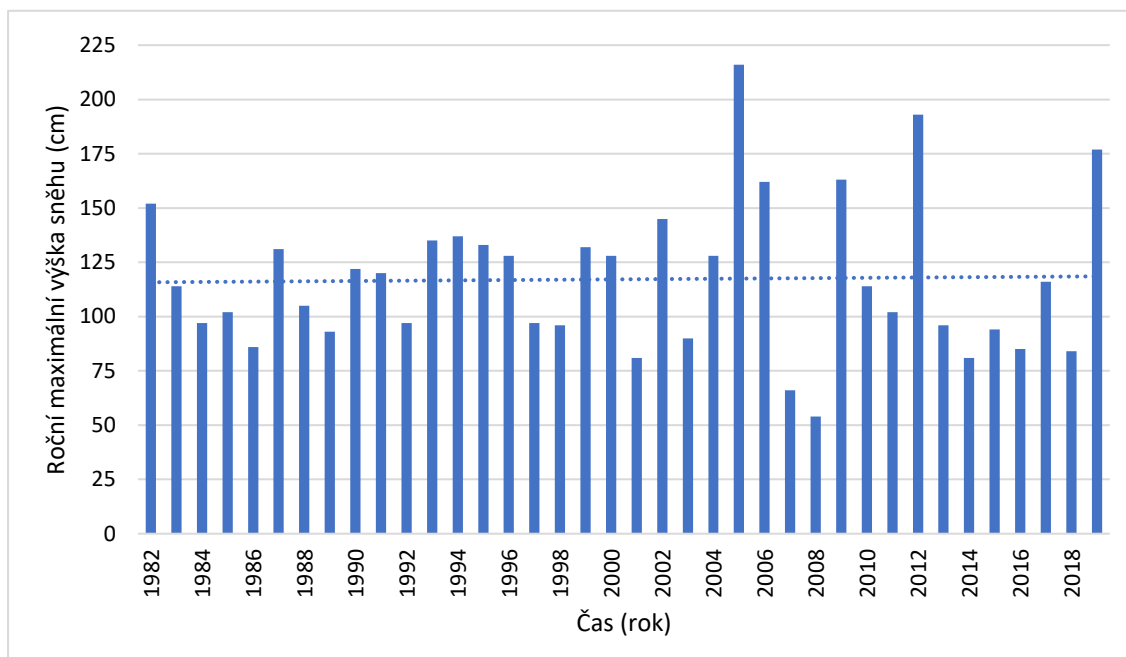


Obr. 14 Roční úhrn srážek a průměrná roční teplota vzduchu na povodí Sklářského potoka v letech 2005-2018

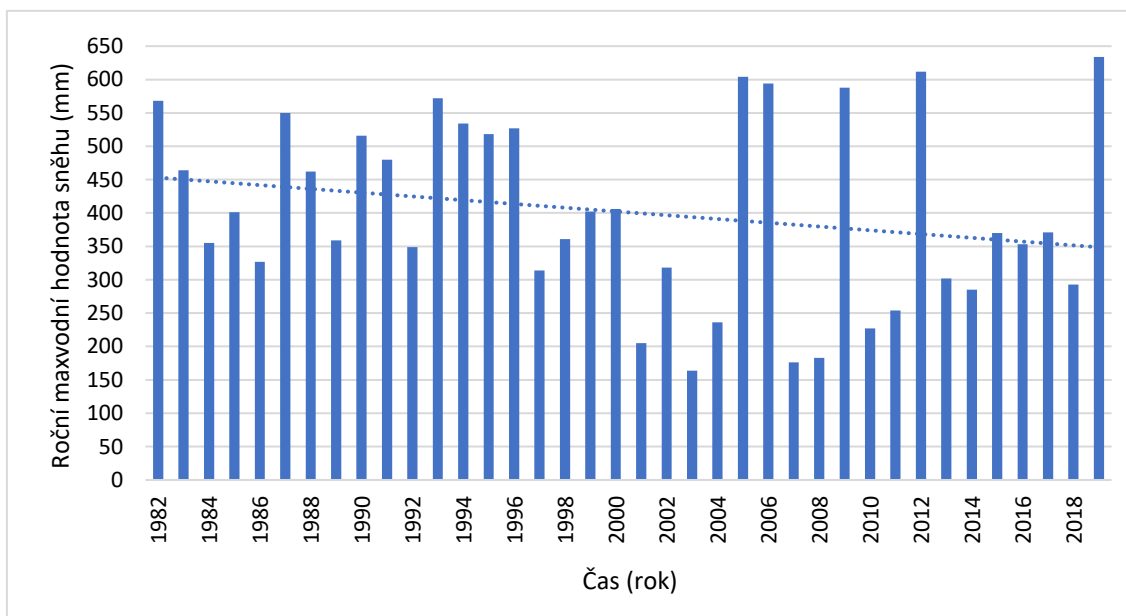
V rámci této studie jsem analyzovala změny v akumulaci a tání sněhové pokrývky s postupnou obnovou lesa v povodí Sklářského potoka, které bylo v letech 1984-1988 kompletně smýceno. Pracovala jsem s předpokladem, že s rostoucí hustotou porostu se zvyšuje množství akumulovaného sněhu v korunách stromů a vznikají tak větší ztráty sublimací sněhu. Volné plochy jsou více vystavené slunečnímu záření a účinkům větru, tání sněhové pokrývky je zde rychlejší a celková doba trvání sněhové pokrývky je na volné ploše kratší než v lese.

