

**ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ
FAKULTA STAVEBNÍ**

Katedra hydrauliky a hydrologie

DIPLOMOVÁ PRÁCE



**Vliv tání sněhu na kvalitu vody v podmínkách
malého horského povodí**

Bc. Lada Šedivá

2023

Studijní program: Stavební inženýrství

Studijní obor: Vodní hospodářství a vodní stavby

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



ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

I. OSOBNÍ A STUDIJNÍ ÚDAJE

Příjmení: Šedivá	Jméno: Lada	Osobní číslo: 477020
Zadávající katedra: Katedra hydrauliky a hydrologie		
Studijní program: (N3607) Stavební inženýrství		
Studijní obor: (3607T027) Vodní hospodářství a vodní stavby		

II. ÚDAJE K DIPLOMOVÉ PRÁCI

Název diplomové práce: Vliv tání sněhu na kvalitu vody v podmínkách malého horského povodí

Název diplomové práce anglicky: Effects of snowmelt on water quality in a small mountain catchment


Pokyny pro vypracování:
Tato studie by měla obsahovat:

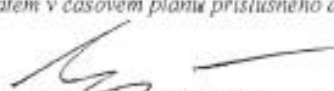
- Stručnou rešerši procesů ukládání a tání sněhu v pramenných oblastech, ovlivněných lesnickou činností a kyselou atmosférickou depozicí,
- Analýzu terénních šetření v experimentálním povodí Sklářského potoka (profil Jizerka) v Jizerských horách,
- Posouzení vlivu lesnické činnosti a změny globálního klimatu na akumulaci a tání sněhové pokrývky, a genezi kvality vody.

Seznam doporučené literatury:
Cheng, M. (2012). Forest Hydrology. Boca Raton; CRC Press, 595 s.
Falkenmark, M. and B. Allard. 2015. Water quality genesis and disturbances of natural freshwaters. Water Pollution 5: 45-78.
FAO. 2008. Forests and water. FAO Forestry paper 155, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy, 142s.
Kemel, M. (2000). Klimatologie, meteorologie, hydrologie. Skripta ČVUT, 289 s.
NIVA. 2013. Effects of long range transported air pollution (LRTAP) on freshwater ecosystem services. ICP-Waters report 115/2013, Norwegian Institute for Water Research, Oslo, Norway.
Tolasz, R. et al. (2007). Atlas podnebí Česka. Český hydrometeorologický ústav, Praha, 256 s.

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

Datum zadání diplomové práce: 21.9.2022 Termín odevzdání diplomové práce: 9.1.2023
Údaj uvedte 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 diplomovou práci samostatně, bez cizí pomoci, s výjimkou poskytnutých konzultací. Seznam použité literatury, jiných pramenů a jmen konzultantů je nutné uvést v diplomové 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“.

4.10.2022 Datum převzetí zadání


Podpis studenta(ky)

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci „Vliv tání sněhu na kvalitu vody v podmínkách malého horského povodí“ vypracovala samostatně pouze s použitím pramenů uvedených v seznamu citované literatury.

V Praze dne: 08.01.2023

Lada Šedivá

Poděkování

Chtěla bych poděkovat doc. Ing. Josefu Křečkovi CSc. za odborné rady, trpělivost a motivaci k psaní diplomové práce a za poskytnutá data ze zájmové oblasti. Při *in situ* měření charakteristik vodního prostředí byla použita přístrojová technika pořízená s podporou projektu "Modernizace a doplnění infrastruktur výzkumně zaměřených programů v oblasti vodního hospodářství a environmentálního inženýrství" (OPVVV – ERDF CZ.02.1.01/0.0/0.0/16_017/0002626).

Abstrakt

Tání sněhu v horském povodí představuje významnou složku tvorby vodních zdrojů, která může být negativně ovlivňována případnou kyselou atmosférickou depozicí. Cílem této diplomové práce je rešerše dostupné tematické literatury, analýza současného vlivu akumulace a tání sněhu v podmínkách experimentálního povodí Sklářského potoka (náhorní část Jizerských hor) a posouzení získaných poznatků v kontextu jednak dlouhodobého pozorování na tomto povodí, jednak vztahu povodí a blízké vodárenské nádrže Souš. Výsledky potvrzují současné zmírňování negativních projevů sezónní acidifikace ve srovnání s obdobím vrcholného imisního spadu koncem osmdesátých let minulého století, ale také indikují relativní stagnaci tohoto stavu v posledních cca 10 letech.

Klíčová slova: Jizerské hory, malé horské povodí, kvalita vody, kyselá atmosférická depozice, akumulace a tání sněhu, sezónní acidifikace

Abstract

Snowmelt processes in mountain catchments significantly affect the development of water resources. This role of snow might be converted by the acid atmospheric deposition. The aim of this diploma thesis is an overview of the thematic literature, the analysis of snow accumulation and melt in the experimental catchment of Sklářský potok (the upper plain of the Jizera Mountains), evaluation of results in the context of the long-term monitoring and situation at the nearby water reservoir Souš. The achievements confirm the long-term trend of mitigation in snowmelt acidification and revitalisation of water environment in comparison with the period of extreme acidification in the 1980s. Anyway, also there is a stagnation of water quality in the last decade.

Key - words: The Jizera Mountains, small mountain catchment, water quality, acid atmospheric depozition, snow accumulation and melt, seasonal acidification

Obsah

1.	Úvod.....	8
2.	Charakteristiky sněhové pokrývky	9
2.1	Výška sněhové pokrývky	9
2.2	Vodní hodnota sněhu.....	9
2.3	Hustota sněhu	10
2.4	Teplota.....	10
2.5	Albedo	11
3.	Pevné atmosférické srážky a jejich pozorování	12
3.1	Bližší popis pevných padajících a usazených srážek	13
3.2	Vznik sněhových srážek.....	14
3.3	Pozorování pevných srážek.....	15
4.	Procesy ukládání, přeměny a tání sněhové pokrývky.....	17
4.1	Akumulace sněhu	17
4.2	Metamorfózy sněhu.....	19
4.3	Tání sněhu a odtok vody z povodí	21
5.	Vliv tání sněhu na doplňování vodních zdrojů v pramenných oblastech ČR 25	
6.	Geneze kvality vody v podmínkách kyselé atmosférické depozice	28
7.	Epizodická a sezónní acidifikace povrchových vod	32
8.	Popis zájmové oblasti	37
8.1.	Chráněná oblast přirozené akumulace vod Jizerské hory	37
8.2.	Experimentální povodí Sklářského potoka	38
8.2.1	Geografické poměry.....	38
8.2.2	Geologické a půdní poměry	39
8.2.3	Klima a hydrologie.....	40
8.2.4	Půdně-vegetační komplex	41
9.	Metodika pozorování	43

9.1. Měření srážkových úhrnů a odtoku vody z povodí.....	43
9.2. Sněhoměrné snímky	43
9.3. Meteorologická data.....	44
9.3. Kvalita vody	44
10. Výsledky a diskuse	44
10.1. Časové změny kvality vody v uzávěrovém profilu Sklářského potoka 44	
10.2. Sněhové charakteristiky v povodí Sklářského potoka.....	46
10.3. Vliv tání sněhu na acidifikaci vodního toku Sklářského potoka	48
10.4. Acidifikace vodárenské nádrže Souš.....	52
11. Závěr	55
12. Citovaná literatura.....	56

1. Úvod

Akumulace a následné tání sněhu představuje důležitou složku vodní bilance horských povodí. Během tání sněhové pokrývky dochází k doplňování zdrojů podzemní i povrchové vody (USACE, 1998), kdy ale v podmínkách kyselé atmosférické depozice a kontaminace sněhu může docházet k okyselení vodního prostředí a zhoršení kvality vody (DeWalle & Rango, 2008).

Vliv kyselé atmosférické depozice se na území ČR začal projevovat od konce 19. století s rozvojem průmyslu. Od šedesátých let minulého století pak došlo k výraznému růstu této depozice v oblasti „Černého trojúhelníku“ (území na rozhraní České republiky, Polska a Německa) z důvodu intenzivního spalování hnědého uhlí a vysoké produkce oxidu siřičitého. Problém s okyselením životního prostředí vyvrcholil v 80. letech, kdy byly prokázány negativní účinky na lesy, půdu, vodní zdroje a lidské zdraví (Křeček & Hořická, 2001, Hruška & Kopáček, 2005).

V podmínkách relativně nízké neutralizační kapacity horských půd působí kyselá atmosférická srážka periodické a sezónní poklesy hodnot pH povrchové vody, které vedou ke zvyšování nákladů na úpravu pitné vody, případně k periodickému překračování limitních hodnot pro pitnou vodu (Křeček & Hořická, 2006). S poklesem hodnot pH dochází ke zhoršení chemismu vodního prostředí (pokles tvrdosti vody a nárůst obsahu hliníku Al^{3+}) a biotické složky (redukce rybích populací a bentosu). Akumulace vody ve sněhové pokrývce horského povodí představuje významný potenciál dlouhodobějšího sezónního okyselení povrchových vod v jarním období tání sněhu.

Cílem této diplomové práce je rešerše dostupné tematické literatury, analýza současného vlivu akumulace a tání sněhu v podmínkách experimentálního povodí Sklářského potoka (náhorní část Jizerských hor) a posouzení získaných poznatků v kontextu jednak dlouhodobého pozorování na tomto povodí, jednak vztahu povodí a blízké vodárenské nádrže Souš.

2. Charakteristiky sněhové pokrývky

Sněhová pokrývka je důležitý hydrologický činitel. Znalost jejích fyzikálních, tepelných a optických vlastností má velký význam pro analýzu srážkoodtokového vztahu v podmínkách povodí, modelování hydrologických procesů a řešení vodohospodářských úloh. V následující kapitole jsou blíže popsány vybrané charakteristiky sněhové pokrývky důležité pro pochopení a předpovědi vývoje akumulace a tání sněhu.

2.1 Výška sněhové pokrývky

Výška sněhové pokrývky je důležitý parametr sněhu pro výpočet vodní hodnoty a hustoty sněhu. Obvykle měříme celkovou výšku sněhové pokrývky a výšku nového sněhu, tedy množství čerstvého sněhu obvykle napadlého za určitý časový interval (24 hodin) (Singh & Singh, 2001). Výška sněhové pokrývky je ovlivněna řadou faktorů, mezi nimiž hraje hlavní roli především nadmořská výška, od které se odvíjí množství srážek a teplota vzduchu. Kromě těchto faktorů má nezanedbatelný vliv reliéf terénu, působení větru, hustota vegetace a dopadající sluneční záření (Tolasz, 2007).

Podle výšky vrstvy sněhu rozdělujeme souvislou a nesouvislou sněhovou pokrývku. O souvislé pokrývce mluvíme v případě, že je alespoň polovina plochy pozemku srážkoměrné stanice a jejího okolí pokryta vrstvou sněhu silnou minimálně 1 cm. V opačném případě se jedná o nesouvislou sněhovou pokrývku (Kemel, 1996).

2.2 Vodní hodnota sněhu

Vodní hodnota sněhu (SVH) udává množství vody obsažené ve sněhové pokrývce, jenž vznikne jejím rozpuštěním (Tolasz, 2007). Tato hodnota se udává v procentech, jako bezrozměrná veličina nebo v jednotkách g/m^3 (Kemel, 1996). V České republice se však nejčastěji uvádí v milimetrech vodního sloupce (Tolasz, 2007). Vodní hodnotu sněhu můžeme vyjádřit rovnicí (1), kde D značí výšku sněhové pokrývky, rozdělenou na n homogenních výšek d_1, d_2, \dots, d_n o hustotě $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n$. Hustota $\bar{\rho}$ je pak střední hodnota hustoty sněhové pokrývky o tloušťce D (Singh & Singh, 2001).

$$SVH = \sum_{i=1}^n d_i * \rho_i = \bar{\rho} * D \quad (1)$$

Spolehlivé informace o vývoji vodní hodnoty sněhu se stávají čím dál významnější s rostoucí rolí numerických modelů v předpovědích počasí, klimatu a hydrologických předpovědích. Znalost vodní hodnoty sněhu je klíčová pro plánování provozu vodních děl, regulace zavlažovacích systémů, dimenzování střešních konstrukcí budov, ochrany životů a majetku obyvatel (Špulák, Souček, & Černohous, 2012).

2.3 Hustota sněhu

Hustota je důležitá fyzikální vlastnost sněhu, která ovlivňuje teplené, mechanické a optické vlastnosti sněhových vrstev (Bormann et al., 2013). Je definována jako hmotnost sněhu ku jednotce objemu a vyjadřuje se v jednotkách g/cm^3 nebo kg/m^3 . Nejvýznamnější faktor ovlivňující hustotu sněhu je čas. Čím je sníh starší, tím více usedá a jeho hustota se zvyšuje. Tento proces je často urychlen účinky větru, vysokými teplotami a občasným táním a opětovným namrznutím sněhové pokrývky (Singh & Singh, 2001). V tabulce 1 jsou přiřazeny typické hustoty pro jednotlivé typy sněhu.

Tab. 1: Typické hustoty sněhu v různých formách (Singh & Singh, 2001)

Typ sněhu	Hustota (g/cm^3)
nový sníh za bezvětří a nízkých teplot	0,01 - 0,03
nový sníh čerstvě napadlý	0,05 - 0,07
vlhký nový sníh	0,10 - 0,20
usedlý sníh	0,20 - 0,30
hluboký starý sníh	0,20 - 0,30
sníh zhutnělý vlivem větru	0,35 - 0,40
firn	0,40 - 0,65
velmi mokrý sníh a firn	0,70 - 0,80
ledovcový led	0,85 - 0,91

Hustota sněhu má velký význam při odhadu zatížení sněhem, výpočtů stability svahů pro předpověď lavin, hodnocení sjízdnosti sněhu a v neposlední řadě také v klimatických a hydrologických modelech (Bormann et al., 2013).

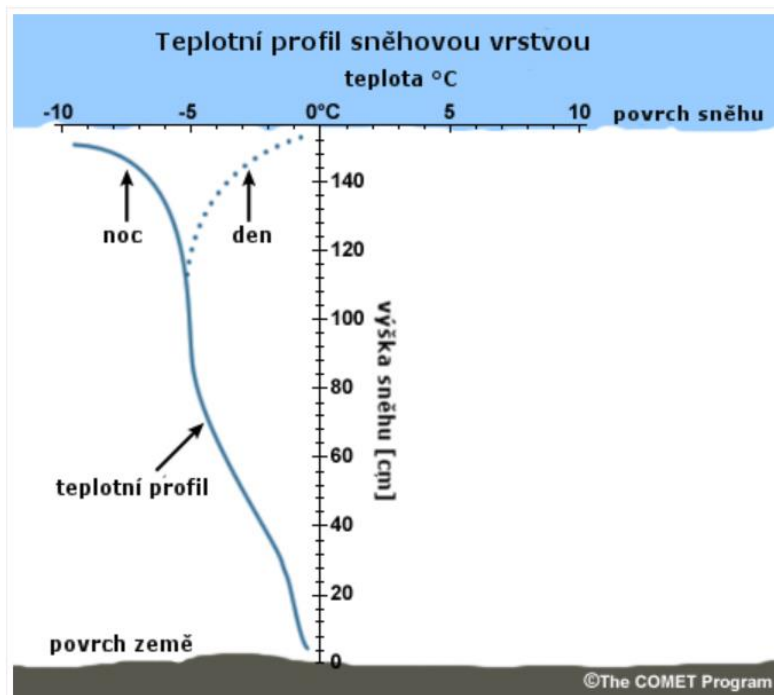
2.4 Teplota

Teplota sněhu je jedním ze základních parametrů sněhové pokrývky vyjádřená ve stupních Celsia. Různé teploty v jednotlivých vrstvách sněhu tvoří teplotní profil sněhové pokrývky (Singh & Singh, 2001). Teplota sněhu se mění v závislosti na ročním

období, ale kolísá i během dne v důsledku složitých procesů přenosu energie uvnitř sněhové pokrývky (DeWalle & Rango, 2008).

Teplota svrchní vrstvy sněhové pokrývky je ovlivněna především okolní teplotou vzduchu (UCAR, 2011). Nejspodnější vrstva je závislá primárně na přenosu tepla z půdy. Oteplování sněhové pokrývky bývá také obvykle urychleno v důsledku infiltrace kapalné vody do hlubších vrstev sněhu, a to působením dešťových srážek či táním svrchních vrstev sněhové pokrývky (DeWalle & Rango, 2008). Infiltrovaná voda následně uvnitř sněhové pokrývky opět mrzne a dochází k uvolňování latentního tepla. V momentě, kdy se sněhová pokrývka ohřeje ve všech vrstvách na 0 °C, mluvíme o tzv. zralém sněhu, který podléhá rychlejšímu tání. Na obrázku 1 je znázorněn příklad teplotního profilu sněhové pokrývky (UCAR, 2011).

Obr. 1: Teplotní profil sněhové pokrývky (UCAR, 2011)



2.5 Albedo

Albedo vyjadřuje poměr odraženého záření k celkovému množství přijatého dopadajícího záření na určitý povrch. Čím je hodnota albeda vyšší, tím více daný povrch dopadající záření odráží (Singh & Singh, 2001). Jednu z nejvyšších hodnot albeda z přírodních materiálů na Zemi má čerstvý sníh, který dosahuje hodnot až 0,95 (Gersh et al., 2022) což můžeme vidět v tabulce 2, kde jsou pro porovnání uvedeny vybrané typy povrchů a k nim přiřazeny hodnoty albeda.

Tab. 2: Vybrané povrchy a hodnoty albeda (Singh & Singh, 2001)

Povrch	Albedo
čerstvý sníh	0,75 - 0,95
starý sníh	0,40 - 0,80
ledovcový led	0,30 - 0,40
mořský led	0,30 - 0,40
poušť	0,28 - 0,35
les	0,10 - 0,18
voda	0,04 - 0,13

Na odrazivost sněhu má vliv mnoho faktorů jako: vlnová délka radiace, teplota, výška sněhové pokrývky, velikost a tvar sněhových zrn, úhel, pod kterým záření dopadá na povrch sněhu nebo koncentrace znečištění (Gersh et al., 2022) (Singh & Singh, 2001). V závislosti na stavu povrchu sněhové pokrývky a výšce Slunce nad obzorem se může hodnota albeda měnit od 0,29 pro velmi porézní, znečištěný, vodou nasycený sníh až po 0,86 pro čistý, kompaktní a suchý sníh. Pro porovnání, průměrné albedo zemského povrchu je 0,15 (Singh & Singh, 2001). Snížením albeda sněhu se výrazně zvyšuje energetická bilance sněhové pokrývky. Růstem sněhových zrn a zvýšenou koncentrací černých uhlíkatých a prachových částic usazených na povrchu sněhu, dochází ke snižování hodnoty albeda, zvýšení tepelného působení radiace a urychleného tání sněhové pokrývky (Gersh et al., 2022).

3. Pevné atmosférické srážky a jejich pozorování

Atmosférické srážky (též hydrometeory) jsou pro Českou republiku klíčovým zdrojem vody, jelikož našim územím prochází hlavní evropské rozvodí a veškerá voda odtéká pryč (Tolasz, 2007).

Za atmosférické srážky označujeme částice vzniklé kondenzací vodní páry v ovzduší (Kopáček, Bednář, & Žák, 2019). Podle skupenství dělíme srážky na tuhé (pevné) a kapalné (Kemel, 1996). Pevné srážky jsou tvořeny ledovými částicemi, které dopadají na zemský povrch nebo se usazují na předmětech na zemském povrchu, příp. v atmosféře (např. plocha letadla). Mezi pevné padající srážky řadíme sníh, sněhové krupky, sněhová zrna, zmrzlý déšť, kroupy a ledové jehličky. Pod usazené pevné srážky řadíme zmrzlou rosu, jíní, námrazu a ledovku (Elektronický meteorologický slovník, 2022).

Na našem území se hydrometeory vyznačují prostorovou a časovou proměnlivostí danou interakcí fyzikálních procesů jejich vzniku, atmosférické cirkulace a fyzicko-geografických charakteristik našeho území (Tolasz, 2007). Průběh srážek vyjadřuje tzv. intenzita srážek, která udává množství srážek vypadlých za jednotku času, obvykle v mm za minutu či hodinu. Znalosti hodnot intenzity srážek spolu s údaji o jejich trvání mají zásadní význam pro hydrologické předpovědi (Kopáček, Bednář, & Žák, 2019).