Hodnoty ročních maxim výšky a vodní hodnoty sněhu naměřené na experimentálním povodí v letech 1982 – 2019 jsou uvedeny v obr. 15 a 16. Z grafu obr. 15 nejsou patrné významné změny maximální výšky sněhu v průběhu těchto let (a nebyl ani potvrzen statisticky významný trend v časové řadě dat), největší rozptyl hodnot vykazuje období 2005 – 2008, kdy úhrny srážek byly poměrně vysoké, ale teplota vzduchu v roce 2008 byla výrazně vyšší a mohla tak negativně ovlivnit procesy akumulace sněhu. Vodní hodnota sněhu odpovídá výšce sněhové pokrývky a hustotě sněhu. Z obr. 16 a 17 vyplývá zřetelný klesající trend maxim vodní hodnoty sněhu a odtoku v časové řadě dat, ale ani tento trend není statisticky významný ($R_s = 0,227$ je menší než hodnota $R_{s,krit} = 0,35$ na hladině významnosti 0,05). Navíc není možné

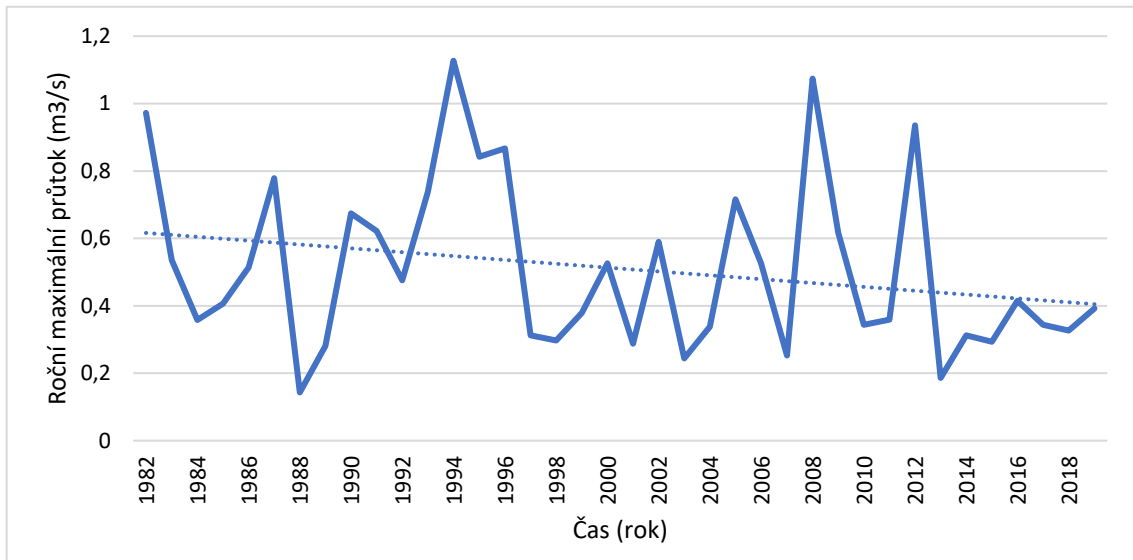
jednoznačně určit, zda je klesající trend zapříčiněn obnovením lesních porostů nebo obecně se zvyšující teplotou vzduchu a snižujícím se úhrnem srážek.



Obr. 15 Maximální výška sněhu v povodí Sklářského potoka v letech 1982-2019

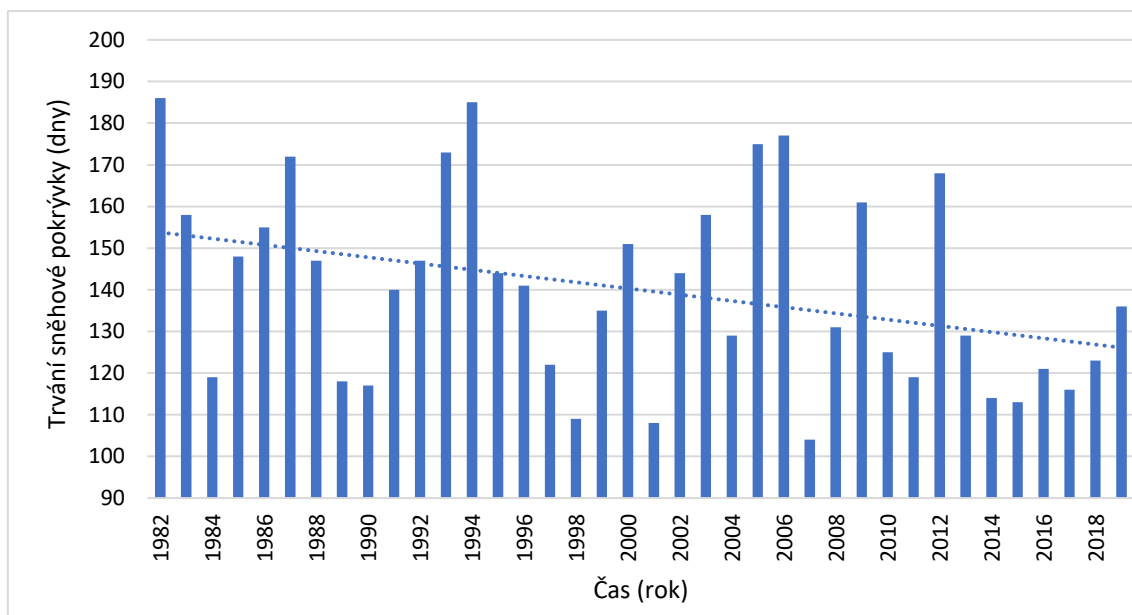


Obr. 16 Maximální vodní hodnota sněhu v povodí Sklářského potoka v letech 1982-2019

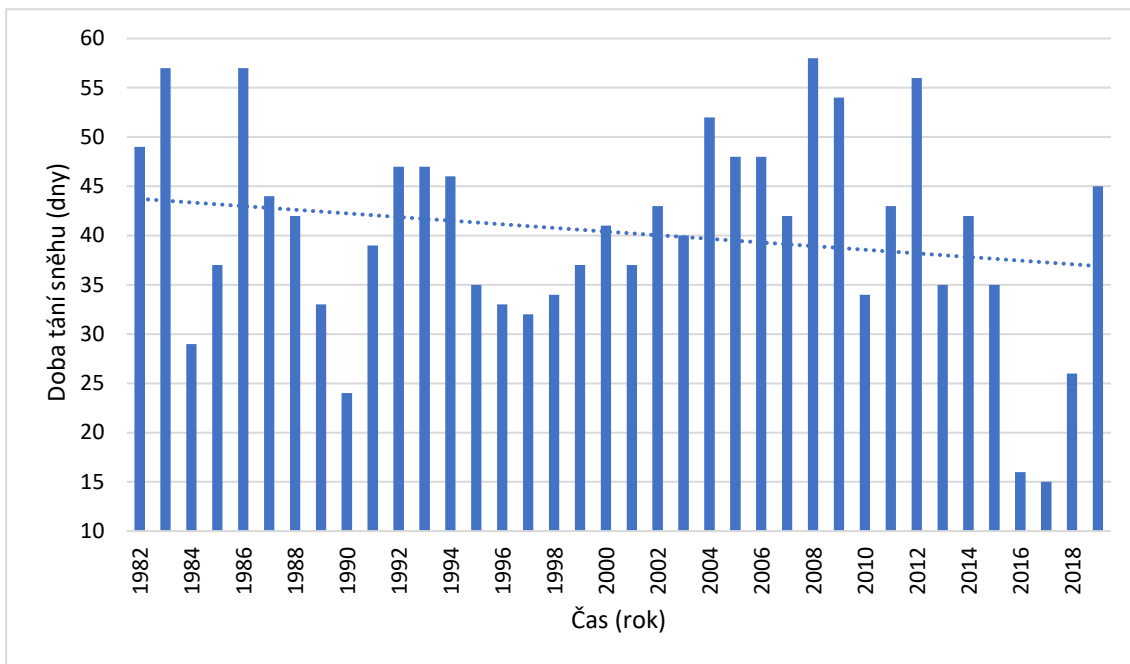


Obr. 17 Maximální odtok z povodí Sklářského potoka v letech 1982-2019

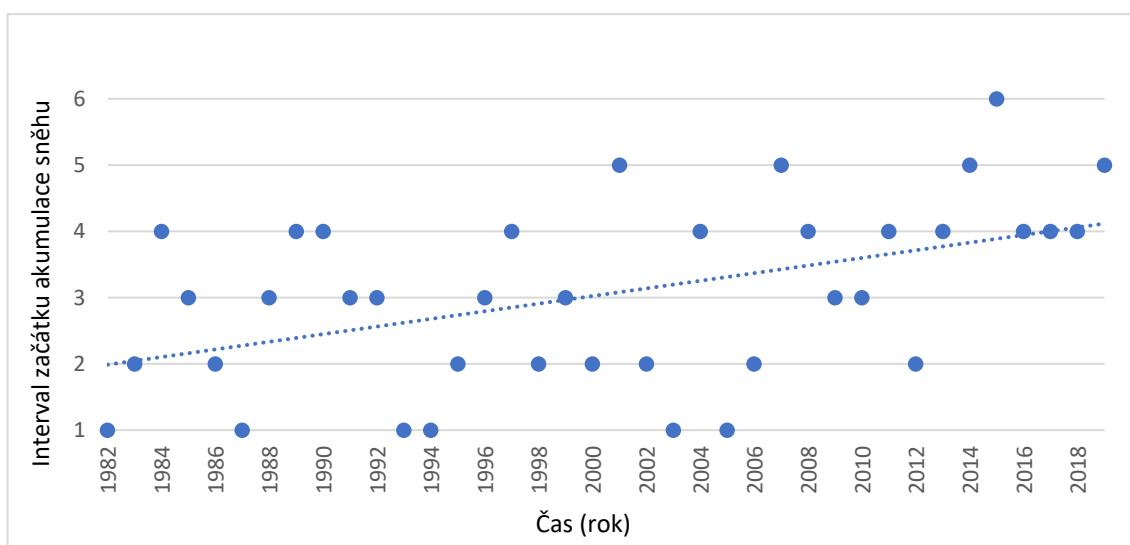
Porovnávala jsem také dobu trvání (obr. 18) a tání (obr. 19) sněhové pokrývky. V obou případech je patrný klesající trend, pro dobu trvání sněhové pokrývky hodnota Spearmanova koeficientu $R_s = 0,36$ jemně převyšuje kritickou hodnotu $R_{s,krit} = 0,35$, pro dobu tání nebyl potvrzen staticky významný trend. Doba trvání i tání sněhové pokrývky se zkracuje, což odporuje původnímu předpokladu. Data počátku trvání souvislé sněhové pokrývky (počátek akumulace sněhu) jsou uvedena v obr. 20. I přes relativně značný rozptyl dat je evidentní, že dochází k posunu počátku akumulace sněhové pokrývky listopad – prosinec.