3.1 Bližší popis pevných padajících a usazených srážek

Sníh – podrobně viz kapitola 3.2

Sněhové krupky – bílé neprůhledné ledové částice kuželovitého či kulovitého tvaru o průměru 2 – 5 mm. Při dopadu na tvrdý povrch se tříští. Vypadávají při přeháňkách při přízemních teplotách kolem 0 °C, obvykle se sněhovými vločkami nebo dešťovými kapkami (Kopáček, Bednář, & Žák, 2019).

Sněhová zrna – též „krupice“ se skládají z malých bílých a neprůhledných zrnků ledu, zploštělého či podlouhlého tvaru o průměru menším než 1 mm. Při dopadu na tvrdý povrch neodskakují ani se netříští. Nikdy nevypadávají v přeháňkách, ale obvykle v malých množstvích z mlhy (Kopáček, Bednář, & Žák, 2019).

Zmrzlý déšť – průhledné či průsvitné ledové částice téměř kulového tvaru o průměru do 5 mm. Při dopadu na tvrdý povrch slyšitelně odskakují (Kopáček, Bednář, & Žák, 2019). Zmrzlý déšť zpravidla vypadává na teplé frontě a vyskytuje se za mírného mrazu v blízkosti zemského povrchu (Kemel, 1996).

Kroupy – neprůhledné ledové částičky obvykle kulového tvaru o průměru větším než 5 mm. Jejich velikost se odvíjí od doby setrvání v přechlazeném mraku, čím déle zde setrvávají, tím narůstá počet vrstev zmrzlé vody a průměr kroupy se zvětšuje. Kroupy vypadávají z bouřkových mraků. Uvnitř kroupy se nachází zárodečné sněhové jádro (Kemel, 1996).

Ledové jehličky – jednoduché malé ledové krystalky tvaru jehlic, které se vznášejí vzduchem nebo klesají malou pádovou rychlostí k zemskému povrchu (Kemel, 1996). Za velmi nízkých teplot (kolem -40 °C) se mohou vyskytovat i při jasné obloze a vysoké relativní vlhkosti. Nejčastěji se s nimi setkáme v polárních krajinách, avšak při silných mrazech se vyskytují i ve středních zeměpisných šířkách. Bývají označovány také jako „diamantový prach“ (Elektronický meteorologický slovník, 2022).

Zmrzlá rosa – druh usazených srážek v podobě bílé usazeniny zmrzlých kapek rosy, nemá krystalickou strukturu (Elektronický meteorologický slovník, 2022).

Jíní – též „šedý mráz“, druh usazených srážek se zřetelnou krystalickou strukturou vznikající přímou depozicí vodní páry při záporných teplotách aktivního povrchu. Tvoří se obvykle na předmětech v blízkosti zemského povrchu (Elektronický meteorologický slovník, 2022).

Námraza – neprůhledná, kompaktní sněhová či ledová hmota, bílé až šedavé barvy. Ve směru proti větru narůstá do kuželovitých trsů tvořících husté skupiny. Zvládne odolávat i velmi silnému větru. Pokud se usazuje po delší dobu, je schopna svou tíhou lámat větě, přetrhávat dráty el. vedení apod. (Kopáček, Bednář, & Žák, 2019) Vzniká při mrznoucí mlze (Český hydrometeorologický ústav, 2022).

Ledovka – průhledná hladká vrstva ledu. Je průvodním jevem mrznoucího deště nebo mrholení, které po dopadu na prochlazený zemský povrch nebo předměty okamžitě mrzne (Český hydrometeorologický ústav, 2022).

3.2 Vznik sněhových srážek

Vznik sněhu a ledových krystalků je složitý proces, který zahrnuje interakci velmi přechlazených kapiček vody a drobných ledových krystalků. Přechlazené kapičky vody vznikají v oblacích kondenzací vodní páry na kondenzačních jádrech z půdního prachu, znečištění, mořské solné mlhy a dalších zdrojů. V těchto mracích se zároveň tvoří drobné ledové krystalky v důsledku samovolného mrznutí přechlazených vodních kapiček, sublimace vodní páry na ledových jádrech nebo v důsledku mrznutí vodních kapiček na ledových jádrech (DeWalle & Rango, 2008).

Ledové krystalky v oblacích narůstají agregací dalších ledových krystalků a díky procesu kolize ledových krystalů s přechlazenými vodními kapičkami, při které dochází k zaoblování krystalu a zmrznutí jeho vnějšího povrchu, se formují do podoby sněhových vloček (Pomeroy & Brun, 2001). Když krystaly narostou do určité velikosti a hmotnosti, dojde k jejich vypadávání z oblaků, které označujeme jako sněžení (DeWalle & Rango, 2008).

Aby ledové krystalky dopadaly na zem ve formě sněhu, musí být teplota celé vrstvy kterou prochází pod bodem mrazu. Pokud sněhová vločka projde tenkou vrstvou vzduchu s teplotou vyšší než 0 °C, může začít tát a dopadnout na zem ve formě deště se sněhem. Pokud je tato vrstva silnější, vločka taje celá a srážky mají podobu mrznoucího

deště (Vodičková, 2018). Sníh po dopadu na zemský povrch s teplotou nižší než 0 °C vytváří sněhovou pokrývku (Tolasz, 2007).

Typ a tvar ledových krystalků je podmíněn primárně teplotou a sekundárně stupněm nasycení vzduchu (DeWalle & Rango, 2008). Většina ledových krystalků je rozvětvena do šesticípé hvězdice (tzv. dendrit) (Tolasz, 2007). V tabulce 3 jsou uvedeny výsledky výzkumu H. K. Weickmanna závislosti typu krystalu na teplotě (Singh & Singh, 2001). Vlivem působení turbulence, vzájemných srážek mezi krystalky, jejich splýváním, namrzáním přechlazených vodních kapek apod. můžeme v přírodě pozorovat jejich velkou tvarovou rozmanitost (Tolasz, 2007).

Tab. 3: Typy sněhových krystalů rozdělených podle teploty (upraveno) (Singh & Singh, 2001)

Teplotní rozsah	Typ krystalu
od 3 do -8 °C	jehlice
od -8 do -25 °C	šestiboké destičky
od -10 do -20 °C	dendrity
-20 °C	hranoly, zdvojené krystaly
-30 °C	shluky dutých hranolů

3.3 Pozorování pevných srážek

Výskyt sněžení se v zimním období pozoruje v síti klimatologických a srážkoměrných stanic ČHMÚ. U souvislé sněhové pokrývky se měří její celková výška a výška nového sněhu každý den v sedm hodin ráno. Vodní hodnota sněhu se měří jednou týdně v pondělí, pokud výška souvislé sněhové pokrývky dosahuje alespoň 4 cm. U nesouvislé sněhové pokrývky se SVH ani výška sněhu neměří (Tolasz, 2007). Mimo srážkoměrné stanice ČHMÚ probíhá měření expedičně na vybraných stanovištích, obvykle v místech, kde není dostatečně hustá síť stanic (Němec, 2006).

Za den se sněžením je považován den, ve kterém vypadaly srážky v podobě sněžení (Tolasz, 2007), případně padaly sněhové krupky, sněhová zrna, zmrzlý déšť, ledové jehličky nebo sníh s deštěm (Elektronický meteorologický slovník, 2022). Intenzita sněžení se hodnotí podle dohlednosti, přírůstku výšky sněhové pokrývky před pozorováním nebo na základě radarových měření (Elektronický meteorologický

slovník, 2022). V tabulce 4 jsou uvedeny intenzity sněhových srážek s krátkým popisem. Sněžení můžeme dále rozlišovat na občasná a trvalá (Tolasz, 2007).

Tab. 4: Rozdělení sněhových srážek podle intenzity (Online učebnice Horské služby ČR, nedatováno)

Intenzita	Popis
Velmi slabé	neměřitelné množství, vločky nepokrývají celý povrch
Slabé	do 0,5 cm/h, dohlednost neovlivněna
Mírné	0,6 - 4 cm/h, dohlednost je mírně zhoršena
Silné	nad 4 cm/h, dohlednost je snížena až na 500 m (srovnatelné se slabou mlhou)
Velmi silné	obvykle v přeháňkách, dohlednost je snížena pod 500 m (srovnatelné se silnou mlhou)

Celková výška sněhové pokrývky se měří pomocí sněhoměrné latě, která je zpravidla umístěna na pozemku srážkoměrné stanice v místě, s co nejlepšími podmínkami pro měření. Výška nového sněhu je měřena pomocí sněhoměrného prkénka (Tolasz, 2007). Součástí každé meteorologické stanice je také srážkoměr, u kterého se v zimním období ponechává pouze vnější srážkoměrná nádoba. Sesbírané srážky se nechají ve vyhřáté místnosti roztát a výsledný úhrn se změří pomocí odměrky v milimetrech (Kemel, 1996). Vodní hodnota sněhu se měří také manuálně za využití odběrného válce. Její hodnota se následně zjišťuje zvážením odběrné trubky se sněhovým jádrem nebo změřením objemu vody po roztání odebraného sněhu (Špulák, Souček, & Černošous, 2012).

Mezi lety 2006 – 2015 byla vybudována síť automatických sněhoměrných stanic (polštářů) ČHMÚ, pro kontinuální měření výšky a vodní hodnoty sněhu na reprezentativních lokalitách vybraných českých hor (Jiráček & Bercha, 2017). Sněhoměrný polštář je ploché zařízení umístěné v úrovni terénu, nejčastěji z gumy, pevného plastu nebo kovových plátů, kruhového či čtvercového tvaru. Polštář je uvnitř naplněn nemrznoucí směsí, která pak dále přenáší tlak sněhové vrstvy na tlakoměry (Špulák, Souček, & Černošous, 2012). Množství vody obsažené ve sněhové pokrývce je v tomto případě ekvivalentní hmotnosti sněhové pokrývky na polštáři. Výška sněhové pokrývky se měří nad plochou sněhového polštáře a k získání její hodnoty se používají ultrazvuková a laserová čidla (Elektronický meteorologický slovník, 2022). V případě

poškození vaku s nemrznoucí kapalinou hrozí nebezpečí intoxikace životního prostředí (Špulák, Souček, & Černošous, 2012).

Obr. 2: Sněhoměrný polštář ČHMÚ v Brdech (ObjevBrdy.cz, 2019)



Mezi další techniky používané ke zjišťování SVH patří např. akustická metoda, kdy je měřena doba, za kterou urazí zvukový signál cestu od snímače k povrchu sněhové pokrývky a zase zpět (Pomeroy & Brun, 2001). Vodní hodnota sněhu je pak odhadována na základě modulace odražených zvukových vln. Tato metoda však velmi závisí na kvalitě sněhu a výsledky bývají často nepřesné. Velmi perspektivní měřicí zařízení, dosahující často přesnějších výsledků měření SVH nežli manuální odběr vzorků, je sonda založená na aktivním gama záření. Tato zařízení jsou však stále ve vývoji (Špulák, Souček, & Černošous, 2012).

4. Procesy ukládání, přeměny a tání sněhové pokrývky

Sněhová pokrývka prochází kromě stádia akumulace a tání určitým meziobdobím, kdy dochází k jejím strukturálním přeměnám. V následující kapitole jsou tyto tři stádia detailněji popsány spolu s faktory, které na ně mají vliv.

4.1 Akumulace sněhu

Základním předpokladem pro akumulaci sněhové pokrývky je vypadávání sněhových srážek a teplota vzduchu nepřesahující bod mrazu (detailněji popsáno

v kapitole 3). Na tyto dva zásadní faktory má vliv nadmořská výška s jejíž rostoucí hodnotou obecně teplota vzduchu klesá a celoroční úhrn srážek se naopak zvyšuje.

Akumulaci sněhu ovlivňují tedy zmíněná topografie, ale i například orientace svahů nebo hustota vegetace. Podle výzkumu Rice a Bales (2010) na experimentální ploše (0,4 ha) v Yosemiteckém národním parku v Sierra Nevadě se výška sněhu během období akumulace a ablace sněhu lišila až o 50 % v důsledku variability topografie a vegetace.

Strmé svahy obvykle představují nepříznivé podmínky pro akumulaci sněhu z důvodu působí gravitace. Obecně však přijímají méně sluneční energie než rovinaté plochy, díky čemuž se v horských strmých oblastech obvykle prodlužuje doba trvání sněhové pokrývky. Podle výzkumu Saydi a Ding (2020) jsou nejpříznivější pro akumulaci sněhu svahy orientované na severovýchod a severozápad.

Vysoká nadmořská výška nemusí automaticky korespondovat s velkým množstvím sněhu. Např. podle měření Hříbik a Škvarenina (2007) v Nízkých Tatrách se výška a vodní hodnota sněhu zvyšovala jen do nadmořské výšky 1600 m. Oblast od této polohy byla charakteristická výrazným ústupem vysokého lesa a úbytkem kosodřevin, které mohli mít pozitivní účinek na tvorbu zásob sněhu a zabraňovat unášení a přerozdělování sněhu větrem. Na hřebenech hor totiž často dochází k tzv. sněžnému driftu. Tento proces se vyznačuje zvýšenou rychlostí větru na návětrné straně, která způsobuje rychlejší erozi a unášení sněhové pokrývky. Závětrná strana se pak naopak vyznačuje sníženou rychlostí větru, která vede ke zvýšeným srážkám a dodatečné akumulaci sněhu (Dadic et al., 2010). V případě výskytu velkých horských překážek je bohatší na sněhové srážky návětrná strana. Typickým příkladem je Šumavský hřeben, kde se projevují vlivy orografie a fénového efektu. V důsledku spolupůsobení terénních překážek dochází ke stoupání vzduchu a zvýšenému vypadávání srážek na návětrné příhraniční straně. Vnitrozemská část za hranou pohoří většinu srážek postrádá (Tolasz, 2007) (Procházka et al., 2018).

Akumulace sněhové pokrývky v lese je o 30 až 50% nižší než na lesních mýtinách. Je to zapříčiněno vyšší intercepční schopností a sublimací sněhu z korun stromů. Lesní mikroklima však vytváří nižší teploty vzduchu a rosného bodu, husté koruny stromů propouští méně krátkovlnného záření a zpomalují rychlost větru, čímž je oproti otevřené ploše snížena rychlost tání sněhu a doba trvání sněhové pokrývky se prodlužuje (Chang, 2013).

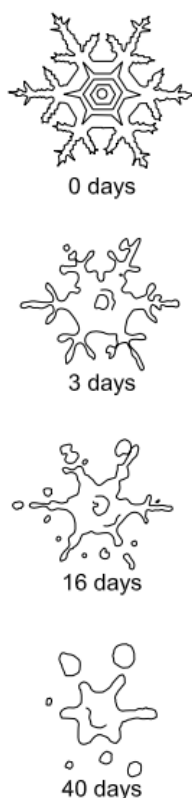
4.2 Metamorfózy sněhu

Sníh se chová jako termodynamicky nestabilní materiál, který v čase prochází určitými morfologickými přeměnami (Singh & Singh, 2001). Jakmile se začnou sněhové srážky v krajině akumulovat, může prakticky ihned docházet k tzv. metamorfóze sněhu, kdy vlivem sublimace a kondenzace vodních par dochází ke změnám v tvaru a velikosti sněhových krystalů (DeWalle & Rango, 2008). Tyto přeměny jsou ovlivňovány především měnící se teplotou okolního vzduchu, ale také zatížením a uspořádáním ledových částic v jednotlivých vrstvách sněhu. V důsledku těchto strukturálních změn může být narušena pevnost sněhové pokrývky, čímž se v horských oblastech zvyšuje riziko lavin (Singh & Singh, 2001). Kuhs (2007) uvádí jako hlavní druhy přeměny sněhové pokrývky suchou a mokrou metamorfózu. V případě suché metamorfózy rozlišujeme ještě dva podprocesy.

Suchý sníh se vyznačuje absencí kapalné vody a teplotou pohybující se pod bodem mrazu (Pomeroy & Brun, 2001). Na základě rozložení teplot ve sněhové pokrývce u suchého sněhu rozlišujeme *equi – temperature* (destruktivní) metamorfózu a *temperature – gradient* (konstruktivní) metamorfózu (Kuhs, 2007).

Destruktivní metamorfóza nastává velmi brzy po akumulaci čerstvého sněhu (DeWalle & Rango, 2008). Nově uložený sníh má zpočátku rovnoměrnou teplotu, která je však ovlivňována dříve napadlým sněhovým podkladem, zemským povrchem a teplotou okolního vzduchu (Singh & Singh, 2001). Čas a teplota jsou hlavními faktory pro určení stádia metamorfózy. Pokud je teplota sněhu hluboko pod bodem mrazu, probíhá metamorfóza pomalu. Pokud se však teplota blíží 0 °C, celý proces probíhá zrychleně (Sommerfeld & LaChapelle, 2017). Během destruktivní metamorfózy dochází ke snížení volné povrchové energie a k přesunu molekul vody difúzí vodní páry (Sommerfeld & LaChapelle, 2017). Díky snížené volné povrchové energii mají molekuly tendenci být rozmístěny tak, aby se celkový povrch krystalu zmenšil. Při tomto procesu se čerstvé sněhové vločky se složitými tvary mění na kulovité částice a vznikají zaoblená sněhová zrna (viz obrázek 3) (Singh & Singh, 2001). Difúze par zvyšuje strukturní stabilitu sněhové pokrývky. Tento jev, který vede k těsnějším spojením a tvorbě vazeb mezi sousedními ledovými zrny označujeme jako *spékání*. K tomuto jevu nejčastěji dochází během pozdní zimy nebo časného jara, kdy se teploty sněhu blíží 0 °C (DeWalle & Rango, 2008). V konečném důsledku tento proces vede ke zvýšení hustoty a pevnosti sněhové pokrývky (Singh & Singh, 2001).

Obr. 3: Suchá metamorfóza sněhového krystalu v průběhu času (DeWalle & Rango, 2008)



Ke konstruktivní metamorfóze na rozdíl od *equi – temperature* nedochází ihned po uložení nového sněhu (Singh & Singh, 2001). Jedná se o proces transportu vodní páry podél teplotního gradientu ve sněhové pokrývce (Sommerfeld & LaChapelle, 2017). Typicky se projevuje za chladných jasných nocí, kdy bývá teplotní gradient mezi horní a spodní částí sněhové pokrývky nejvýraznější (Kuhs, 2007). Sněhová pokrývka je porézní materiál obecně nasycený vodní parou. Tlak nasycené páry roste s rostoucí teplotou a teplotní rozdíly ve sněhové pokrývce pak mohou vést k difúzi páry, která se přesouvá z teplejších míst do chladnějších částí sněhové pokrývky. Při tomto typu difúze dochází k úbytku sněhové hmoty ve svrchní části pokrývky sublimací a opětovnému vytváření krystalů ve spodních chladnějších vrstvách. V důsledku toho pak sněhové krystaly začnou měnit svůj tvar na hranatá zrna, která nevytváří tak pevné vazby mezi sousedními krystaly. Pevnost a hustota sněhové pokrývky se snižují. Tento proces je nebezpečný z hlediska rizika lavinových sesuvů (DeWalle & Rango, 2008).

Mokrý sníh se vyznačuje obsahem kapalné vody ve sněhové pokrývce a teplotám sněhu rovnající se bodu mrazu (Pomeroy & Brun, 2001). Střídání cyklů tání, mrznutí a výskyt dešťových srážek urychluje proměny sněhové pokrývky, ovlivňuje velikost a tvar ledových zrn a vazby mezi nimi. Jakmile se teplota sněhové pokrývky

začne zvyšovat, dojde k tání menších ledových zrn a ochlazování větších zrn, které uvolněnou vodu opět zmrazují. Větší zrna tak rostou na úkor těch menších (DeWalle & Rango, 2008). Opětovnými procesy tání a mrznutí se vyvářejí velké spojené shluky ledových zrn, zvyšuje se vodní hodnota sněhu a pevnost sněhové pokrývky (UCAR, 2011). Tato metamorfóza je obvykle posledním významným procesem ovlivňující sezónní sněhovou pokrývku. V případě víceleté sněhové pokrývky může významnou roli hrát ještě tlak, díky němuž může docházet ke zhušťování sněhu na firn, který je přechodným stavem mezi sněhem a ledem. Sníh se pod působením tlaku chová jako vysoce elastický materiál a při pomalém stlačování se postupně deformuje na firn a následně na led (DeWalle & Rango, 2008).