Obr. 18 Trvání souvislé sněhové pokrývky v povodí Sklářského potoka, 1982-2019



Obr. 19 Doba tání sněhu v povodí Sklářského potoka, 1982-2019

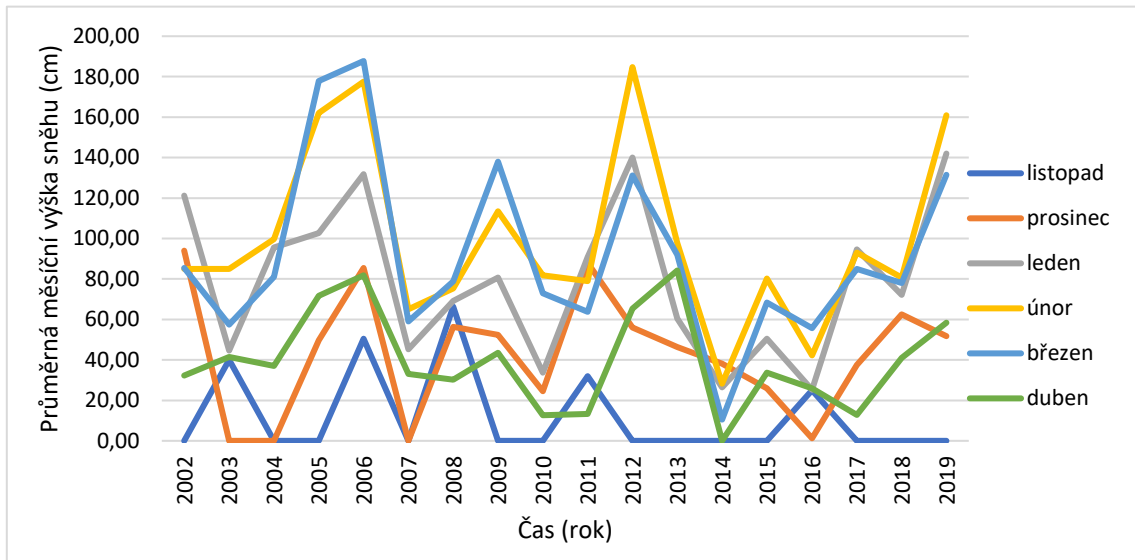


Obr. 20 Začátek akumulace sněhové pokrývky v povodí Sklářského potoka, 1982-2019

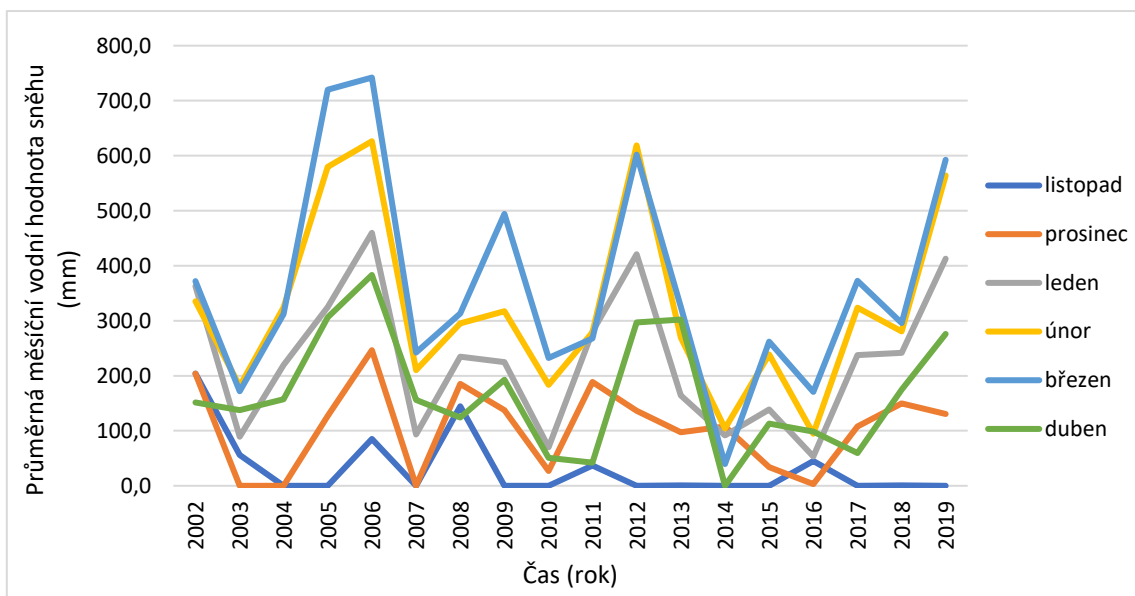
Intervaly k obr.20

- 1 01.-10.11.
- 2 11.-20.11.
- 3 21.-30.11.
- 4 01.-10.12.
- 5 11.-20.12.
- 6 21.-31.12.