4.3 Tání sněhu a odtok vody z povodí

Míru úbytku vody ve sněhové pokrývce určuje výměna energie mezi sněhem a okolním prostředím v důsledku tání a sublimace (DeWalle & Rango, 2008). K výpočtu tepla dostupného pro tání sněhu se nejčastěji využívá rovnice energetické bilance (rovnice 2), ve které jsou zahrnuty jednotlivé energetické toky probíhající uvnitř sněhové pokrývky a na rozhraních mezi atmosférou, zemským povrchem a sněhem (Hotový & Jeníček, 2019).

$$Q_m = Q_{nr} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_q \quad (2)$$

- Q_m vyjadřuje celkové teplo dostupné pro tání sněhu
- Q_{nr} je radiační bilance povrchu (čistý příjem záření, zahrnující krátkovlnnou a dlouhovlnnou radiaci)
- Q_h vyjadřuje přenos tepla zjevného
- Q_e vyjadřuje latentní teplo výparné, kondenzaci nebo sublimaci
- Q_p vyjadřuje přenos tepla z dešťových srážek
- Q_g vyjadřuje tepelný tok do podloží
- Q_q vyjadřuje změnu vnitřní energie sněhové pokrývky

Kladné hodnoty Q_m znamenají, že je teplo přijímáno a dochází k tání sněhové pokrývky. Záporné hodnoty vyjadřují, že je teplo sněhovou pokrývkou vydáváno a dochází naopak k jejímu promrzání (Hotový & Jeníček, 2019).

Energie ze slunečního záření se podílí z 60 až 90% na celkové energetické bilanci (UCAR, 2011). Část této energie je klasifikována jako krátkovlnné a část jako dlouhovlnné záření. Teplo z krátkovlnného záření obecně představuje hlavní zdroj

energie pro tání sněhu a je jeho povrchem buď absorbováno nebo odráženo. Množství radiční energie předané sněhové pokrývce se mění v závislosti na: zeměpisné šířce, ročním období, denní době, atmosférických podmínkách, lesním porostu a albedu sněhu (USACE, 1998).

Na hodnoty albeda má významný vliv mimo jiné velikost sněhových krystalů, které se v průběhu trvání sněhové pokrývky vlivem suché nebo mokré metamorfózy mohou zaoblovat a zvětšovat. Větší zrna pak rozptylují dopadající sluneční záření hlouběji do sněhové pokrývky a zvyšují míru absorpce radiace. V důsledku toho se albedo sněhu snižuje a dochází k urychlování tání sněhu (více viz kapitola 2.5) (Munneke, 2009).

Množství přijatého krátkovlnného záření se také mění v závislosti na hustotě a struktuře vegetace. Vegetační kryt stíní sluneční paprsky a redukuje dopadající krátkovlnné záření. Hustý jehličnatý les obecně propouští jen malou část (asi 10 %) celkového krátkovlnného záření, prorostlý listnatý les v zimním období propouští kolem 50 % celkového krátkovlnného záření (DeWalle & Rango, 2008). Ve zdravě zapojeném lese je významnou kladnou složkou energetické bilance přispívající k tání sněhu dlouhovlnné záření emitované vegetací. V poškozeném lese (např. kůrovcem) význam dlouhovlnného záření pro tání sněhu klesá, nižší intenzita stínění naopak způsobuje nárůst dopadajícího krátkovlnného záření (Hotový & Jeníček, 2019).

Teplu dostupné z podloží je obecně považováno za méně významnou složku energetické bilance. Během trvání sněhové pokrývky se však nemění, a tak může mít na počátku období tání podstatný účinek ve zpomalování nebo urychlování doby tání sněhu (Pomeroy & Brun, 2001).

Mezi přízemní vrstvou atmosféry a povrchem sněhu může docházet k přenosu tepla prostřednictvím turbulentních procesů, které zahrnují výměnu zjevného a latentního tepla ve 2 až 3 metrové vrstvě vzduchu nad povrchem sněhové pokrývky (Singh & Singh, 2001). Turbulentní výměna vzduchu je závislá především na rychlosti větru, čím je vítr intenzivnější, tím výrazněji dochází k promíchávání vzduchových mas a přísunu teplého vzduchu k povrchu sněhové pokrývky. Přenos tepla prostřednictvím turbulentních procesů je významný ve dnech s oblačností a v zastíněných lokalitách (UCAR, 2011).

Ke změnám ve vnitřní energii sněhové pokrývky dochází při výměně latentního a zjevného tepla při změnách jednotlivých skupenství vody uvnitř sněhové pokrývky (DeWalle & Rango, 2008).

Dešťové srážky mohou podle DeWalleho a Ranga (2008) ovlivňovat energetickou bilanci sněhové pokrývky třemi způsoby. V prvním případě dochází k přenosu zjevného tepla v důsledku dešťových srážek o vyšší teplotě, než je teplota sněhu. K druhému případu dochází při teplotě sněhové pokrývky pod bodem mrazu, kdy dešťové srážky po dopadu na povrch sněhu zamrzají a dochází k uvolňování latentního tepla. V posledním případě dochází vlivem vysoké vlhkosti vzduchu během dešťových událostí ke kondenzaci na povrchu sněhové pokrývky. V rámci energetické bilance se nejedná o rozhodující faktor pro tání, může však napomáhat k oteplení sněhu (UCAR, 2011).

Během procesu tání dochází k uvolňování vody ze sněhové pokrývky. V oblastech, kde je sníh dominantním typem srážek, je tání sněhu hlavním zdrojem zásob vody a potenciální příčinou jarních povodní (Chang, 2013). Odhady odtoku z tání sněhu jsou potřebné pro předpověď sezónních srážek, k provozu vodních děl, stanovení návrhových povodní, plánování programů protipovodňové ochrany atd. (Singh & Singh, 2001). Období, kdy dochází k tání sněhové pokrývky Dingman (2015) rozděluje do tří fází:

1. **Fáze oteplení**, během níž se teplota sněhové pokrývky neustále zvyšuje až dosáhne hodnoty v celém svém teplotním profilu $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.
2. **Fáze zrání**, během níž dochází k tání, ale voda je neustále zadržována uvnitř sněhové pokrývky. Na konci této fáze je sněhová pokrývka plně nasycená a nedokáže zadržovat více vody.
3. **Fáze odtoku**, kdy dojde k překročení kapacity pórů ve sněhové pokrývce a voda opouští sněhovou pokrývku.

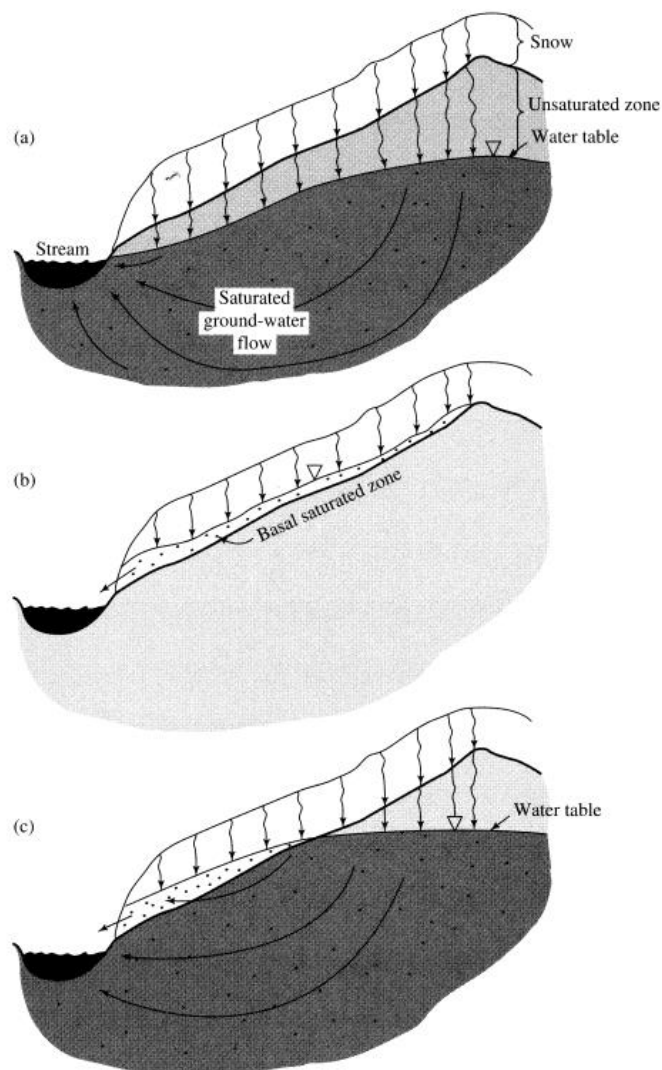
Voda z tání se může infiltrovat do spodních vrstev sněhové pokrývky až k zemskému povrchu, kde se vsakuje do půdy, nebo se stát součástí povrchového odtoku (Dingman, 2015). Množství vody infiltrované do půdy je závislé především na vlastnostech půdy, obsahu vlhkosti v půdě a zda je povrch zamrzlý či ne (USACE, 1998). Na obrázku 4 jsou znázorněny tři režimy odtoku z tání sněhu.

V případě 4(a) se hladina podzemní vody (HPV) nachází pod nenasycenou půdou. Voda z tání se infiltruje do půdy, zvyšuje HPV a pohybuje se dále k recipientu jako podpovrchový odtok.

V případě 4(b) je rychlost infiltrace menší než rychlost tání sněhu a povrch půdy je např. z důvodu zamrznutí nepropustný. Objem tající vody se zvětšuje a vytváří bazální nasycenou zónu, kterou voda odtéká po povrchu do recipientu.

Případ 4(c) je kombinací dvou předchozích. Půdní podmínky odpovídají případu a). Hladina podzemní vody se v dolní části svahu dostává na úroveň terénu a voda se pohybuje směrem k recipientu jak povrchovou, tak podpovrchovou cestou (Dingman, 2015).

Obr. 4: Režimy odtoku tání ze sněhu (Dingman, 2015)



Úbytek vody ve sněhové pokrývce nemusí být zapříčiněn pouze táním, dochází současně k přeměně pevného skupenství vody na plynné (sublimaci). K tomuto procesu dochází tehdy, kdy je tlak par na povrchu sněhu vyšší než tlak par v okolním vzduchu nebo pokud je teplota rosného bodu nižší než teplota povrchu sněhu a vzduch není

nasycený vodou (Chang, 2013). Důležitým faktorem urychlující sublimaci je působení větru, které podporuje výměnu vlhkého vzduchu nad sněhem za sušší vzduch z vyšších vrstev (UCAR, 2011). Sublimace sněhu představuje velkou ztrátu vody, která bývá každoročně k dispozici pro doplňování zásob podzemní i povrchové vody. Sexstone et al. (2018) podle závěrů z předešlých studií uvádí rozsahy sublimace z ročních zimních srážek pro otevřenou plochu 10 až 20%, pro hustě zalesněné oblasti 30 až 40%. K sublimaci sněhu může docházet ihned po jeho zachycení vegetací. Největší intercepční schopnost mají husté jehličnaté lesy, které způsobují největší ztráty ze sublimace sněhu.

5. Vliv tání sněhu na doplňování vodních zdrojů v pramenných oblastech ČR

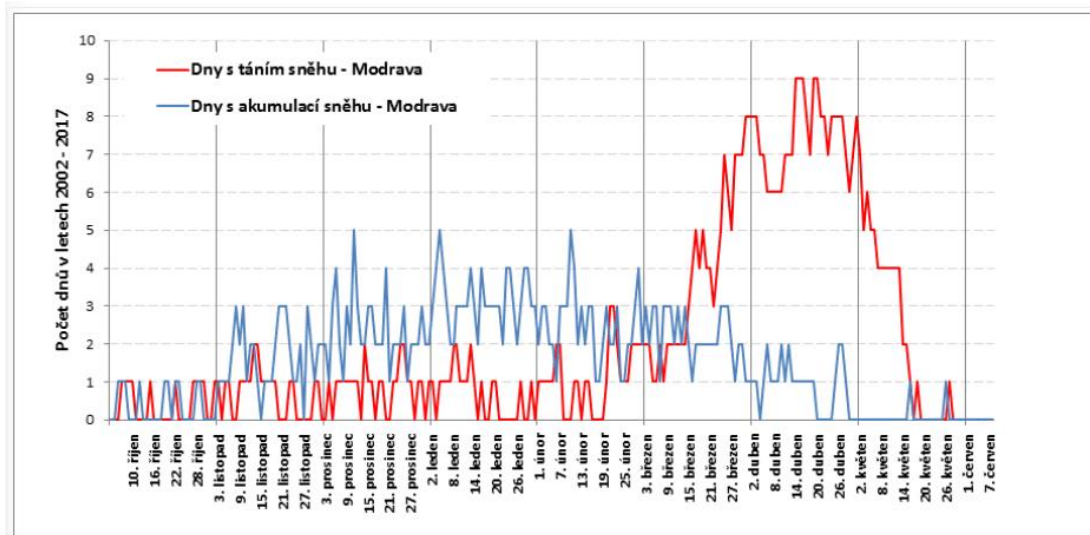
Odtok z tajícího sněhu je důležitou součástí zemského hydrologického cyklu. Význam tání sněhu se geograficky velmi liší a v teplejších klimatických oblastech nehraje sněhová pokrývka zásadní roli v tvorbě vodních zdrojů. V chladnějších klimatických oblastech má však jarní odtok z tání vliv na navyšování průtoků v řekách a doplňování vody v nádržích a jezerech (Water Science School, 2019).

Vodnost toků během zimního období je obvykle nízká. V zimě při dlouhotrvajících záporných teplotách mají sněhové srážky tendenci se na povodí ukládat a toky jsou závislé především na dodávkách vody z podzemních zdrojů. To se však postupně mění během jarního tání. Charakter vodnosti toků je přímo úměrný režimu teplot vzduchu. Tání sněhu může být také umocněno vypadávajícím teplým deštěm na sněhovou pokrývku uloženou na povodí. Významným faktorem je také nadmořská výška, protože rychlost tání sněhu obecně klesá s nadmořskou výškou v důsledku poklesu teplot (Kemel, 1996).

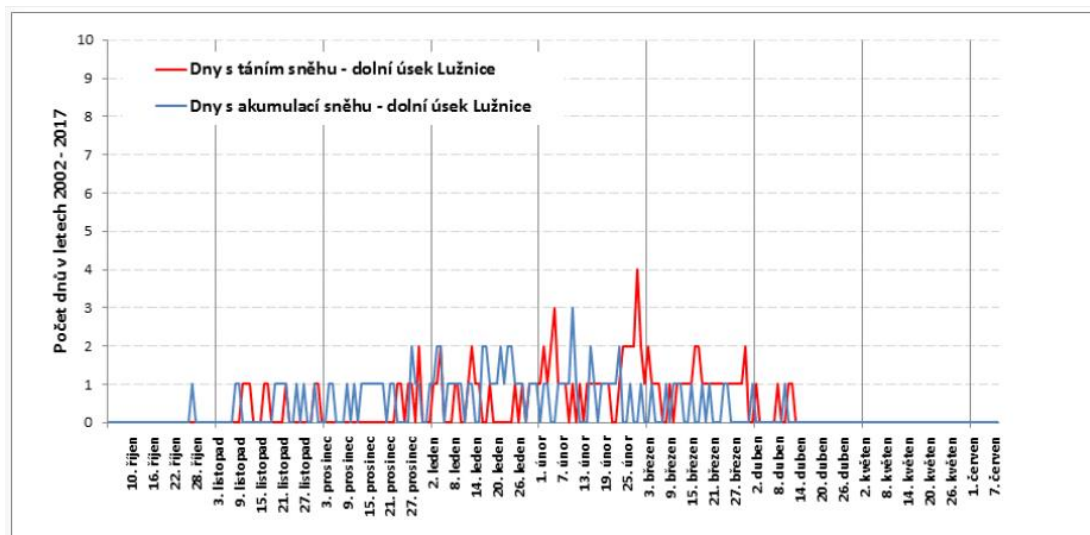
Během zimního období v České republice může k tání sněhu dojít prakticky kdykoliv. Největší rizika výskytu zimních povodní jsou v nižších a středních polohách, které jsou z hydrologického hlediska náchylnější na povodně než pramenné horské oblasti. Důvodem jsou již zmíněné vyšší teploty, vliv má i menší podíl lesa na povodí. Na obrázcích níže jsou vyneseny grafy s počtem dní s táním a akumulací sněhu. První graf (Obr. 5) ukazuje počet dní akumulace a tání sněhu mezi lety 2002 – 2017 v povodí Vydry po Modravu na Šumavě (většina povodí se nachází nad 1000 m.n.m.). Z grafu vyplývá, že největší pravděpodobnost tání sněhu je v jarních měsících, v březnu až

květnu. Na druhém grafu (Obr. 6) jsou vyneseny hodnoty za stejné období 2002 – 2017 v povodí dolní Lužnice (průměrná nadmořská výška 400 m.n.m.). K tání sněhu zde dochází prakticky kdykoliv během zimy (UCAR, 2011).

Obr. 5: Počet dní s táním a akumulací sněhu v letech 2002-2017 v povodí Vydry (UCAR, 2011)



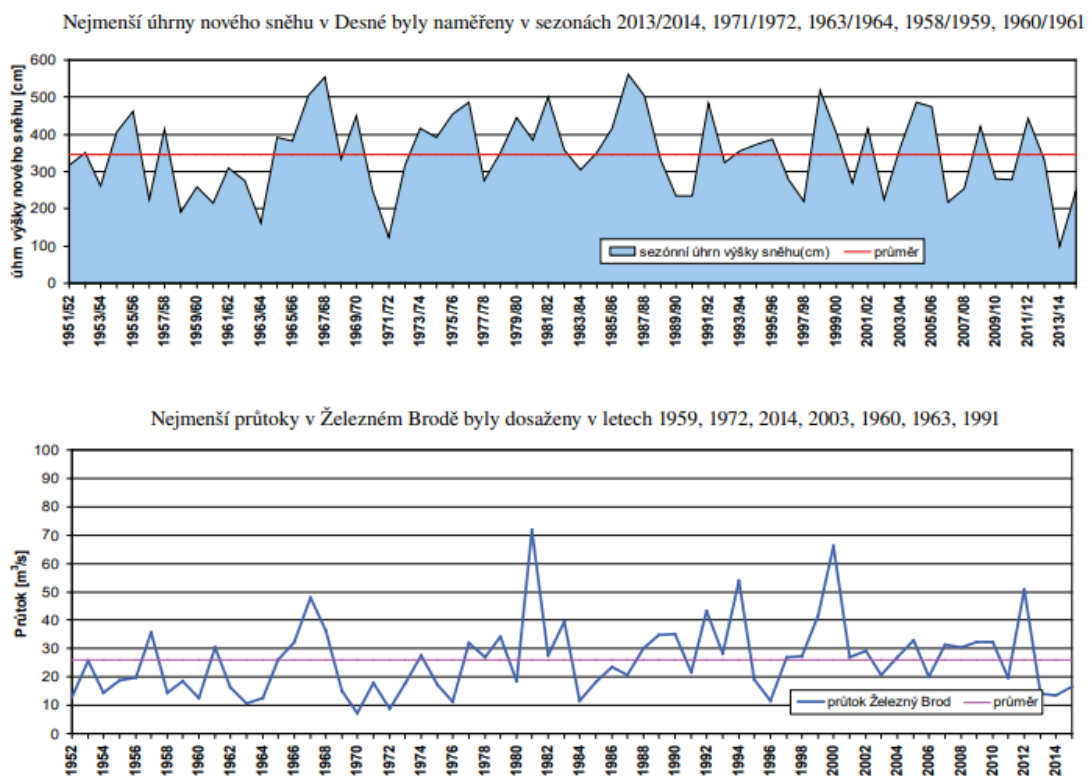
Obr. 6: Počet dní s táním a akumulací sněhu v letech 2002-2017 v povodí dolní Lužnice (UCAR, 2011)



Podle studie Řičicové (2016), zabývající se hodnocením vlivu sněhových zásob na velikost průtoků v Jizerských horách byla posuzována více než 60letá řada průtoků v Železném Brodě na Jizeře na vybrané klimatické stanici Desná (770 m.n.m.). Studie předkládá výsledky, kdy malé sněhové zásoby v letech 1959, 1964, 1972, 2007 a 2014 dostatečně nenavýšily březnové a dubnové průtoky. Během roku 1990 byly zásoby

sněhu také podprůměrné a nízké průtoky se vyskytovaly až do léta. Ve studii bylo povodí Jizerských hor srovnáváno s povodím v Jeseníkách a na Šumavě, kdy pro testovaná povodí obecně platilo, že roky s významně podprůměrnými průtoky, odpovídaly letům s podnormální zásobou sněhu. Dané výsledky však nemusí být pravidlem, jelikož roční průtoky jsou závislé na srážkové činnosti i v ostatních obdobích roku (Řičicová, 2016).

Obr. 7: Průběhy úhrnů nového sněhu a průměrných ročních průtoků v povodí Jizery (Řičicová, 2016)



Sněhová pokrývka uchovává během zimního období v horských oblastech značnou zásobu srážkové vody. Většina řek na našem území pramení v horských oblastech a voda obsažená ve sněhu má během tání velký vliv na tvorbu povodňových průtoků v níže položených oblastech. Představa o zásobách vody ve sněhu je důležitá i z jiných důvodů, např. při možnosti úpravy vody z tání na pitnou vodu (Šanda & Šmídl, 2012).

6. Geneze kvality vody v podmínkách kyselých atmosférických depozic

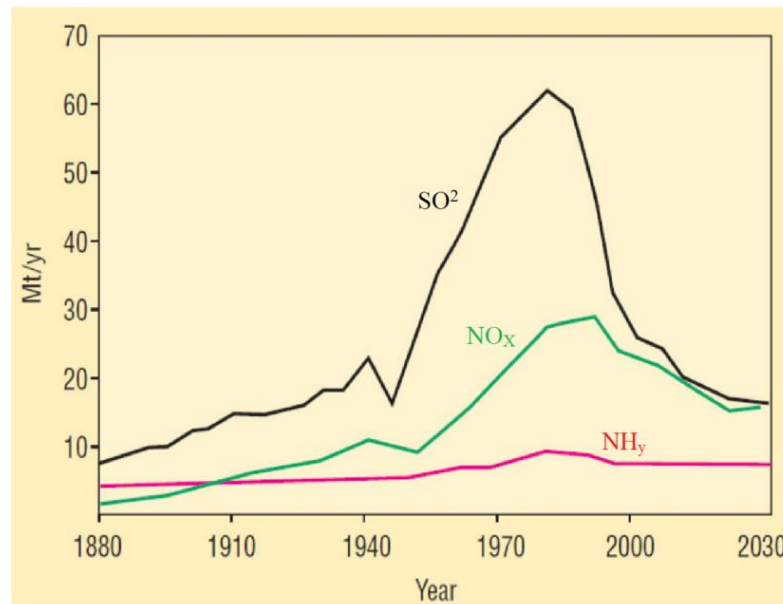
Během atmosférické depozice dochází k přenosu znečišťujících látek z atmosféry směrem k zemskému povrchu. Jedná se o proces, který je důležitý z hlediska samočištění ovzduší, ale zároveň nebezpečný z důvodu možné kontaminace životního prostředí. Atmosférická depozice má dvě složky: mokrou, spojenou s výskytem atmosférických srážek, a suchou, při které dochází k přestupu plynů a aerosolu z ovzduší (Hůnová, 2016).

V případě přenosu silných kyselin a kyselinotvorných látek z atmosféry mluvíme o kyselých depozicích. Při ní se okyselující látky dostávají na zemský povrch nejčastěji dešťovými nebo sněhovými srážkami, proto je často označována jen jako „kyselý déšť“ (Driscoll et al., 2007). Ve vysokých nadmořských výškách je významným nositelem kyselých depozic také mlha (Křeček, Palán, & Stuchlík, 2017). Atmosférické srážky neovlivněné antropogenní činností jsou jen velmi málo kyselé, řádově se pH přirozené atmosférické depozice pohybuje mezi 5 a 6. V průmyslových oblastech se však může pH snížit až na 3,5 – 4,5. Okyselení srážek je způsobeno především emisemi kyselin sírové (H_2SO_4) a dusičné (HNO_3), vznikající chemickými a fotochemickými reakcemi v atmosféře z oxidu siřičitého (SO_2) a oxidů dusíku (NO_x) (Hruška & Kopáček, 2009). Tyto oxidy se do atmosféry dostávají jak přirozeně, tak vlivem antropogenní činnosti. Hlavními přirozenými zdroji SO_2 jsou vulkanická činnost a rozklad odumřelé biomasy, hojně vzniká i během lesních požárů. Oxidy dusíku vznikají přirozeně především během bouřek, stejně jako SO_2 se uvolňují při sopečné činnosti a lesních požárech a mezi jejich producenty se řadí i některé bakterie (Sivaramanan, 2015). Hlavní antropogenní zdroje znečištění jsou spalování fosilních paliv, průmyslová výroba a automobilová doprava (Driscoll et al., 2007). V blízkosti emisních zdrojů se významně uplatňuje suchá depozice, kdy se částice přenesené z nižších vrstev atmosféry usazují na povrchu vegetace, půdy apod. (Uhlířová et al., 2002). Největší schopnost zachytávat suchou depozici mají obecně staré jehličnaté stromy (Hrkal et al., 2009). V lesních porostech se pak uplatňuje tzv. podkorunová depozice, kdy jsou zachycené částice s příchodem dešťových událostí spláchnuty a infiltrovány do půdy (Hruška & Kopáček, 2009), čímž dochází ke změnám v půdním chemismu, je ohrožen

kořenový systém dřevin, bylinné patro, půdní mikroflóra a kvalita odtékající vody (Uhlířová et al., 2002).

Od 50. let 20. století postupně docházelo v Evropě k rozsáhlému okyselení sladkých vod (zejména horských řek a jezer) a úhynům rybí populace. Nejvíce byla zasažena oblast Skandinávie, která paradoxně produkovala relativně málo atmosférických emisí, a okyselení jezer zde bylo způsobeno dálkovým přenosem emisí síry z Velké Británie, Polska, Německa a severních Čech (Hruška & Kopáček, 2009). V reakci na tento problém vznikla v roce 1979 „Úmluva o dálkovém znečišťování ovzduší přesahujícím hranice států“, usilující o snížení znečištění ovzduší prostřednictvím vědecké a politické spolupráce. Od vrcholných 80. let 20. století se podařilo snížit emise dusíku a síry o více než 50 % (Holen, Wright, & Seifert, 2013). Na našem území se situace začala zásadně měnit až po roce 1989, kdy na počátku 90. let začala klesat spotřeba energií, došlo ke zpřísnění kontroly kvality paliv, omezení spalování hnědého uhlí s vysokým obsahem síry a odsíření velkých zdrojů emisí (Hruška & Kopáček, 2009).

Obr. 8: Nynější průběh a odhad vývoje emisí SO_2 , NO_x a NH_y (Holen, Wright, & Seifert, 2013)



Chemismus vod je významně ovlivněn vlastnostmi půd, především pak množstvím bazických kationtů (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+), díky kterým jsou půdy schopné neutralizovat přísun kyselin z atmosféry (Hruška, Oulehle, Krám, & Skořepová, 2009). Během neutralizace dochází nenávratně k odnosu bazických kationtů z půdy do podzemních a povrchových vod. (Hruška & Kopáček, 2005). K jejich postupnému

vyčerpávání dochází, pokud jsou bazické kationty vytlačovány kyselou depozicí rychleji, než mohou být doplňovány pomalým procesem zvětráváním hornin či depozicí kationtů z atmosféry (Driscoll et al., 2007). O stupni okyselení půd tak rozhoduje i jejich schopnost doplňovat tyto kationty (Hruška & Kopáček, 2005). V horských oblastech ČR převládají kyselější a pomalu zvětrávající horniny (žuly, křemence), které jsou na okyselování méně odolné a vliv kyselé depozice se zde projevuje obvykle nejdříve (Hruška, Oulehle, Krám, & Skořepová, 2009).

Povodí citlivá na acidifikaci se vyznačují malou zásobou dostupných bazických kationtů a nízkou pufrací kapacitou. Tyto aspekty vedou k neúplné neutralizaci kyselin a následnému transportu kyselých kationtů (H^+) a těžkých kovů z půd do povrchových vod (Hruška & Kopáček, 2005) (Driscoll et al., 2007). Nebezpečná je především vysoká koncentrace hliníku, který snižuje biotu ve vodních tocích a nádržích (Křeček, Palán, & Stuchlík, 2017) a je toxický pro kořenový systém stromů, kdy nejvíce ohrožené jsou smrkové lesy (Hrkal et al., 2009).

Deficit vápníku a hořčíku a vysoké koncentrace těžkých kovů mobilizovaných při nízkém pH mají negativní vliv na stav lesa (Hrkal et al., 2009). Nízký poměr bazických kationtů ku hliníku způsobuje iontovou nerovnováhu, která vede k odumírání jemných kořenů, špatnému příjmu živin, vody a celkovému oslabení rostliny (Hruška, Oulehle, Krám, & Skořepová, 2009). Takto oslabené stromy často podléhají klimatickému stresu, hmyzím škůdcům nebo chorobám, s nimiž by si za běžných podmínek poradily. Les svou schopností zachycovat kyselou depozici kromě toho, že zesiluje okyselování vod, také oslabuje sám sebe (Hrkal et al., 2009).

Způsoby využívání půdy a hospodaření v povodí mohou ovlivňovat objemy a chemické složení srážek, stejně jako doplňování, množství a kvalitu vodních zdrojů (Křeček, Palán, & Stuchlík, 2017). Lesnická činnost se podílí na ochuzování půd o bazické kationty, které nejen brání acidifikaci, ale jsou i významnými živinami pro stromy. Těžbou dřeva se část těchto kationtů nenávratně odčerpává z půdy (Hruška, Oulehle, Krám, & Skořepová, 2009). Šetrnými lesnickými postupy je možné ovlivnit míru kyselé depozice a její vliv na přírodní ekosystémy i pozitivně. Vysazováním listnatých nebo smíšených lesů v kritických oblastech by se díky nižšímu indexu listové plochy a drsnosti povrchu mohlo dosáhnout zmírnění zatížení kyselou atmosférickou depozicí (Křeček et al., 2019).

Obr. 9: Poškození lesů ve vrcholové části Jizerských hor vlivem kyselých dešťů (Hruška et al., 2009)



O procesu okyselování vodního prostředí rozhoduje také míra pufrací kapacity vody, která je určena koncentrací hydrogenuhličitanových (HCO_3^-) a uhličitanových iontů (CO_3^{2-}) ve vodě. Díky těmto iontům je vodní prostředí schopné neutralizovat kyseliny, které do něj vstupují. Při kontaktu kyselin s vodou dochází k postupnému vyčerpávání HCO_3^- a CO_3^{2-} iontů a pomalému poklesu pH. V momentě, kdy prostředí vyčerpá své zásoby iontů úplně, dochází ke zvýšení acidity a rychlému snížení pH (Henriksen, 1979).

Pokles pH a zvýšení koncentrací hliníku uvolněného z půd snižuje druhovou rozmanitost a početnost planktonu, bezobratlých a ryb v povrchových vodách. Vysoké koncentrace hliníku jsou pro ryby toxické a během epizod kyselých dešťů jsou hlavní příčinou jejich úhynu (Schindler, 1988). Odolnost vůči hliníkové toxicitě se liší v rámci různých druhů ryb. Nejvíce citlivé jsou lososy, pstruzi a kaprovité ryby. Nejdolnějším druhem je siven americký, který dokáže žít ve vodách s pH až 4,8 (Hruška & Kopáček, 2005).

Jedním z průvodních jevů acidifikace jezer a toků je zvyšování transparentnosti. Například pH jezera Stora Skarsjön kleslo mezi lety 1943 a 1973 z hodnoty 6,2 na 4,5 a průhlednost se ve stejném období zvýšila ze 3 na 10 m. Podle některých studií lze zvýšení transparentnosti přičíst poklesu obsahu organických částic ve vodě v důsledku

snížené produktivity fytoplanktonu. Podle jiných je hlavním důvodem srážení rozpuštěných organických sloučenin s hliníkem a změny ve vlastnostech rozpuštěných organických látek v kyselém prostředí (Norman, 1983).

Samotný proces okyselování probíhá dlouhou dobu skrytě a viditelné projevy se objevují až po určité době (Hruška, Krám, & Moldan, 1996). Jedním z nejznámějších případů okyselení vod u nás jsou šumavská jezera, odkud jsou k dispozici údaje již z 19. století. Z roku 1871 existují údaje o 5 druzích perlooček a klanonožců žijící v Černém jezeře a o výskytu pstruha potočního. Do 50. let 20. stol. se snížil počet těchto druhů zooplanktonu na 3 a pH vody začalo postupně klesat. Během 60. let vymizel z jezera pstruh potoční a roku 1970 byl v jezeře evidován už jen jeden druh zooplanktonu. Na přelomu 70. a 80. let kleslo pH z původních 6-7 na velmi nízkou hodnotu 4, v té době už bylo jezero bez ryb. Hlavní příčinou vyhynutí byl nepříznivý chemismus a toxicita způsobená hliníkem. Průhlednost vody byla až 16 m a okyselení dosáhlo svého vrcholu, stejně jako depozice síry a dusíku (Hruška et al., 2009). Regenerace vod po acidifikaci je velmi pomalý proces, roku 2012 dosáhlo pH v Černém jezeře hodnoty 4,7 což je z původních cca 6-7 stále málo. Podle modelových výpočtů by mohlo pH v roce 2050 vystoupat na 5,3 (Hruška et al., 2013).

7. Epizodická a sezónní acidifikace povrchových vod

Okyselování povrchových vod může probíhat epizodicky v důsledku náhlých srážkových událostí nebo sezónně během jarního tání sněhu.

Epizodická acidifikace způsobuje krátkodobé snížení kyselinové neutralizační kapacity pozorované v mnoha potocích, řekách a jezerech během srážkových událostí. Chemické změny ve vodním prostředí mohou mít nepříznivé účinky na životaschopnost rybích populací a vodních ekosystémů. Epizodická acidifikace může probíhat různými způsoby. V případě, že nedochází k výrazné interakci s půdním prostředím a kyselá srážková voda se do jezer a toků dostává přímo nebo odtéká přes nepropustné nebo nasycené plochy, není okyselení obvykle tak silné. Síran, dusičnan a přidružené H^+ ionty dodávané suchou a mokrou depozicí se mohou na povodí ukládat za bezdeštných období a během přívalových dešťů být vyplavovány a způsobovat tak silnější okyselení. Procesy a faktory ovlivňující epizodickou acidifikaci závisí také na vlastnostech povodí, kdy nejvíce náchylná na acidifikaci jsou povodí s nízkou pufrací kapacitou (Wigington Jr. et al., 1992).

Wigington Jr. et al. (1992) uvádí studie zabývající se poklesem pH v důsledku epizodické acidifikace v Kanadě, Evropě a USA. V Kanadě bylo zkoumáno dohromady 27 toků a jezer, které měly pH v rozmezí 4,8 – 7 před epizodami. Ve všech zkoumaných systémech došlo po epizodickém okyselení k poklesům pH od 0,3 až do 1,8 jednotky. Absolutně největší pokles pH byl zaznamenán v kanadském Novém Skotsku na řece Mersey, kdy došlo ke snížení o 3,2 jednotky. V Evropě byla měření prováděna v oblasti Skandinávie, Skotska, Walesu, Anglie, Německa a na území bývalého Československa. Zkoumáno bylo 54 jezer a toků. V Evropě byla zjištěna větší četnost poklesů pH o více jak 1,5 jednotky oproti Kanadě. I přes to, že v Evropě nedošlo k tak velkému poklesu pH jako v případě řeky Mersey, značná část jezer a toků s pH před epizodami 6,9 klesala po epizodickém okyselení pod 4,5. USA mělo z těchto tří hlavních oblastí největší počet zkoumaných systémů (103) a více jak 80% z nich se nachází na severovýchodě státu. Poklesy pH se zde pohybovaly od 0,1 do více než 2,5 jednotky. K poklesu pH pod 4,5 zde ale došlo pouze u systémů, které měly pH před epizodickým okyselením nižší než 6.

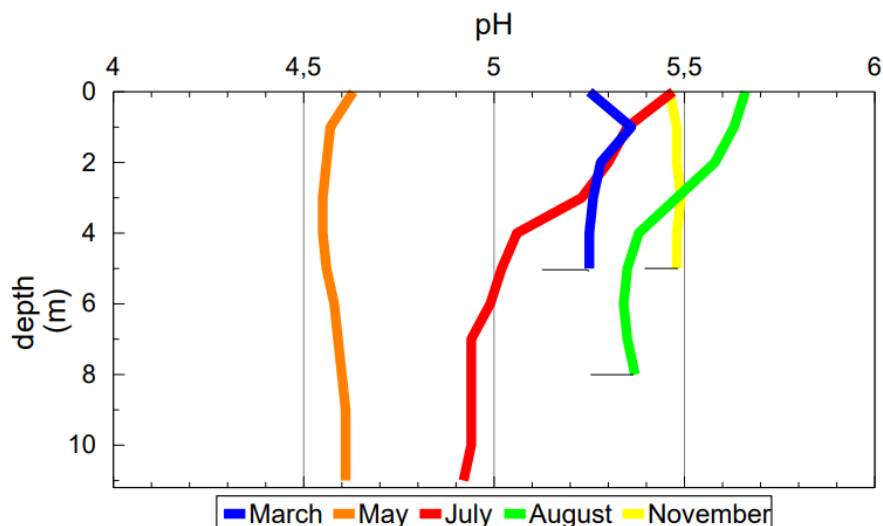
Celkový odtok vody během období jarního tání zahrnuje jak samotnou vodu z tající sněhové pokrývky, tak vodu z podpovrchových zdrojů. Voda z tání může být v případě znečištěné sněhové pokrývky znatelně kyselá. Podzemní voda díky kontaktu s půdním a horninovým materiálem může mít naopak vysoký obsah rozpuštěných minerálních látek a značnou kyselinovou neutralizační kapacitu. Během období jarního tání dochází k mísení podzemní vody s vodou z tání a míra okyselení povrchových vod je tak závislá na jejich chemickém složení (DeWalle & Rango, 2008).

Déle trávající a pomalé tání vykazuje obecně vyšší koncentrace znečištění. Procesy opětovného tání, zamrzání sněhu a tuhnutí dopadající dešťové vody během dozrávání sněhu způsobují, že se nečistoty ukládají v hlubších vrstvách sněhové pokrývky. Delší tání poskytuje dostatek času na vyplavování těchto nečistot a přesun znečištěné tající vody do ještě hlubších vrstev. Pomocí terénních a laboratorních měření bylo dále zjištěno, že prvních 30% vody uvolněné během tání ze sněhu mělo 2 – 2,5krát vyšší koncentrace než byl průměr sněhové pokrývky (DeWalle & Rango, 2008).

V průběhu 70. – 80. let 20. století došlo k výraznému zhoršení kvality vody, snížení pH a zvýšení koncentrací toxického hliníku v tocích a nádržích v Jizerských horách. Okyselení vyvrcholilo na konci 80. let 20. stol. a během 90. let byl zaznamenán postupný pokles zátěže kyselou depozicí. Ve třech nádržích v pramenné oblasti hor

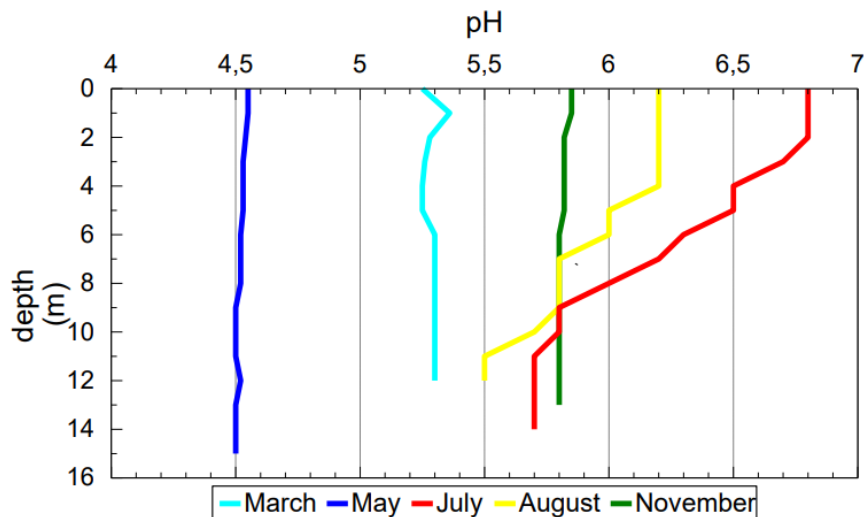
(Bedřichov, Souš a Josefův Důl) bylo zdokumentováno vymírání ryb, drastické snížení zooplanktonu a fytoplanktonu. Hodnoty pH zde klesaly na 4 – 5. Sezónní změny v chemismu v nádrži Bedřichov v roce 1995 jsou zaznamenány na Obr. 10 (Křeček & Hořická, 2001).