V obr. 21 a 22 jsou schematicky zobrazeny hodnoty průměrné měsíční výšky a vodní hodnoty sněhu měřené na stanovišti 6 (nadmořská výška 899 m) sněhoměrného transektu povodí Sklářského potoka v letech 2002 – 2019.



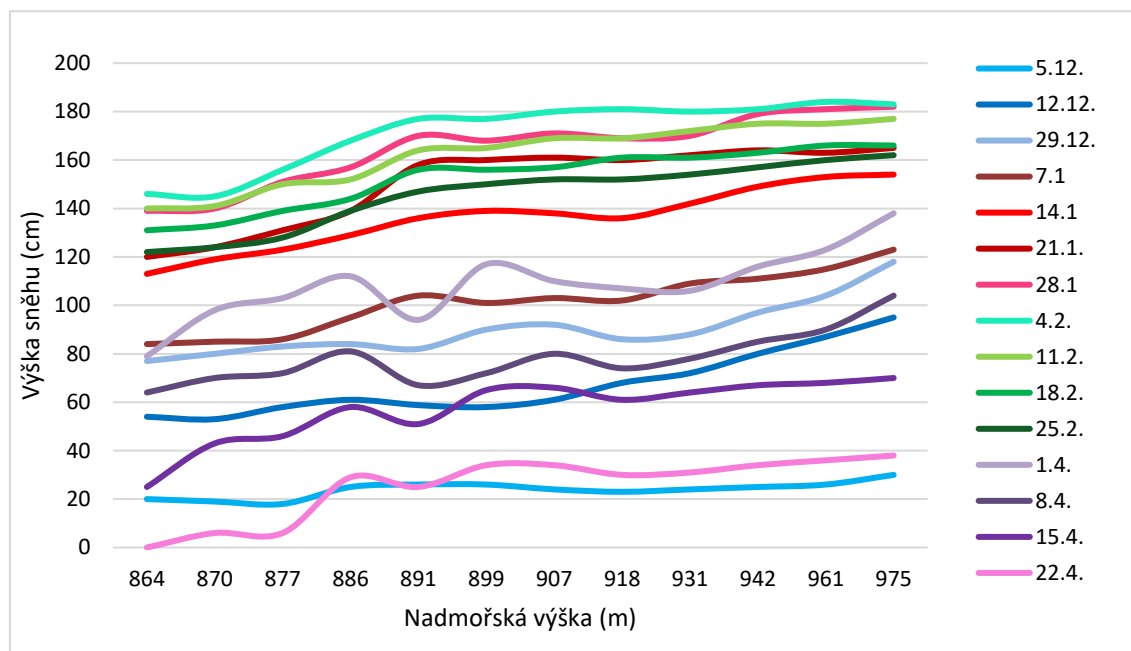
Obr. 21 Průměrná měsíční výška sněhu v letech 2002-2019



Obr. 22 Průměrná měsíční vodní hodnota sněhu v letech 2002-2019

V teoretické části této studie jsem se zabývala vlivem fyzicko-geografických faktorů na akumulaci a tání sněhové pokrývky (viz kapitola 3). Sezonní výška sněhu (zimní období 2018 – 2019) v závislosti na nadmořské výšce sněhoměrného transektu A

povodí Sklářského potoka je uvedena na obr. 23. Obecně, s rostoucí nadmořskou výškou roste výška sněhové pokrývky. Nejvyšší hodnoty výšky sněhu byly naměřeny v nadmořské výšce 975 m, s růstem nadmořské výšky se prodlužuje doba trvání sněhové pokrývky.



Obr. 23 Vliv nadmořské výšky na výšku sněhové pokrývky v sezóně 2018-2019

7.3 Zhodnocení a diskuse

Z výsledků nelze jednoznačně určit vliv lesa na akumulaci a tání sněhu. Podle údajů Changa (2012) je rozložení sněhu v lese ovlivněno hlavně zápojem a zakmeněním porostu. To může být jedním z faktorů, proč se zvolenou hypotézu v této studii nepodařilo prokázat – hustota obnoveného lesního porostu v experimentálním povodí Sklářského potoka není dostatečná. Dalšími důležitými faktory ovlivňující výsledky jsou rostoucí průměrná roční teplota vzduchu a klesající průměrný roční úhrn srážek. Tyto faktory mají významný vliv na množství akumulované pokrývky a ovlivňují i dobu jejího trvání a tání. Doba trvání sněhu se zkracuje, jelikož začátek akumulace sněhu se oddaluje a začíná až v prosinci a trvá do dubna. Tání sněhové pokrývky významnější rozdíly v době začátku a konce trvání procesu nevykazuje. Klesající trend v datech je zřejmě ovlivněn v důsledku extrémně krátkých dob tání sněhu v letech 2016 – 2018, které byly zřejmě zapříčiněny vysokou teplotou vzduchu v těchto letech. Předpoklad o závislosti nadmořské výšky a výšky sněhové pokrývky se potvrdil, s

obnovou lesa je zřejmě kontrolován proces redistribuce sněhové pokrývky větrem (patrným především ve vyšších nadmořských výškách). Výraznější odchylky od předpokládané výšky sněhu jsou evidovány v průběhu dubna na stanovišti č.5 (nadmořská výška 891 m) sledovaného transektu a mohou být ovlivněné relativně řídkým zalesněním v okolí tohoto stanoviště.