Obr. 10: Sezónní změny v pH na přehradě Bedřichov, 1995 (Křeček & Hořická, 2001)



Od roku 1996 se na přehradě Souš provádí pravidelná alkalizace v období jarního tání sněhu. Alkalizace se provádí pomocí speciálně upraveného letadla, které nad hladinou nádrže rozptyluje mletý vápenec za účelem zvýšení pH a detoxikace vody. Vápnění ale podporuje sezónní kolísání pH vody v nádrži a představuje změnu v chemismu vod, která může mít následky na produktivitu fytoplanktonu a zooplanktonu (Křeček & Hořická, 2001). Sezónní změny v chemismu nádrže Souš jsou zaznamenány na Obr. 11.

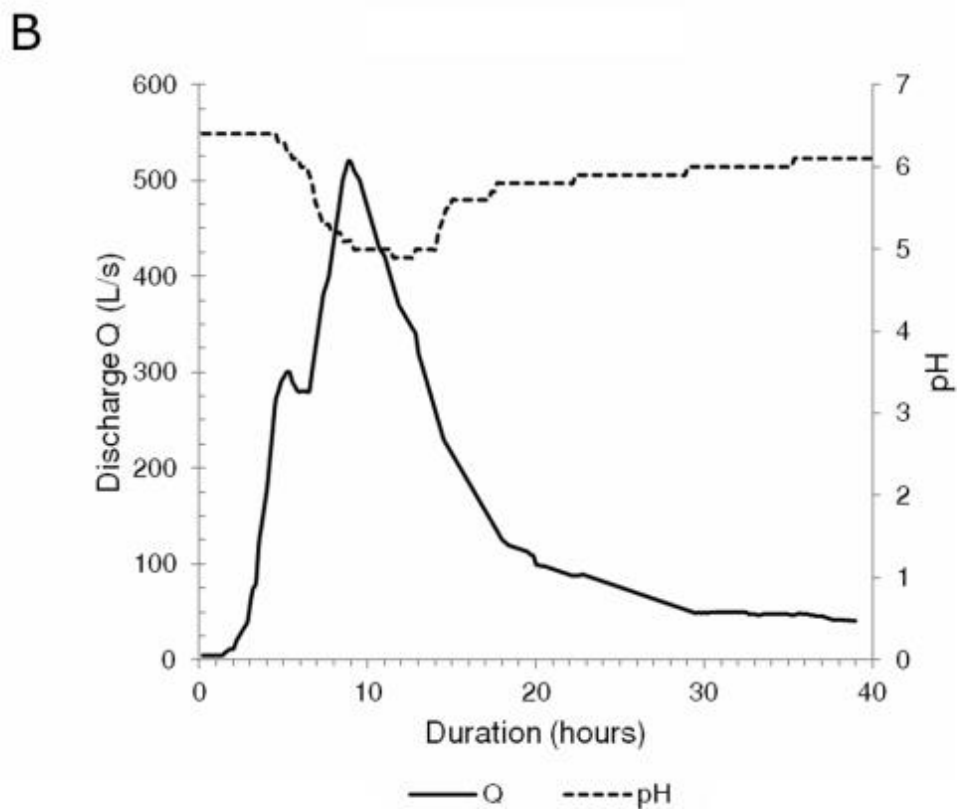
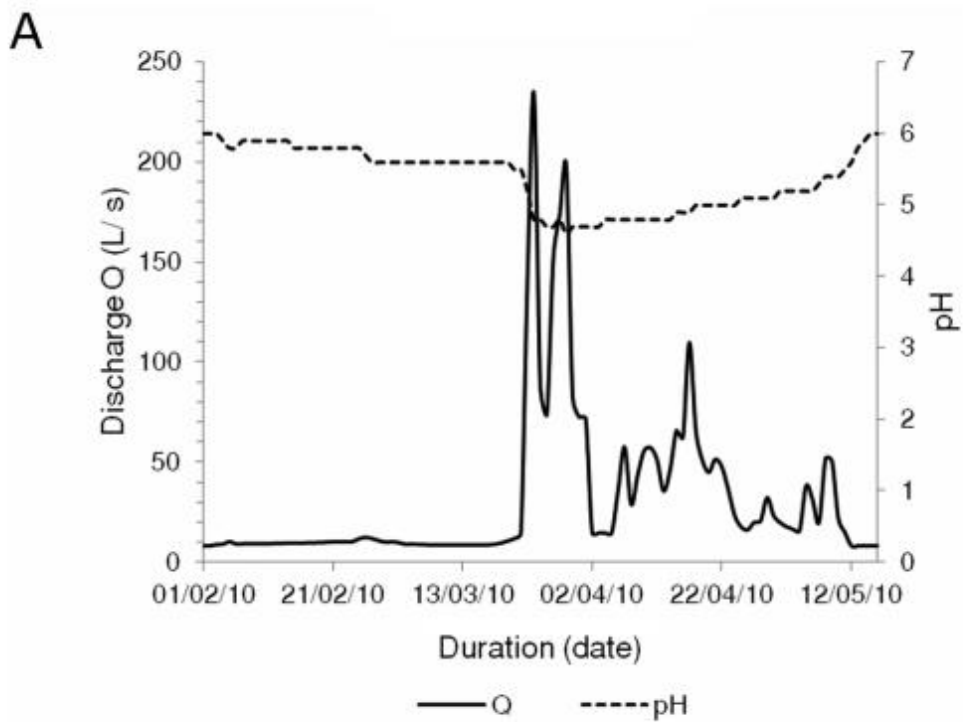
Obr. 11: Sezónní změny v pH v nádrži Souš ovlivněné vápněním v roce 1999 (Křeček & Hořická, 2001)



V případě obou nádrží bylo na počátku tání v březnu zaznamenáno nižší pH okolo 5,2 – 5,3. V konečném období tání (květen) byl pokles pH výrazný a u obou nádrží se pohyboval cca mezi hodnotami 4,5 - 4,6. V období jarního promíchávání byly hodnoty pH ve vertikálním profilu nádrže vyrovnané. Největší rozdíly v pohybu pH mezi nádržemi byly zaznamenány v červenci a srpnu. V obou případech zde došlo ke zvýšení pH, ale průběh se lišil. U nádrži Souš se významně projevil vliv vápnění. V červenci ve vrchních vrstvách epilimnia došlo ke značnému zvýšení pH (na 6,8), v oblasti hypolimnia byla voda v nádrži stále kyselá (pH = 5,7), pH se tak po hloubce vody v nádrži lišilo až o 1,1 jednotky. V srpnu došlo k celkovému poklesu pH jak při hladině (na 6,2), tak i u hlubších vrstev vody v nádrži (na 5,5). V případě nádrže Bedřichov probíhalo vyrovnávání se s okyselením přirozeně. V červenci byly podobně jako v případě nádrže Souš viditelné rozdíly pH v rámci vrstev vody v nádrži, kdy voda v epilimniu měla pH těsně pod 5,5 a v největších hloubkách hypolimnia se dostala až na 4,9. Jak je vidět, rozdíl nebyl tak markantní jako v případě alkalizace na Souši a pH se zde po hloubce lišilo jen o 0,6 jednotky. V srpnu pak bylo viditelné zvýšení pH jak při hladině, tak u dna nádrže. Během podzimní cirkulace došlo opět k vyrovnávání pH ve vodním sloupci u obou nádrží. V nádrži Bedřichov bylo pH v listopadu těsně pod 5,5. U nádrže Souš byla hodnota pH trochu vyšší mezi 5,7-5,8.

Na obrázku 12 jsou dále pro porovnání znázorněny průběhy sezónní a epizodické acidifikace v povodí Jizerky. Sezónní acidifikace byla měřená v období od března do května 2010 (obr. A), epizodická byla měřená v období 8. – 9. června 2010 (obr. B). Sezónní acidifikace byla způsobena přímým odtokem vody z jarního tání, kdy k největšímu snížení pH došlo na konci března a začátku dubna. K původní hodnotě pH se přiblížilo až v půlce května. Epizodická acidifikace způsobila pouze krátkodobé snížení pH v řádu maximálně desítek hodin (obr. B) (Křeček et al., 2019).

Obr. 12: Průběh pH během jarního tání sněhu (A) a letního epizodického okyselení (B) v povodí Jizerky (Křeček et al., 2019)



8. Popis zájmové oblasti

8.1. Chráněná oblast přirozené akumulace vod Jizerské hory

Jizerské hory tvoří na severu republiky část přirozené česko – polské hranice. Pohoří bylo pojmenováno podle řeky Jizery, která pramení na svazích Smrku, který je s výškou 1124 m.n.m. nejvyšším bodem hor. Druhým nejvyšším vrcholem je Jizera (1122 m.n.m.). Od roku 1986 je území vyhlášeno chráněnou krajinou oblastí CHKO Jizerské hory a od roku 1978 chráněnou oblastí přirozené akumulace vody CHOPAV. Pohoří zaujímá rozlohu 368 km² (Demek & Mackovčín, 2006) (Richterová, 2022).

Obr. 13: Mapa CHKO Jizerské hory (Mapy.cz)



Stavba Jizerských hor je z geologického hlediska nejednotná. Většina pohoří je tvořena Krkonoško-jizerským masivem zformovaným během variského vrásnění v prvohorách. Poté následovalo téměř 250 mil. let období tektonického klidu, eroze a denudace, které dalo Jizerským horám charakteristicky zaoblené tvary. Do dnešních výšek bylo pohoří vyzdviženo ve třetihorách při alpínském vrásnění, během něž také došlo ke zvýšení spádu vodních toků (Chaloupský et al., 1996) (Roleček, nedatováno). Nejvíce zastoupenou horninou je žula, v severní části najdeme úzká pásma svorů z období mladších starohor a ortoruly ze starších prvohor. Jižní svahy tvoří převážně fylity a břidlice (Karpaš, 2009).

Jizerské hory se vyznačují velkou proměnlivostí klimatu. Území spadá do chladné klimatické oblasti, zimy zde bývají poměrně dlouhé a oblast bývá pokryta

sněhem až 160 dní v roce. Průměrná roční teplota vzduchu na stanici Desná – Souš činí 5,6 °C, na Bedřichově pak 5,7 °C. Průměrné lednové teploty se pohybují okolo -5 °C, průměrné letní kolem 16 °C. V roce 1940 byla na Jizerce naměřena extrémní teplota -42 °C. Pro nížinné oblasti jsou typické teplotní inverze (Tolasz, 2007) (Richterová, 2022).

Průměrná roční rychlost větru se pohybuje v rozmezí 4 – 5 m/s. Hory jsou vystaveny převážně vlhkému severozápadnímu proudění, které má také vliv na úhrn srážek v dané oblasti - Jizerské hory patří mezi nejdeštivější části České republiky. Dlouhodobý průměrný roční úhrn srážek činí na stanici Desná – Souš 1 313,6 mm. Největší roční úhrn v Jizerských horách byl v roce 1926 na Jizerce, kdy spadlo celkem 2 201 mm srážek. Průměrné množství sněhových srážek je 800 mm za rok. Sněhová pokrývka zde dosahuje obvykle mocnosti 150 cm v nejvyšších horských částech až 300 cm (Tolasz, 2007) (Richterová, 2022).

Pohořím Jizerských hor probíhá hlavní evropské rozvodí. Lužická Nisa a Smědá odvádějí vodu do Baltského moře, Jizera a její přítoky do Severního moře (Roleček, nedatováno).

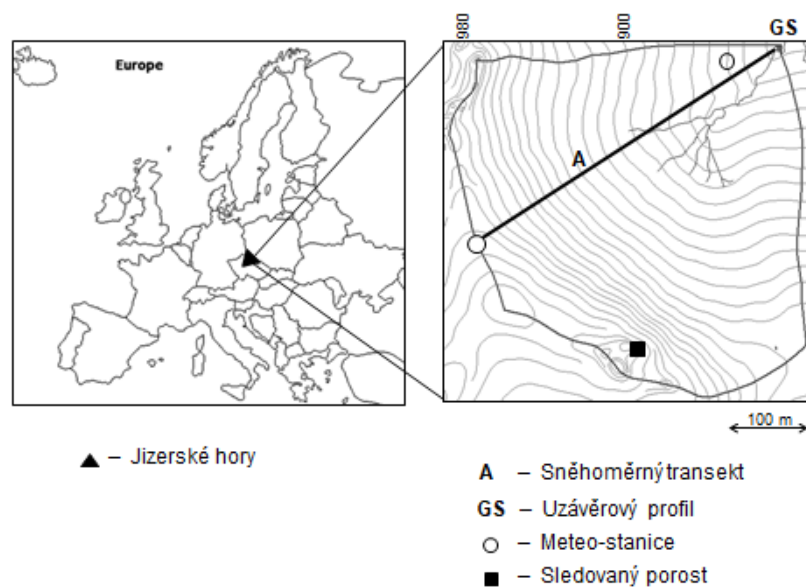
Lesní ekosystémy tvoří 74 % z rozlohy Jizerských hor. Původní skladba lesa zahrnovala porosty buku (*Fagus sylvatica*), jedle (*Abies alba*) a smrku (*Picea abies*). Koncem 19-tého století byly smíšené lesní porosty na Jizerce vytěženy pro místní sklárnu, která byla v činnosti 1866 – 1911, a nahrazeny monokulturou smrku s nižší ekologickou stabilitou. V osmdesátých letech minulého století byly tyto smrkové porosty poškozovány vlivem atmosférických emisí (síry a dusíku), kyselé atmosférické depozice a kůrovcové kalamity. Z důvodu odumírání těchto lesů došlo na většině plochy povodí ke smýcení porostů holou sečí, zejména na náhorní ploše Jizerských hor, a posléze k jejich obnově s cílem podpory lesů blízkých původní druhové skladbě (Křeček et al., 2019).

8.2. Experimentální povodí Sklářského potoka

8.2.1 Geografické poměry

Experimentální 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) se nachází na náhorní ploše Jizerských hor, na Obr. 14 jsou vyznačený základní observační prvky tohoto povodí (Křeček et al., 2019).

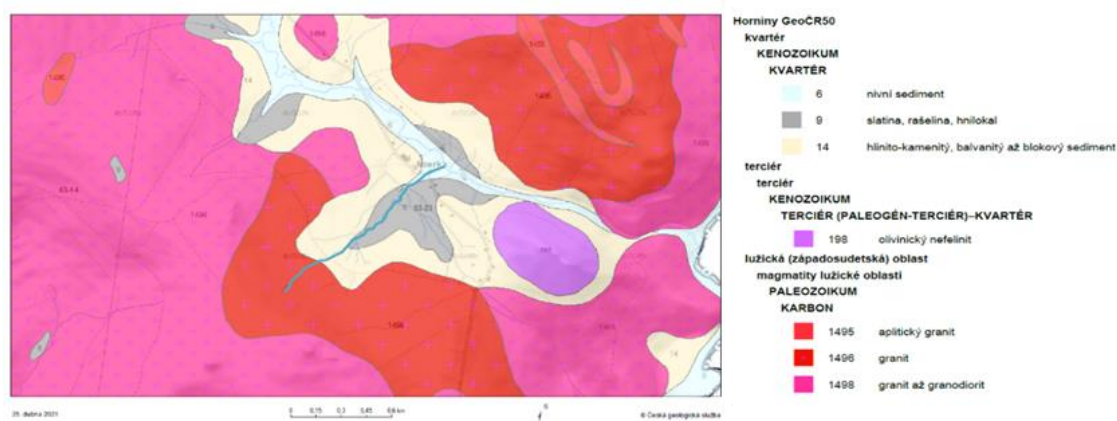
Obr. 14: Experimentální povodí Sklářského potoka (Křeček et al., 2019)



8.2.2 Geologické a půdní poměry

Podloží je tvořené porfyrickou žulou až granodioritem. Pomalu zvětrávající matečná hornina chudá na bazické kationty (především vápník a hořčík) způsobuje přirozenou kyselost půd. Nejvíce zastoupeným půdním typem jsou organozemě, v menší míře se zde vyskytují podzoly a kryptozoly. Půdy Jizerských hor jsou mělké, do cca 1 metru mocnosti, vyznačují se nízkou kvalitou humusových látek a hlavním prvkem poutaným v sorpčním komplexu je hliník. Kvalitu půd dále snižují vstupy kyselých depozic (Kratina et al., 2010).

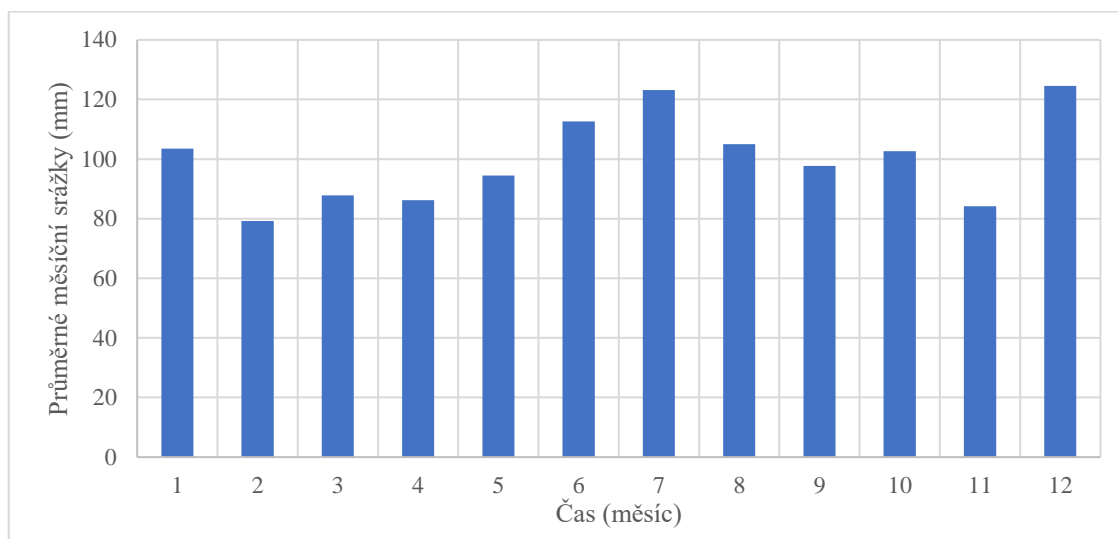
Obr. 15: Geologická mapa (modře vyznačen Sklářský potok) (MŽP 2021)



8.2.3 Klima a hydrologie

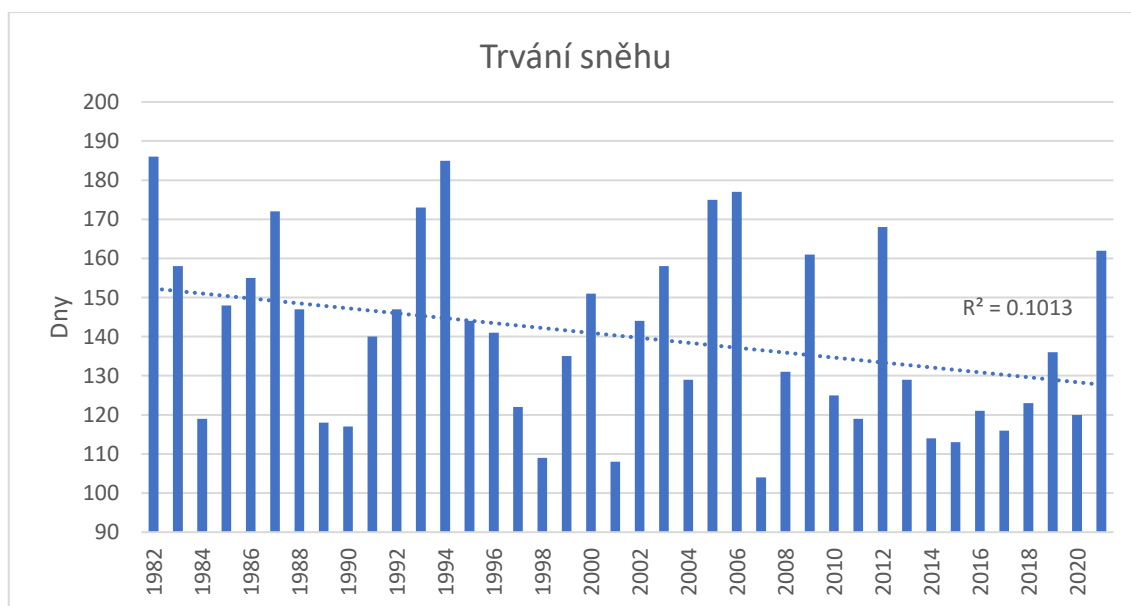
Povodí Sklářského potoka je charakterizováno severním mírným klimatem. Dlouhodobý průměrný roční srážkový úhrn činí 1 400 mm a průměrná teplota vzduchu je 4 °C. Sněhová pokrývka průměrně dosahuje 120 cm a trvá obvykle od listopadu do dubna. Na obrázku 16 jsou zobrazeny hodnoty měsíčních průměrných úhrnů za období 2002 -2021 na profilu Jizerka (upraveno z (Šedivá, 2021)).