8. Závěr

Z poznatků studované odborné literatury je evidentní vliv lesa na akumulaci a tání sněhu. Nejvýraznější rozdíly jsou patrné u hustého jehličnatého lesa porovnávaného s volnou plochou. Díky relativně vysokým hodnotám intercepční kapacity ovlivňují lesní porosty výslednou výšku a vodní hodnotu sněhu, dále díky nízké propustnosti krátkovlnného záření a snižování rychlosti vzduchu prodlužují trvání sněhové pokrývky a zpomalují dobu jejího tání. Z rešerše odborné literatury je patrný vliv lesnické činnosti, kdy se s vytvářením mýtin zvyšuje výška sněhové pokrývky a celková akumulace je zde větší. Volné plochy jsou však více vystavené účinkům větru a vlivem vysoké propustnosti záření zde dochází k rychlejšímu tání sněhové pokrývky, které může přispívat k povodňovým průtokům. Pro předcházení negativním účinkům sněhu je důležité znát charakteristiky sněhové pokrývky pro vytváření modelů odtoku vody ze sněhu a predikci možných povodní.

Pro období 1982 – 2019 byl v experimentálním povodí Sklářského potoka v Jizerských horách analyzován evidentní klesající trend roční maximální výšky sněhu a ročních maximálních průtoků z tání sněhu, ale tyto trendy nebyly prokázány jako statisticky významné na hladině pravděpodobnosti 0,05. Tuto skutečnost lze zdůvodnit jednak popsanou změnou klimatu (růstem průměrné roční teploty a poklesem ročních srážkových úhrnů), jednak s obnovou lesních porostů v povodí. Současně nebyla prokázána ani významná změna v dobách trvání a tání sněhové pokrývky. Naopak, statisticky významný trend byl analyzován pro zkracování doby trvání sněhové pokrývky a posun počátku akumulace sněhu z listopadu na prosinec a vliv nadmořské výšky na akumulaci sněhu.

9. Zdroje

- [1] BALATKA, B. a KALVODA, J. (2006). Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie, Praha, 79 s.
- [2] BARTOŠ Michael, NĚMEC Jan a Jan KOPP. Vodstvo a podnebí v České republice v souvislosti se změnou klimatu. Praha: Pro Ministerstvo zemědělství ČR vydal Consult, 2009, 255 s. ISBN 80-903482-7-0.
- [3] BEDNORZ, E. Snow cover in Eastern Europe in relation to temperature, precipitation and circulation. International Journal of Climatology. April 2004, Vol. 24 (5), s. 591-601. Dostupné z: doi:10.1002/joc.1014
- [4] BLAŽEK Vladimír, NĚMEC Jan a Josef HLADNÝ, ed. Voda v České republice. Praha: Pro Ministerstvo zemědělství vydal Consult, 2006, 253 s. ISBN 80-903482-1-1.
- [5] DEMEK, J. a P. MACKOVČIN. Hory a nížiny-zeměpisný lexikon ČR. Praha: Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, 2006, 582 s.
- [6] DEWALLE, David R. a Albert RANGO. Principles of snow hydrology. Cambridge: Cambridge University Press, 2008, 428 s. ISBN 978-0-511-41400-8.
- [7] DOESKEN, Nolan J. a Arthur JUDSON. The Snow Booklet: A Guide to the Science, Climatology & Measurement of Snow in the United States. 2nd ed. Colorado Climate Center, Dept. of Atmospheric Science: Colorado State University, 1996, 88 s. ISBN 0-9651056-2-8.
- [8] FLIEGL, Ondřej. Vliv fyzicko-geografických faktorů na vývoj sněhové pokrývky: případová studie povodí horní Otavy. Bakalářská práce, Praha: Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie. 2009, 80 s.
- [9] FRY, Juliane L. Počasí a změna klimatu: velká encyklopedie: souhrnný obrazový průvodce. Praha: Svojtka & Co., 2012, 512 s. ISBN 978-80-256-0707-7.
- [10] FURUKAWA, Y. a J. S. WETTLAUFER. Snow and ice crystals. Physics Today. December 2007, Vol. 60 (12), s. 70-71. Dostupné z: doi:10.1063/1.2825081
- [11] GODSEY, S.E., J.W. KIRCHNER a C.L. TAGUE. Effects of changes in winter snowpacks on summer low flows: case studies in the Sierra Nevada, California, USA. Hydrological Processes. 2014, Vol. 28 (19), s. 5048-5064. Dostupné z: doi:10.1002/hyp.9943
- [12] HANZELOVÁ, Miriam a Matúš HRÍBIK. ZHODNOTENIE MONITOROVANÝCH HYDROFYZIKÁLNYCH VLASTNOSTÍ SNEHOVEJ

POKRÝVKY ZIMNÝCH SEZÓN 2009/10, 2010/11, 2011/12, 2012/13 NA VÝŠKOVOM TRANZEKTE V OBLASTI CHOPKU. XVIII. Medzinárodné stretnutie snehárov: Zborník príspevkov zo seminára. 2013, s. 15-21.