Obr. 16: Průměrné měsíční úhrny srážek v povodí Sklářského potoka, 2002 – 2021



Díky častým teplotním inverzím, ale i obecnému zvyšování teplot vzduchu dochází ke zkracování doby trvání sněhové pokrývky, kdy byl zaznamenán klesající trend za období 1982 – 2021 na povodí Sklářského potoka (upraveno z (Šedivá, 2021)) viz Obrázek 17.

Obr. 17: Trvání souvislé sněhové pokrývky v povodí Sklářského potoka, 1982 – 2021

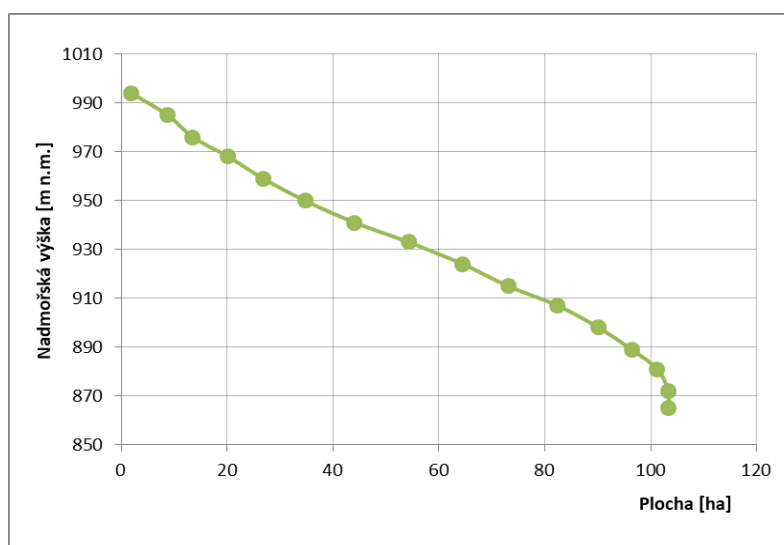


Sklářský potok je pravostranný přítok řeky Jizerky. Povodí Sklářského potoka zaujímá rozlohu 1,03 km² a od roku 1982 je předmětem výzkumu zaměřeného na dopady kyselé atmosférické depozice a lesnických zásahů na hydrologické procesy. Základní morfologické charakteristiky experimentálního povodí jsou uvedeny v Tab. 5 a hypsografické křivce v Obr. 18.

Tab. 5: 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. 18: Hypsografická křivka povodí Sklářského potoka

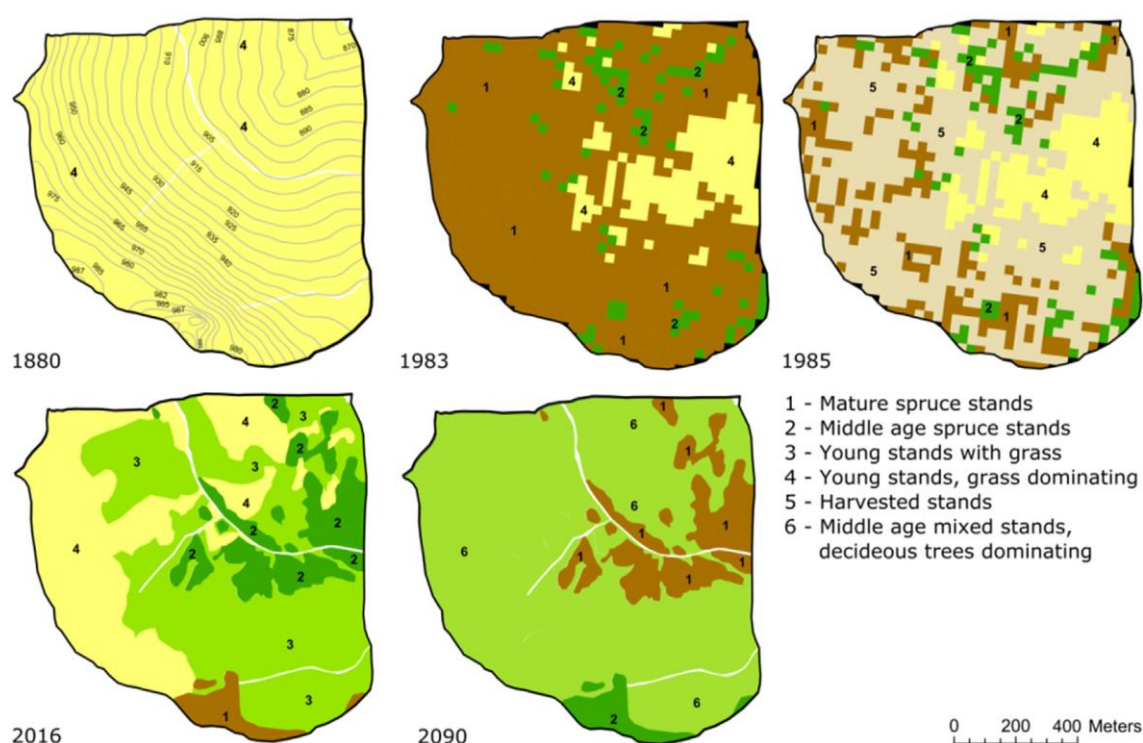


8.2.4 Půdně-vegetační komplex

Kyselá atmosférická depozice vrcholící v 80. letech minulého století měla výrazný vliv na lesní společenství v povodí Jizerky, kdy došlo k defoliaci a výraznému poškození především smrkových porostů. V roce 1984 bylo vykáceno na 62% plochy povodí, na konci 80. let to bylo už cca 88%. S výsadbou nových porostů se začalo rok po těžbě, ale obnova probíhala velmi pomalu a komplikovalo ji mimo jiné také šíření invazivních druhů travin. Podle terénního šetření z roku 2012 představoval největší

procento z druhového zastoupení dřevin smrk ztepilý (*Picea abies*) a smrk pichlavý (*Picea pungens*), v menší míře byly zastoupeny listnaté stromy jeřáb ptačí (*Sorbus aucuparia*) a bříza bělokorá (*Betula alba*). Změny v zastoupení vegetace jsou dokumentovány pomocí snímků satelitů Landsat 4,5 a Sentinel 2, viz Obr. 19 (Křeček et al., 2019). Do budoucna by měly většinu povodí pokrývat smíšené lesy s převahou listnatých stromů, které díky nižšímu indexu listové plochy, drsnosti povrchu a pouze sezónnímu olistění zachytávají méně kyselé depozice a zmírňují tak její dopady.

Obr. 19: Vývoj vegetace v období 1880 – 2016 (Křeček et al., 2019)



Tab. 6: Vegetační pokryv na Jizerce v roce 2016 (Křeček et al., 2019)

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

9. Metodika pozorování

V období 2021 – 2022 jsem se zúčastnila terénního šetření na experimentálním povodí Sklářského potoka a sousední vodní nádrži Souš s cílem postihnout sezónní (případně episodické) změny kvality vody, které byly následně hodnoceny v kontextu dlouhodobé observace, prováděné na tomto povodí (Křeček et al., 2019).

9.1. Měření srážkových úhrnů a odtoku vody z povodí

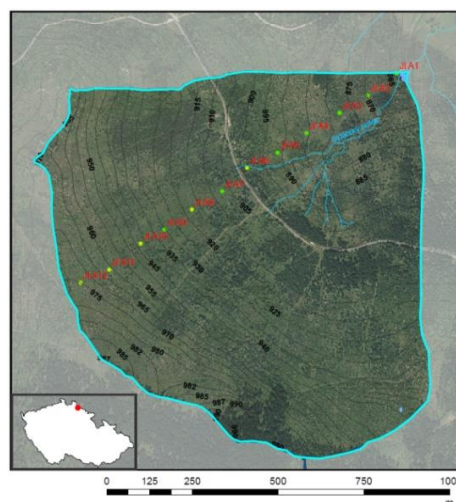
Schéma observačních systémů na experimentálním povodí Sklářského potoka je uvedeno na Obr. 14. Srážkové úhrny jsou registrovány v intervalu 10 minut dvěma impulsními (člunkovými) srážkoměry Hellmanova typu (záchytné plochy 200 cm²) v nadmořských výškách 875 a 975 m. Stanovení průměrných srážkových úhrnů na ploše povodí je prováděno hypsometrickou metodou.

Odtok z povodí je registrován kontinuálně pomocí složeného měrného přelivu, tvořeného kombinací trojúhelníkového ostrohranného přelivu 120° a Ponceletova ostrohranného přelivu (pro průchod větších průtoků). Registrace přepadové výšky probíhá po deseti minutách tlakovým čidlem ALA 4020 (ALA Bučovice) společně s registrací teploty vody.

9.2. Sněhoměrné snímky

Základní charakteristiky sněhové pokrývky, výška a vodní hodnota sněhu, byly sledovány v linii vertikálního transektu A (Obr. 20). Ve 100 m kroku zde bylo instalováno 12 dvoumetrových latí pro evidenci výšky sněhu, vodní hodnota byla v těchto bodech měřena přenosným sněhovým váhoměrem Metra.

Obr. 20: Sněhoměrný transekt



9.3. Meteorologická data

Společně s pozorováním srážkových úhrnů probíhá v nadmořských výškách 875 a 975 m registrace přímého slunečního záření, teploty a vlhkosti vzduchu, teploty a vlhkosti půdy na automatických meteo-stanicích ALA (ALA Bučovice). Poskytnuta byla zároveň data observační sítě ČHMÚ Kořenov-Jizerka a Desná-Souš v nadmořských výškách 772 a 850 m, které se nacházejí ve vzdálenosti 2,500 a 300 m od uzávěrového profilu povodí.

9.3. Kvalita vody

In situ monitoring kvality povrchové vody ve vodním toku zahrnoval teplotu vody, pH a vodivost, byl prováděn terénním multimetrem WTW-350i (WTW, Weilheim, Německo). Vzorování vody probíhalo v týdenním intervalu, vzorky byly filtrovány sítím 40- μm a analyzovány pomocí přenosného fotometrem Paqualab 430-550 (ELE International, Hempstead, UK). Chemická analýza zahrnovala koncentrace iontů NH_4^+ , NO_3^- a SO_4^{2-} . Kontrolní vzorky byly posílány do laboratoře Hydrobiologického ústavu ČSAV v Českých Budějovicích.

Kvalita vody vodárenské nádrže Souš byla monitorována ve vertikálním profilu nádrže (poblíž odběrného vodárenského objektu v cca nejhlubším místě nádrže) multimetrem Hydrolab Surveyour HL, takto byly *in situ* měřeny: hloubka, teplota, pH, vodivost a koncentrace rozpuštěného kyslíku. Průhlednost vodního sloupce byla určována vizuálně pomocí Secci desky.

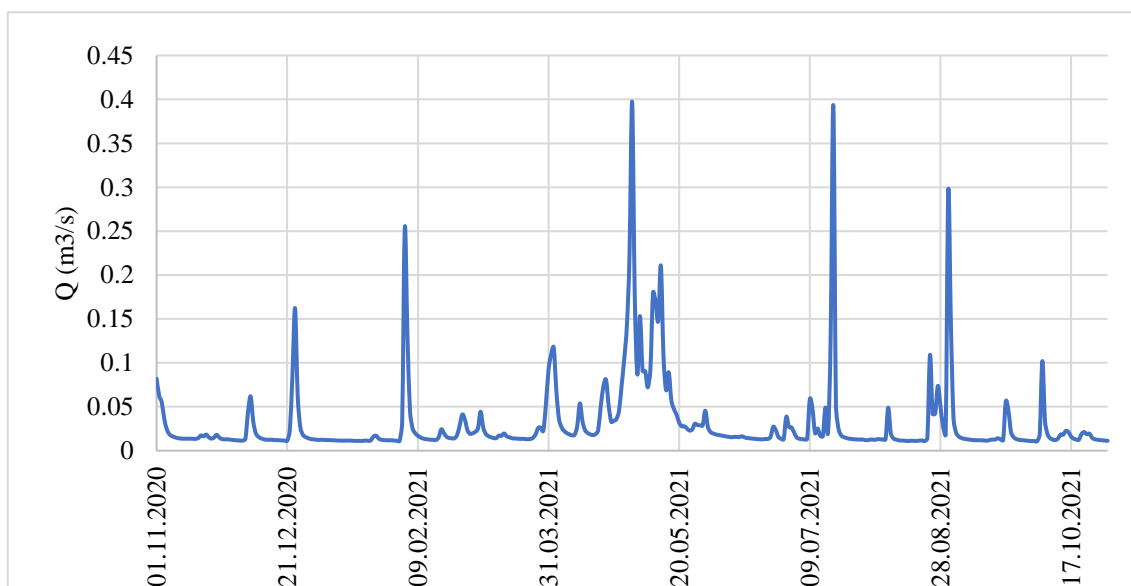
10. Výsledky a diskuse

10.1. Časové změny kvality vody v uzávěrovém profilu Sklářského potoka

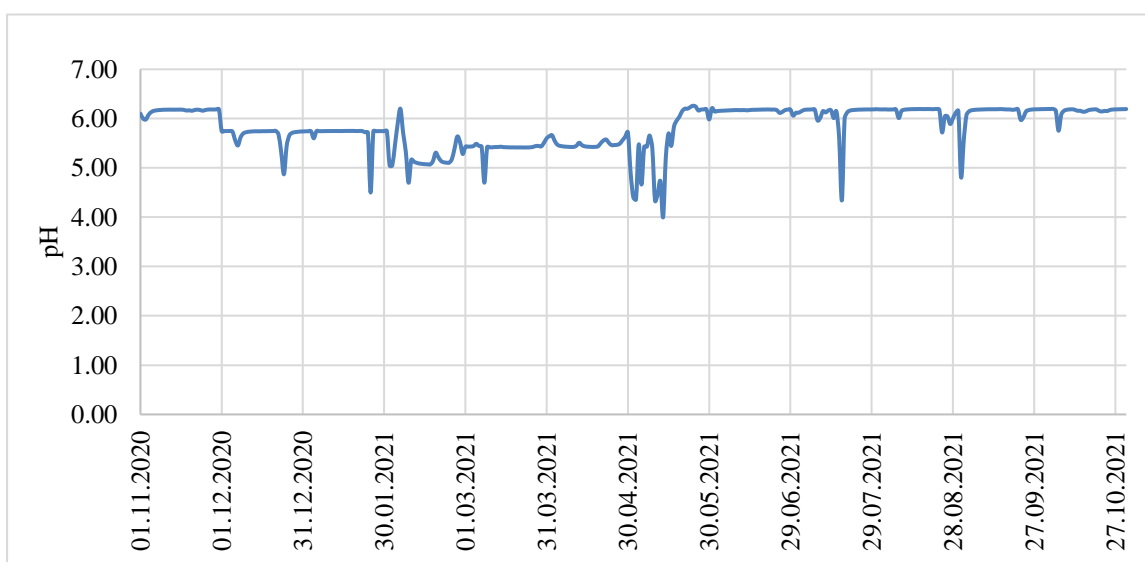
V roce 2021 na povodí Sklářského potoka činila roční depozice vodíkových iontů H^+ 5,1 mg/m^2 a průměrné pH srážek volné plochy dosáhlo hodnoty $\text{pH} = 5,3$. Roční depozice síry činila 1,6 mg/m^2 a depozice dusíku 3,2 mg/m^2 . V období vrcholné kyselé depozice koncem osmdesátých let minulého století se roční depozice síry pohybovala na 9 mg/m^2 (Křeček et al., 2017). V současné době došlo ke snížení depozice síry na cca 18% hodnotu. Poměr spadu dusíku a síry je nyní na hodnotě 2,0 oproti poměru 0,3 z konce osmdesátých let.

Na Obr. 21 a 22 je zobrazen časový vývoj odtoku z povodí a pH vody v uzávěrovém profilu Sklářského potoka. V letním období se projevuje několik epizodických poklesů pH odtékající vody z povodí, kdy hodnota pH klesala pod 5 v souvislosti s přívalovými dešti. Zásadní význam má však dlouhodobá acidifikace vlivem tání sněhu, kdy cca 20% odtoku z povodí vykazovalo hodnotu pH pod 5,3 s dosaženým minimem pH = 4.

Obr. 21: Časový vývoj odtoku Q (m^3/s , Sklářský potok (profil Jizerka), 2021



Obr. 22: Hodnota pH v uzávěrovém profilu Sklářského potoka v roce 2021



Oproti situaci koncem osmdesátých let minulého století (Křeček et al., 2017), kdy pH v jarním období tání dosahovalo hodnot pH od 3,5 do 4,0, se jedná o výrazné

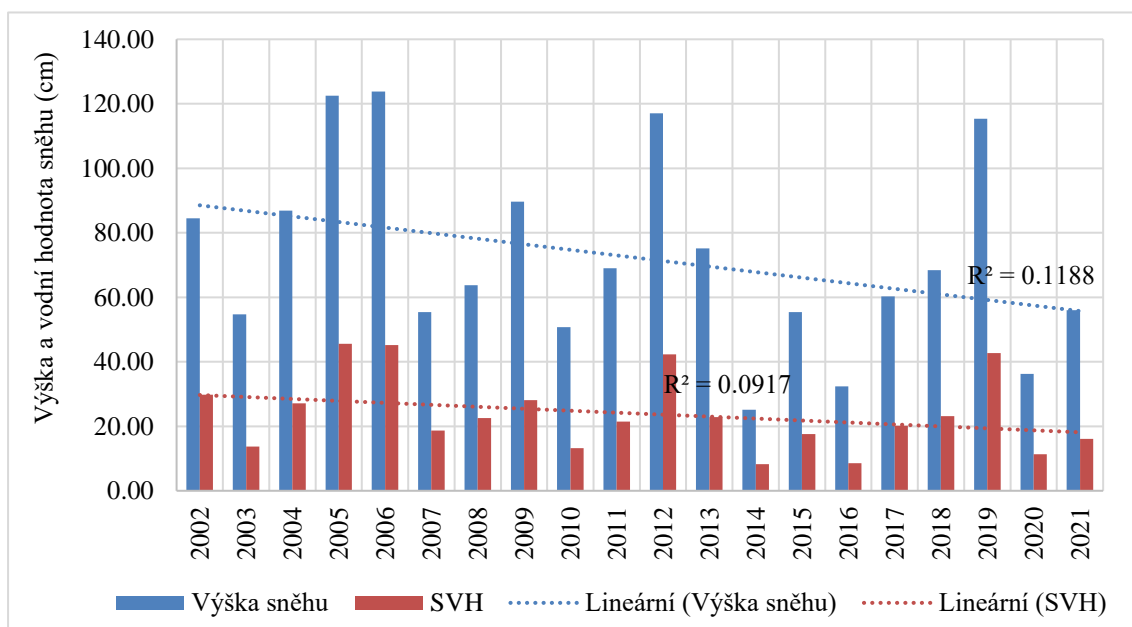
zmírnění projevu acidifikace povrchové vody. Přesto hodnoty pH v jarním období roku 2021 klesají pod hodnotu pH = 5,3 považovanou za limitní pro mobilizaci toxického hliníku (Křeček et al., 2019) působícího negativně na zdravotní stav vodního ekosystému, především na rybí populaci povrchových vod.

10.2. Sněhové charakteristiky v povodí Sklářského potoka

Výrazná sezónní acidifikace ve vodoměrném profilu Sklářského potoka v roce 2021 (obr. 22) je evidována v jarním období vlivem tání sněhové pokrývky. Tudiž akumulace sněhu představuje potenciál míry okyselování vodního toku.

V souvislosti s klimatickou změnou je často diskutována otázka dopadů na akumulaci a tání sněhu v horských povodích (Šedivá, 2021). Na obrázku 23 je znázorněn vývoj průměrné roční výšky a vodní hodnoty sněhu na povodí Sklářského potoka v letech 2002 – 2021, měřené na stanovišti v nadmořské výšce 899 m sněhoměrného transektu (obr. 20). U obou veličin je evidován klesající trend v časové řadě dat, který se však neprojevil jako statisticky významný. Spearmanův korelační koeficient $R_{s,\text{výška sněhu}} = 0,345$ a koeficient $R_{s,\text{SVH}} = 0,303$ je v obou případech menší než kritická hodnota $R_{s,\text{krit.}} = 0,447$ na hladině významnosti 0,05.

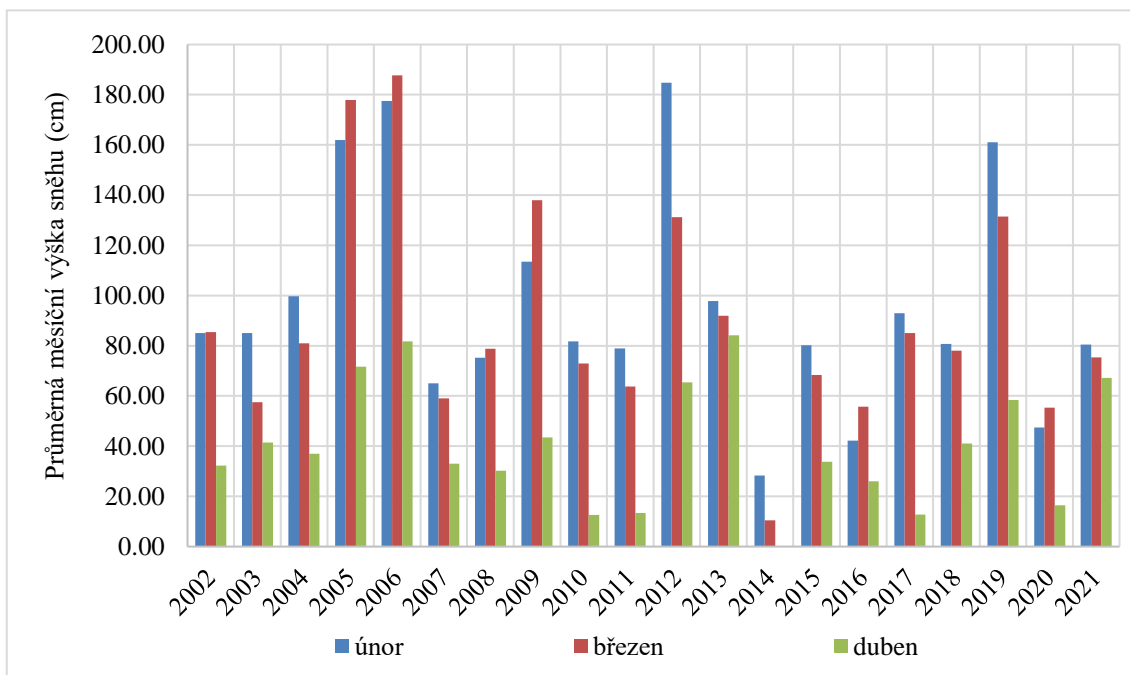
Obr. 23: Průměrné roční hodnoty výšek a vodní hodnoty sněhu v období 2002 -2021



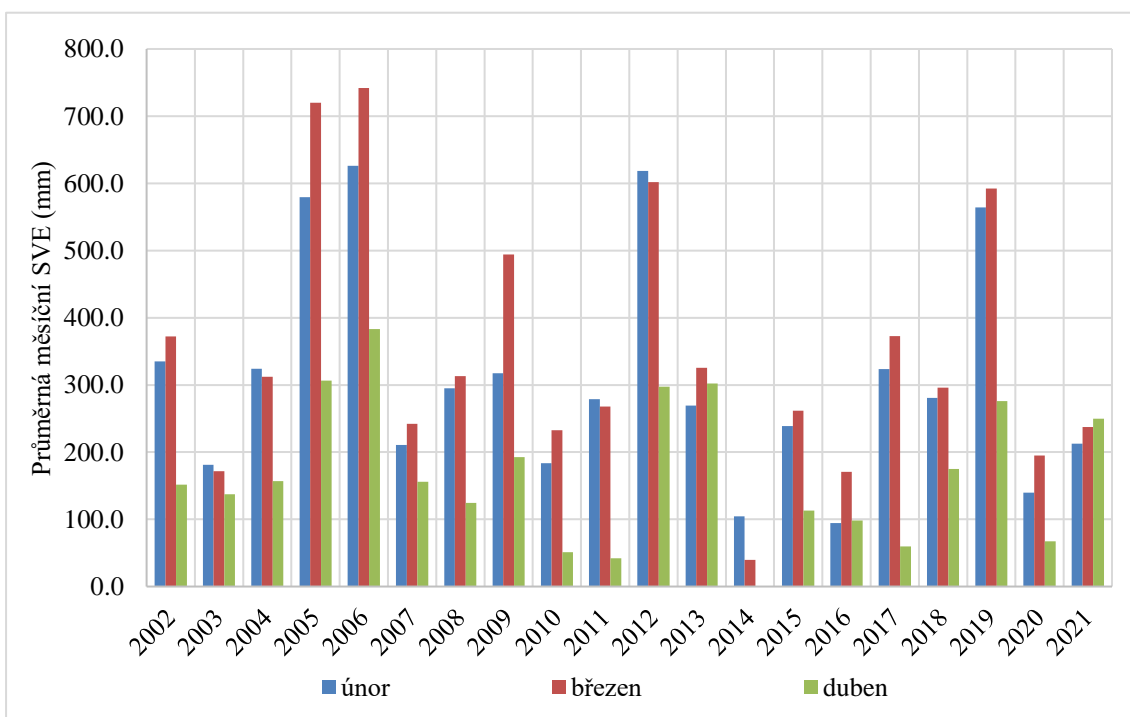
Na grafech v obr. 24 a 25 jsou uvedeny hodnoty průměrných měsíčních výšek a vodní hodnoty sněhu pro měsíce únor až duben, kdy dochází k intenzivnímu tání. Z těchto grafů je patrná závislost mezi výškou a vodní hodnotou sněhu. Obecně s vyšší

výškou sněhu roste vodní hodnota, ta se však v průběhu dozrávání sněhu s časem zvyšuje. Maxima výšky sněhu jsou evidována v únoru, ale zásoba vody ve sněhu kulminuje v březnu.

Obr. 24: Průměrné měsíční hodnoty výšek sněhu v období 2002 – 2021 v měsících tání (upraveno z (Šedivá, 2021))



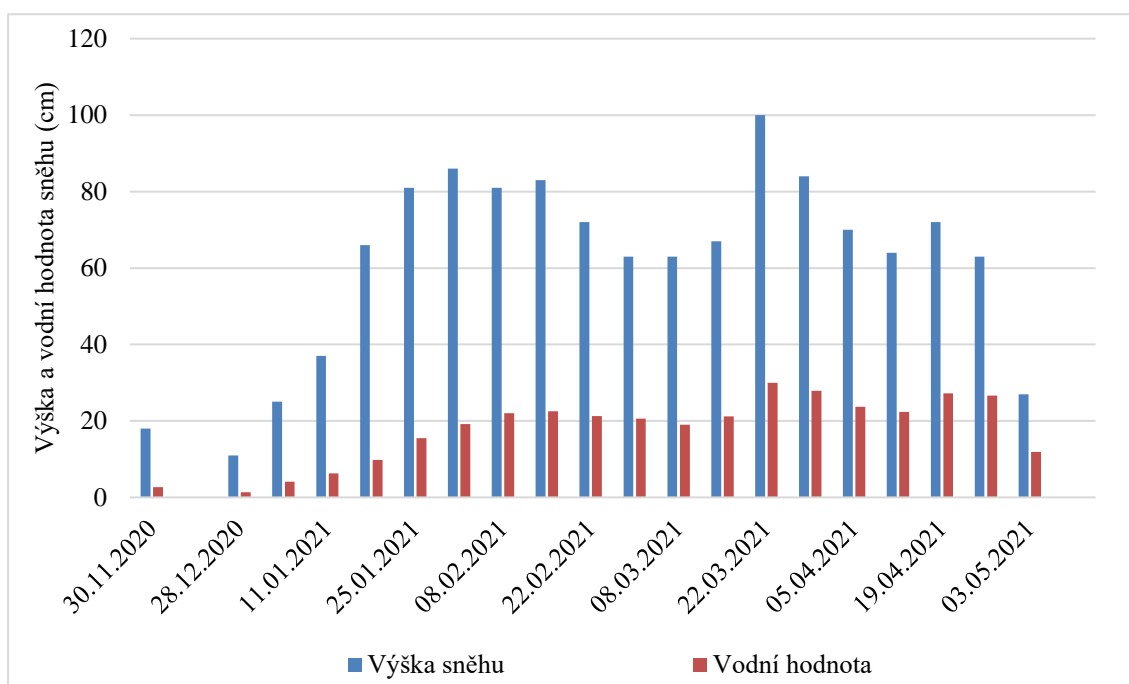
Obr. 25: Průměrné měsíční SVH sněhu v období 2002 – 2021 v měsících tání (upraveno z (Šedivá, 2021))



10.3. Vliv tání sněhu na acidifikaci vodního toku Sklářského potoka

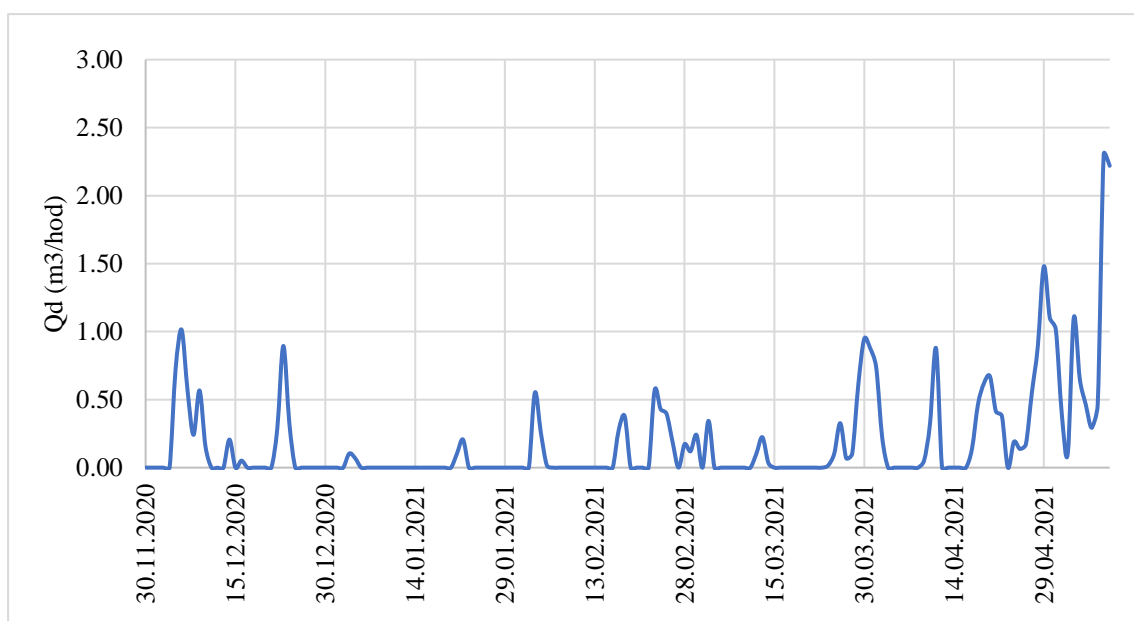
Na grafu obr. 26 jsou uvedeny charakteristiky sněhové pokrývky v roce 2021. Zimní období v tomto roce bylo úhrnem sněhových srážek spíše podprůměrné. Sněhová pokrývka se však udržela až do první poloviny května s celkovou dobou trvání 162 dní. Charakteristiky sněhu dosáhly svého maxima na konci dubna s hodnotami 100 cm pro výšku sněhu a 30 cm pro vodní hodnotu sněhu.

Obr. 26: Průběh výšky a vodní hodnoty sněhu v roce 2021 v povodí Sklářského potoka



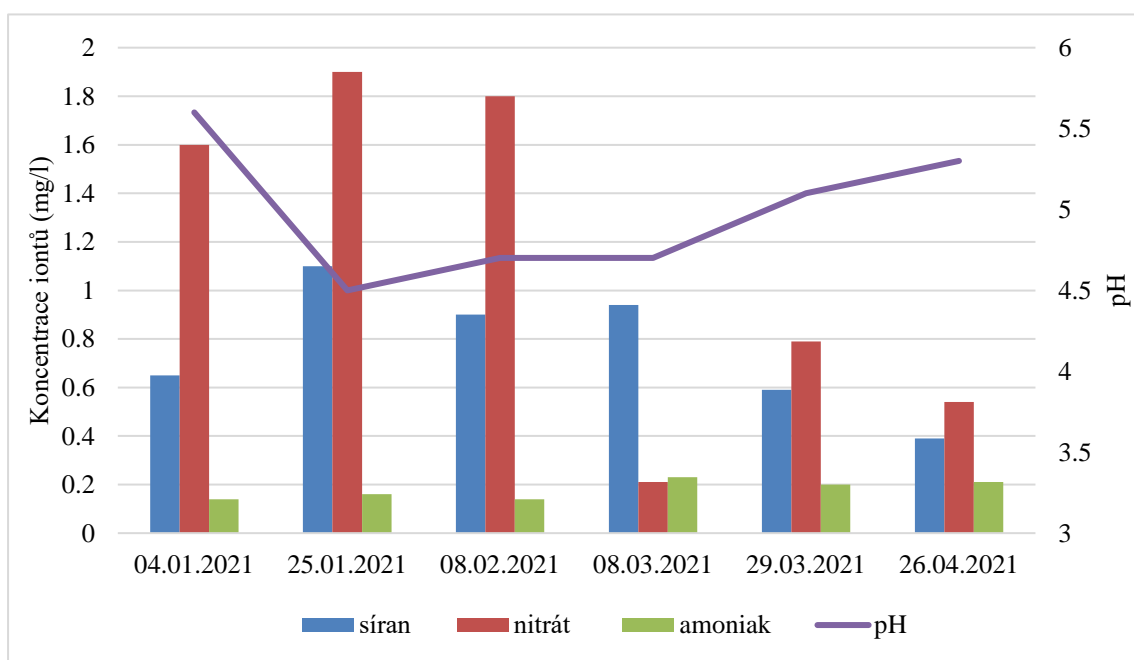
Metodou stupeň – den byl vyjádřen odtok z tání sněhu (Obr. 27). Po výskytu prvního sněhu na konci listopadu, došlo k úplnému odtátí sněhové pokrývky. Následovalo období akumulace s další epizodou tání na přelomu února a března a poté znovu na konci března. K definitivnímu odtátí sněhové pokrývky došlo od druhé poloviny dubna až do první poloviny května.

Obr. 27: Odtok z tání sněhu v roce 2021 v povodí Sklářského potoka



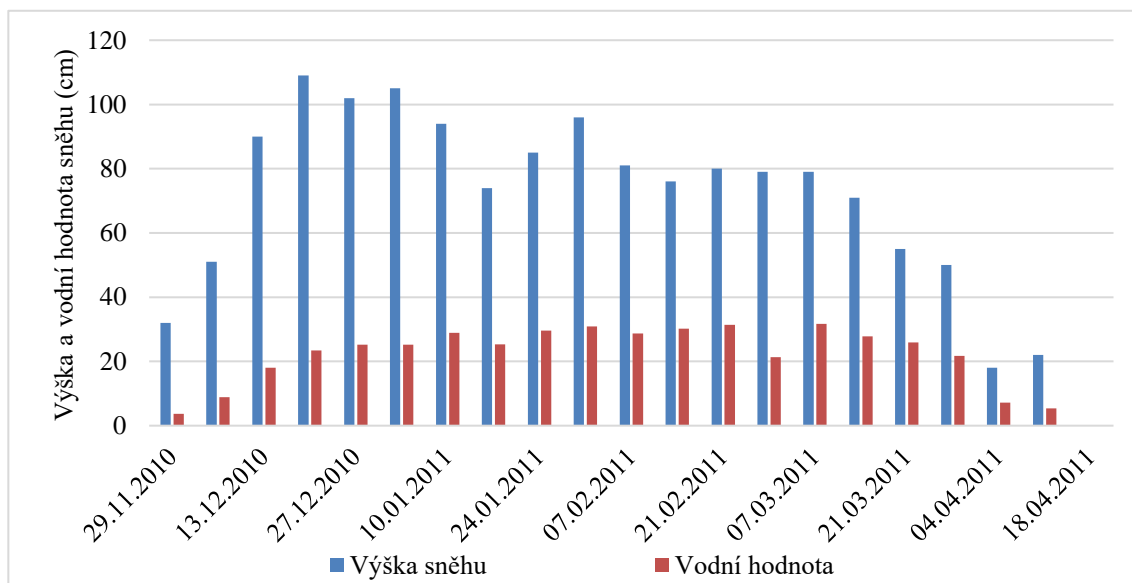
Na obrázku 28 jsou uvedeny koncentrace iontů, které přispívají k acidifikaci (SO_4^{2-} , NO_3^- , NH_4^+) a pH. V roce 2021 není patrný jejich významný sezónní nárůst oproti období vrcholné acidifikace koncem osmdesátých let. Během období konečné fáze tání dochází ke zvýšení pH a nižším koncentracím iontů vlivem stáří a procesů zrání sněhu. Koncentrace NH_4^+ se ve sledovaném období 2021 výrazně neměnila.

Obr. 28: Průběhy koncentrace iontů a pH v povodí Sklářského potoka v roce 2021



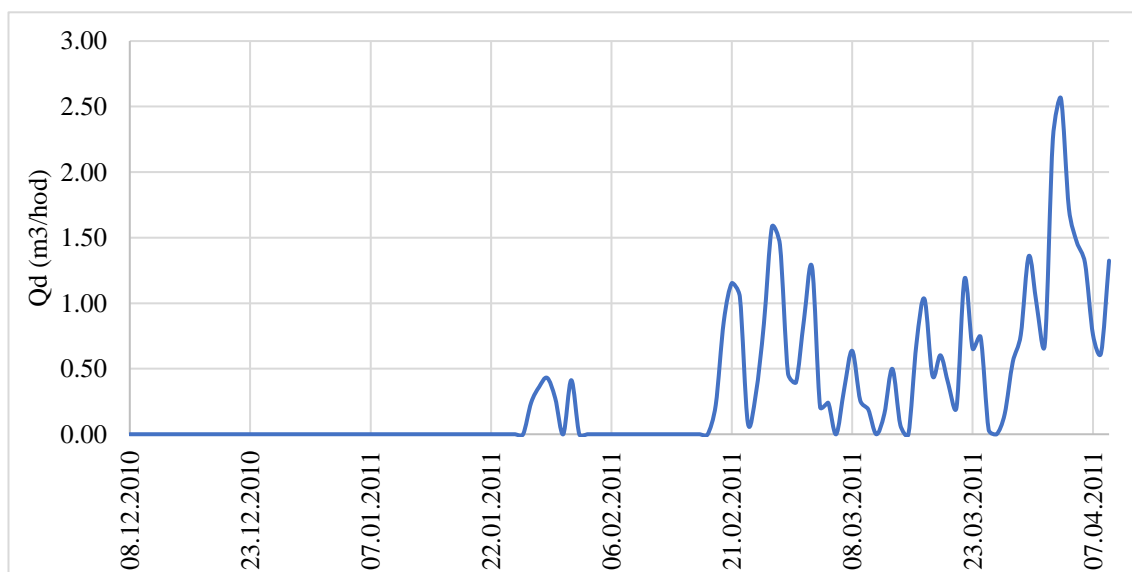
Pro porovnání výsledků z roku 2021 jsou na grafech níže zobrazeny průběhy s desetiletým odstupem z roku 2011. Sněhová pokrývka v roce 2011 trvala 119 dní, k jejímu úplnému odtátí došlo na začátku dubna. Maximální výška sněhové pokrývky byla v druhé polovině prosince 109 cm. Maximální vodní hodnota sněhu s hodnotou 31,7 cm na začátku dubna. Charakteristiky sněhu za rok 2011 jsou zobrazeny v grafu níže (Obr. 29).