[13] HOTOVÝ, Ondřej a Michal JENICEK. Dopady disturbance lesa na energetickú bilanciu snehovej pokrývky se zaměřením na krátkovlnnou a dlouhovlnnou radiaci. XXIII. Stretnutie snehárov: Zborník príspevkov zo seminára. Slovenský hydrometeorologický ústav, Regionálne pracovisko Banská Bystrica, 2019, s. 66-71. ISBN 978-80-99929-01-3.

[14] HRÍBIK, Matúš a Jaroslav ŠKVARENINA. Dynamika snehovej pokrývky na výškovom tranzekte Kráľovej hole - Nízke Tatry, v zime 2005/06. 12. stretnutie snehárov: Zborník zo seminára. 2007(1). s. 75-79.

[15] HRÍBIK, Matúš a Jaroslav ŠKVARENINA. Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. 12. stretnutie snehárov: Zborník zo seminára. 2007(2). s. 88-98.

[16] HRÍBIK, Matúš a Jaroslav ŠKVARENINA. VPLYV NADMORSKEJ VÝŠKY, EXPOZÍCIE, PORASTU A DRUHU PORASTU NA HYDROFYZIKÁLNE VLASTNOSTI SNEHOVEJ POKRÝVKY V BIOSFÉRICKEJ REZERVÁCII POLANA, V ZIMÁCH 2003/04, 2004/05. 11. stretnutie snehárov: Sborník ze semináře. ČHMÚ, Oddělení aplikovaného hydrologického výzkumu, 2006, s. 30-40.

[17] CHALOUPSKÝ, J. et al. Geologie Krkonoš a Jizerských hor. Praha: Academia, 1996, 307 s.

[18] CHANG, Mingteh. Forest hydrology: an introduction to water and forests. 3rd ed. Boca Raton: CRC Press, c2013, 595 s. ISBN 978-1-4398-7994-8.

[19] JENICEK, Michal et al., VLIV SEZÓNŇÍ SNĚHOVÉ POKRÝVKY NA LETNÍ NÍZKÉ PRŮTOKY: PŘÍPADOVÁ STUDIE ZE ŠVÝCARSKÝCH POVODÍ. XXI. Stretnutie snehárov: Sborník příspěvků ze semináře. Praha: ČHMÚ, 2017, s. 7-12. ISBN 978-80-87577-75-2.

[20] JENICEK, M., J. SEIBERT, M. ZAPPA, M. STAUDINGER a T. JONAS. Importance of maximum snow accumulation for summer low flows in humid catchments. Hydrology and Earth System Sciences Discussions. Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union, 2015, Vol. 12, s. 7023-7056. Dostupné z: doi:10.5194/hessd-12-7023-2015

- [21] KARPAŠ, Roman. Jizerské hory. Liberec: RK, 2009, 576 s. ISBN 978-80-87100-08-0.
- [22] KEMEL, Miroslav. Klimatologie, meteorologie, hydrologie. Praha: Vydavatelství ČVUT, 1996, 289 s. ISBN 80-01-01456-8.
- [23] KOBZOVÁ, Eva. Počasí. Olomouc: RUBICO, 1998, 276 s. ISBN 80-85839-26-1.
- [24] KŘEČEK, J., PALÁN, L., STUHLÍK, E. (2017). Acid atmospheric deposition in a forested mountain catchment. *iForest*, 10: 680-686.
- [25] LYNCH, John. Počasí. Praha: Euromedia Group - Knižní klub, 2003, 240 s. Universum (Knižní klub). ISBN 80-242-0939-x.
- [26] MESSERLI, B., D. VIVIROLI a R. WEINGARTNER. Mountains of the World: Vulnerable Water Towers for the 21st Century. *AMBIO*. 2004, Spec. Rep. 13, s. 29-34. Dostupné z: doi:10.5167/uzh-110516
- [27] MIRZAHOSSEINI, M. a M.M. SARAVI. The Effect of Forest Trees Group Cutting on Accumulation, Density and Temperature of Snow (Case Study: Kheiroud Forest Research Station) in Iran. *Environment and Ecology Research*. 2018, Vol. 6 (6), s. 556-561. Dostupné z: doi:10.13189/eer.2018.060605
- [28] NOVÁK, M. Monitorování sněhové pokrývky metodou EIS pro možnost stanovení vodní hodnoty sněhu. 2014, 85 s., Diplomová práce. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Vodní hospodářství a vodní stavby.
- [29] POMEROY, J.W. a E. BRUN. Physical properties of snow. JONES, H.G. et al. *Snow Ecology: An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems*. Cambridge University Press, 2001, s. 45-126.
- [30] SAFEEQ, Mohammad et al. Influence of Winter Season Climate Variability on Snow–Precipitation Ratio in the Western United States. *International Journal of Climatology*. July 2016, Vol. 36 (9), s. 3175-3190. Dostupné z: doi:10.1002/joc.4545
- [31] SAYDI, Muattar a Jian-li DING. Impacts of topographic factors on regional snow cover characteristics. *Water Science and Engineering*. September 2020, Vol. 13 (3), s. 171-180. Dostupné z: 10.1016/j.wse.2020.09.002
- [32] SHAW, E.M. *Hydrology in practice*. 3rd ed. 1994. Taylor & Francis e-Library,
- [33] SLAVÍK, Ladislav a Martin NERUDA. *Voda v krajině. Ústí nad Labem: Univerzita J.E. Purkyně v Ústí nad Labem, Fakulta životního prostředí, 2007, 176 s. ISBN 978-80-7044-882-3.*

[34] TOLASZ, Radim. Atlas podnebí Česka: Climate atlas of Czechia. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2007, 255 s. ISBN 978-80-86690-26-1.

[35] VYSOUDIL, Miroslav. Meteorologie a klimatologie pro geografy. Olomouc: Vydavatelství Univerzity Palackého, 1997, 232 s. ISBN 80-7067-773-2.

[36] WINKLER, R. The Effects of Forest Structure on Snow Accumulation and Melt in South-Central British Columbia. 2001, 179 s. A THESIS SUBMITTED IN PARTIAL FULFILMENT OF THE REQUIREMENTS FOR THE DEGREE OF DOCTOR OF PHILOSOPHY. The University of British Columbia.

Internetové zdroje

[37] Geologická mapa 1 : 50 000 - doplňky, Geologická mapa 1 : 50 000, Klad listů ZM50, Geologická mapa 1 : 50 000 - indexy. In: Geovědní mapy 1 : 50 000 [online]. Praha: Česká geologická služba [cit. 2021-04-25]. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/>

[38] Hortonovský odtok. Český hydrometeorologický ústav [online]. [cit. 2021-4-22].

Dostupné z:

https://www.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/runoff_cz/navmenu.php_tab_1_page_2.2.0.htm

[39] Hydrologie. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR [online]. 2021 [cit. 2021-4-25]. Dostupné z: <https://jizerskehory.ochranaprirody.cz/zakladni-udaje-o-chko/hydrologie/>

[40] Hypodermický odtok. Český hydrometeorologický ústav [online]. [cit. 2021-4-22].

Dostupné z:

https://www.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/runoff_cz/navmenu.php_tab_1_page_2.4.0.htm

[41] Lesnictví. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR [online]. 2021 [cit. 2021-4-25]. Dostupné z: <https://jizerskehory.ochranaprirody.cz/zakladni-udaje-o-chko/lesnictvi/>

[42] MIKLÍN, Jan. Sníh pod lupou: Jak vznikají sněhové vločky. 100+1 zahraniční zajímavost [online]. 2013 [cit. 2021-3-9]. Dostupné z: <https://www.stoplusjednicka.cz/snih-pod-lupou-tajemstvi-snehovych-vlocek>

[43] Půdní mapy. Ministerstvo životního prostředí [online]. [cit. 2021-4-25]. Dostupné z: https://www.mzp.cz/cz/pudni_mapy

[44] Sníh a jeho přeměny. Alpy4000.cz [online]. (nedatováno) [cit. 2021-3-8]. Dostupné z: <https://www.alpy4000.cz/snih-a-jeho-premeny>

Seznam obrázků

Obr. 1 Schéma vzniku sněhových krystalů „Nakaya diagram“

Obr. 2 Průběh vodní hodnoty sněhu a výšky sněhové pokrývky v profilu Kral'ovej Hole v roce 2006

Obr. 3 Denní potenciální příjem solární energie během roku v závislosti na orientaci svahu se sklonem

Obr. 4 Sezónní rozložení sněhové pokrývky v závislosti na sklonu svahu

Obr. 5 Zadržovaný sníh na jehličnanu, kde jsou vidět účinky přemostění sněhových částic přes svazky jehlic (vlevo) a sníh zadržovaný v opadavém lese (vpravo)

Obr. 6 Rozdíl vodní hodnoty sněhu na volné ploše, v bukovém lese a smrkovém lese

Obr. 7 Účinky kácení jehličnatých lesů na akumulaci sněhu ve Fraser Experimental Forest, Colorado, USA

Obr. 8 Experimentální povodí Sklářského potoka

Obr. 9 Sněhoměrný transekt

Obr. 10 Geologická mapa – modře označen Sklářský potok

Obr. 11 Průměrné měsíční úhrny srážek v povodí Sklářského potoka (profil Jizerka) za období 2005-2018

Obr. 12 Hypsografická křivka povodí Sklářského potoka

Obr. 13 Vývoj lesních porostů od roku 1880-2090

Obr. 14 Roční úhrn srážek a průměrná roční teplota vzduchu na povodí Sklářského potoka v letech 2005-2018

Obr. 15 Maximální výška sněhu v povodí Sklářského potoka v letech 1982-2019

Obr. 16 Maximální vodní hodnota sněhu v povodí Sklářského potoka v letech 1982-2019

Obr. 17 Maximální odtok z povodí Sklářského potoka v letech 1982-2019

Obr. 18 Trvání souvislé sněhové pokrývky v povodí Sklářského potoka, 1982-2019

Obr. 19 Doba tání sněhu v povodí Sklářského potoka, 1982-2019

Obr. 20 Začátek akumulace sněhové pokrývky v povodí Sklářského potoka, 1982-2019

Obr. 21 Průměrná měsíční výška sněhu v letech 2002-2019

Obr. 22 Průměrná měsíční vodní hodnota sněhu v letech 2002-2019

Obr. 23 Vliv nadmořské výšky na výšku sněhové pokrývky v sezóně 2018-2019

Seznam tabulek

Tab. 1 Základní morfologické charakteristiky povodí Sklářského potoka

Tab. 2 Vegetační pokryv na Jizerce v roce 2016