Obr. 29: Průběh výšky a vodní hodnoty sněhu v roce 2021 v povodí Sklářského potoka



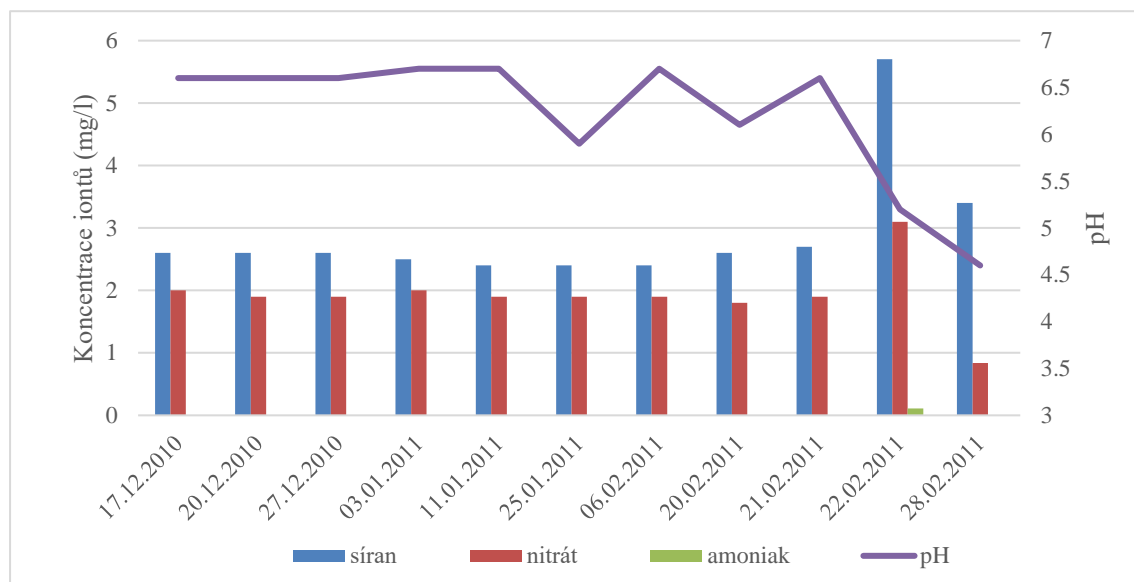
Metodou stupeň-den byl opět vyjádřen odtok z tání. Po dlouhém období akumulace došlo k prvnímu tání na konci ledna a poté od konce února postupně probíhalo až do začátku dubna (Obr. 30).

Obr. 30: Odtok z tání sněhu v roce 2011 v povodí Sklářského potoka



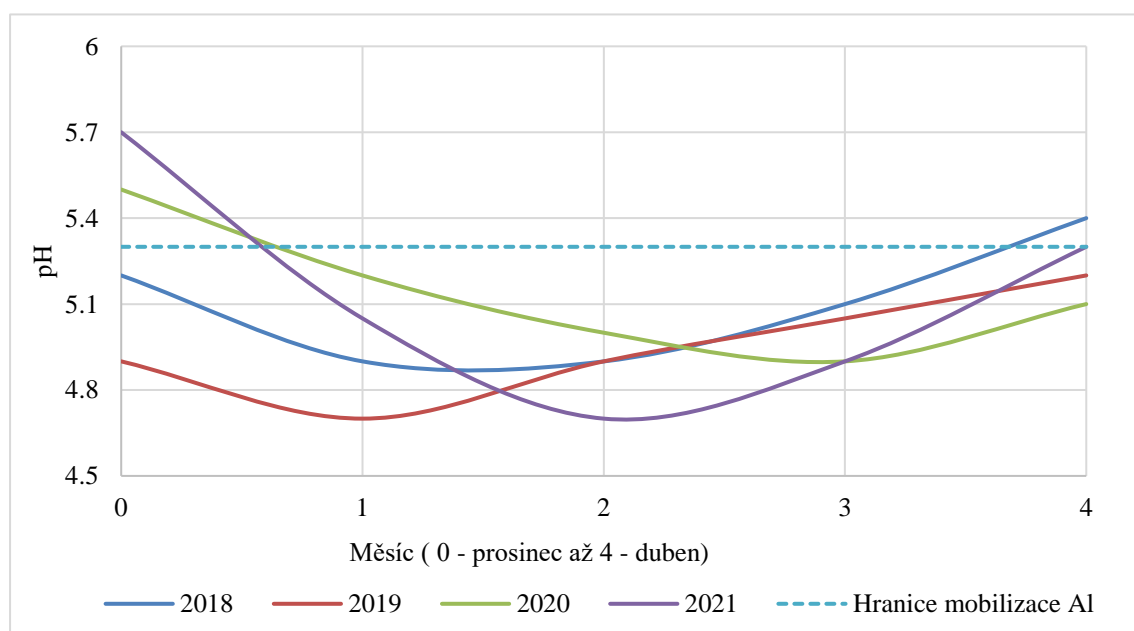
V roce 2011 je patrné snížení pH v době prvního tání na konci ledna a také značný pokles pH a zvýšení koncentrací iontů, především SO_4^{2-} , NO_3^- , v době začátku tání na konci února. Z grafu je dále patrné, že od roku 2011 došlo po deseti letech k celkovému zvýšení koncentrací iontů NH_4^+ na povodí (Obr. 31).

Obr. 31: Průběhy koncentrace iontů a pH v povodí Sklářského potoka v roce 2011



Na obrázku 32 jsou vykresleny průběhy pH z posledních let (2018 – 2021) naměřených na povodí Sklářského potoka v období od prosince do dubna. Hraniční hodnotou pH spojenou s rychlou mobilizací toxického hliníku je hodnota 5,3 (Křeček & al., 2019), během sezónní acidifikace se v daném období pH pohybuje pod touto hranicí.

Obr. 32: Průběhy pH v letech 2018 – 2021 v období od prosince do dubna v povodí Sklářského potoka

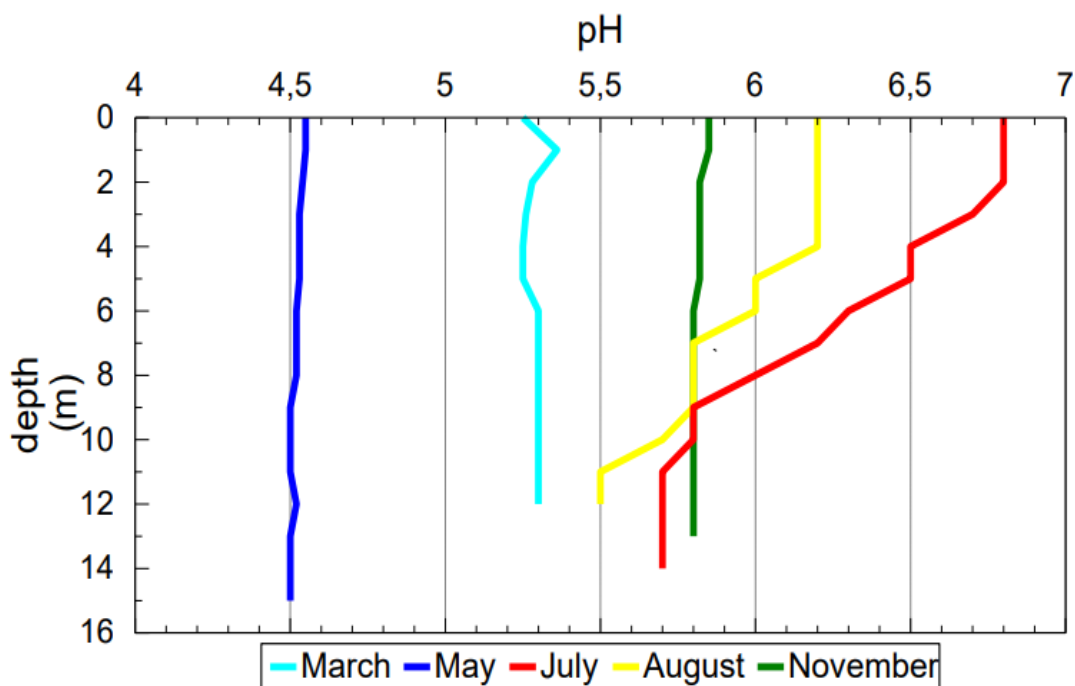


10.4. Acidifikace vodárenské nádrže Souš

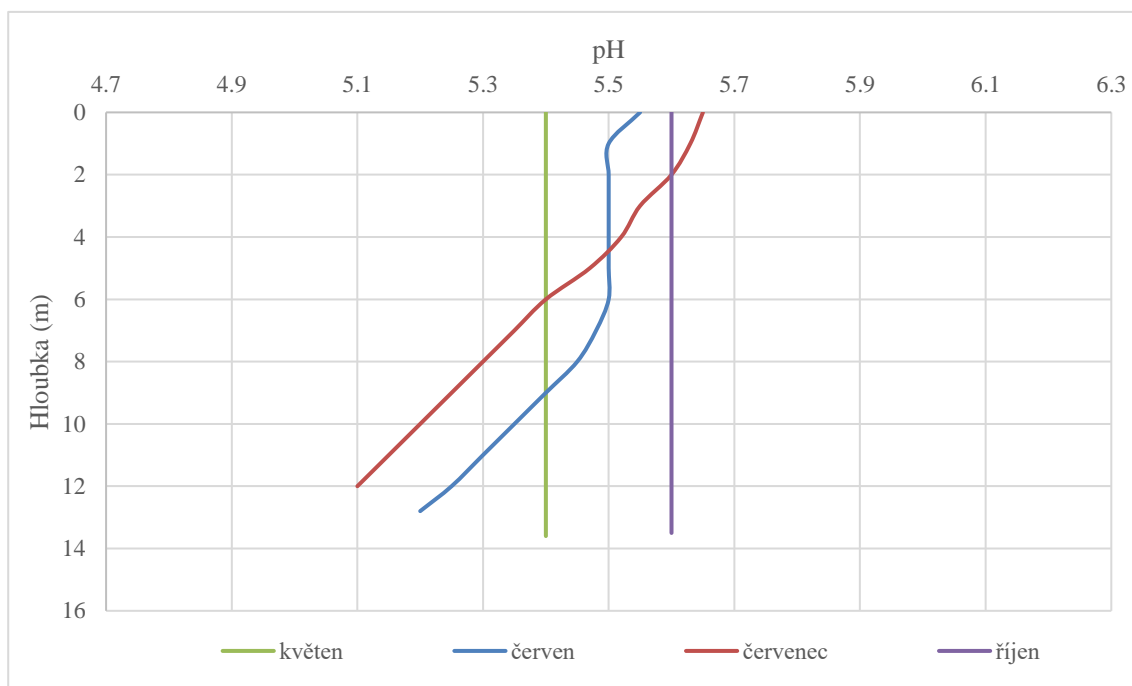
Vodní nádrž Souš slouží především jako zdroj pitné vody pro oblast Jablonecka, Tanvaldska a Železnobrodska. Vlivem sezónní acidifikace zde často docházelo k výraznému snížení pH vody v nádrži spolu se zvýšeným transportem organických látek a vyššími koncentracemi toxického hliníku. Pro zajištění požadované jakosti pitné vody se do roku 2015 provádělo pravidelné vápnění, které však podléhalo množství napadlého sněhu a v případě nízkých sněhových zásob se alkalizace vůbec neprováděla (Povodí Labe, nedatováno).

Pro porovnání jsou na grafech níže vyobrazeny průběhy pH na Souši s vlivem vápnění (Obr.33) a s přirozeným průběhem pH (Obr. 34).

Obr. 33: Sezónní změny v pH v nádrži v roce 1999 (Křeček & al., 2019)



Obr. 34: Sezónní změny v pH v nádrži v roce 2021



V květnu během jarní cirkulace došlo v obou případech k vyrovnání pH ve vodním sloupci. V roce 1999 byla voda v nádrži značně kyslejší, pH se pohybovalo kolem 4,5. V roce 2021 dosáhlo pH hodnoty 5,4. Příčinou vyššího pH v roce 2021 mohlo být obecné zlepšení přírodních podmínek v povodí, ale i menší množství napadlých sněhových srážek v tomto roce. Pro porovnání jsou hodnoty maximální výšky sněhové pokrývky (cm) a měsíčních úhrny zimních srážek (mm) za rok 1999 a 2021 ze stanice Desná – Souš uvedeny v tabulce 7 a 8.

Tab. 7: Maximální výška sněhu (cm) na stanici Desná – Souš (ČHMÚ)

Max. výška sněhové pokrývky (cm)						
	Listopad	Prosinec	Leden	Únor	Březen	Duben
1999	38	112	81	154	125	50
2021	10	9	70	68	50	21

Tab. 8: Měsíční úhrny srážek na stanici Desná – Souš (ČHMÚ)

Srážky (mm)							
	listopad	prosinec	leden	únor	březen	duben	SUMA
1999	143.6	134.3	126.9	211.1	116	50.7	782.6
2021	110.8	124.6	122.4	66.9	61.1	61.9	547.7

Během léta došlo u obou nádrží ke stratifikaci pH ve vertikálním profilu nádrže. Ve vrchní vrstvě epilimnia se v roce 2021 pH pohybovalo kolem hodnoty 5,5 a v červenci se zvýšilo na 5,65, hypolimnium bylo kyselější, v červnu se pH dostalo na hodnotu 5,2 v červenci na 5,1. Rozdíl v pH ve vertikálním profilu byl v červnu 0,35 jednotky pH a v červenci 0,55 jednotky. V roce 1999 se významně projevil vliv vápnění, nejvyšší hodnoty epilimnia byly v červenci pH = 6,8, rozdíl ve vertikálním profilu byl o 1,1 jednotky, v srpnu se rozdíl snížil na 0,7 jednotky pH.

Podzimní cirkulace přinesla opět vyrovnání pH ve vodním sloupci v obou letech. V roce 2021 byla hodnota pH 5,6 a v roce 1999 byla o trochu vyšší, pohybovala se kolem hodnoty 5,7 – 5,8.

Z grafu na obrázku 33 je vidět, jak pH vlivem vápnění v průběhu roku kolísá. Přesto, že se vápnění provádí za účelem zlepšení podmínek pro vodní organismy, může vyvolat v průběhu roku změny ve složení fytoplanktonu a zooplanktonu, nehledě na nejistý vliv na rybí populace citlivé na poklesy pH. V případě přirozeného vývoje pH v roce 2021 (Obr. 34) nejsou změny v průběhu roku tak výrazné a po většinu doby se pH pohybuje nad limitní hodnotou pro intenzivní transport hliníku Al^{3+} pH = 5,3.

11. Závěr

Tání sněhu představuje zásadní složku vodní bilance horského povodí a tvorby vodních zdrojů, které však v oblastech významné kyselé depozice může přispívat k sezonní acidifikaci vodního prostředí. Jizerské hory jsou z důvodu nepříznivých geologických podmínek a půdních poměrů na acidifikaci náchylnější. Obecné zlepšení kvality ovzduší, ale i změny ve složení vegetace působí příznivě na zvyšování kvality vody v oblasti.

Ve sledovaném roce 2021 na experimentálním povodí Sklářského potoka (náhorní část Jizerských hor) tvořil odtok v zimním a jarním období více než polovinu roční odtokové výšky, kdy téměř 20% objemu ročního odtoku vykazoval hodnotu pH pod limitní hodnotou 5,3. Minimální hodnoty bylo dosaženo během jarního tání v květnu $\text{pH} = 4$.

Ve srovnání s obdobím vrcholného imisního spadu koncem osmdesátých let minulého století byl potvrzen dlouhodobý trend zlepšování kvality vody v uzávěrovém profilu Sklářského potoka. Pozorované hodnoty nicméně indikují období stagnace této revitalizace parametrů kvality vody v období posledních cca 10 let. Koncentrace iontů SO_4^{2-} a NO_3^- se ve sledovaném období významně neměnila, byl však zaznamenán nárůst koncentrací iontů NH_4^+ na povodí.

Podobný trend revitalizace kvality vody se projevil i u sousední vodárenské nádrže Souš, kde byly porovnávány hodnoty pH ve vertikálním profilu nádrže v roce 1999 ovlivněné vápněním a v roce 2021 s přirozeným vývojem během roku. Největší rozdíly se projeví v období jarní cirkulace, kdy pH v roce 1999 činilo 4,5, v roce 2021 byl zaznamenán nárůst na $\text{pH} = 5,4$.

V souvislosti s klimatickou změnou byl evidován v povodí Sklářského potoka klesající trend pozorované výšky a vodní hodnoty sněhu v časové řadě let 2002 – 2021, který se však neprojevil jako statisticky významný na hladině pravděpodobnosti 0,05.

12. Citovaná literatura

- [1] Bormann, K. J., et al., (25. Březen 2013). Spatial and temporal variability in seasonal snow density. *Journal of Hydrology*, stránky 63-73.
- [2] Dadić, R., et al., (18. Březen 2010). Wind influence on snow depth distribution and accumulation over glaciers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*.
- [3] Demek, J., & Mackovčín, P. (2006). *Hory a nížiny - zeměpisný lexikon ČR*. Praha: Agentura ochrany přírody a krajiny.
- [4] DeWalle, D. R., & Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press.
- [5] Dingman, S. L. (2015). *Physical Hydrology*. University of New Hampshire.
- [6] Driscoll, C., et al., (2007). Acidic Deposition: Sources and Effects. V *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, stránky 1441-1457.
- [7] Gersh, M., et al., (20. Srpen 2022). Forest Fire Effects on Landscape Snow Albedo Recovery and Decay. *Remote Sensing*.
- [8] Henriksen, A. (1. Duben 1979). A simple approach for identifying and measuring acidification of freshwater. *Nature*, stránky 542-545.
- [9] Holen, S., Wright, R. F., & Seifert, I. (2013). Effects of long range transported air pollution (LRTAP) on freshwater ecosystem services. Oslo: NIVA.
- [10] Hotový, O., & Jeníček, M. (2019). Dopady disturbance lesa na energetickou bilanci sněhové pokrývky se zaměřením na krátkovlnnou a dlouhovlnnou radiaci. XXIII. Stretnutie snehárrov. Praha: Slovenský hydrometeorologický ústav, Regionálne pracovisko Banská Bystrica, stránky 66-71.
- [11] Hříbík, M., & Škvarenina, J. (2007). Dynamika snehovej pokrývky na výškovom tranzekte Kráľovej hole -. 12. stretnutie snehárrov, stránky 75-79.
- [12] Hrkal, Z., et al., (2009). The Relationship between Quality of GroundWaters and Forest Cover in Regions Affected by High Levels of Acid Atmospheric Deposition – a Case Study of the Krušné Hory Mts., Czech Republic . *Polish Journal of Environmental Studies* , stránky 995-1004.
- [13] Hruška, J., & Kopáček, J. (2005). Kyselý déšť stále s námi – zdroje, mechanismy, účinky, minulost a budoucnost. PLANETA.
- [14] Hůnová, I. (1. Srpen 2016). Atmosférická depozice dusíku. *Chemické Listy* (110), stránky 779-784.

- [15] Chaloupský, J., et al., (1996). *Geologie Krkonoš a Jizerských hor*. Praha: Academia.
- [16] Chang, M. (2013). *Forest Hydrology: An Introduction to Water and Forests*.
- [17] Jiráček, J., & Bercha, Š. (2017). Automatické měření výšky sněhové pokrývky - rozšíření sítě sněhoměrných stanic ČHMÚ . XXI. Stretnutie sněhárov. Praha: ČHMÚ, stránky 57-58.
- [18] Karpaš, R. (2009). *Jizerské hory*. Liberec.
- [19] Kemel, M. (1996). *Klimatologie, meteorologie, hydrologie*. Praha: ČVUT.
- [20] Kopáček, J., Bednář, J., & Žák, M. (2019). *Jak vzniká počasí*. Praha: Univerzita Karlova.
- [21] Kratina, J., et al., (2010). Rozdíly ve vlastnostech horských lesních půd na kyselých a bazických matečných horninách. *Kenozoikum*, stránky 50-57.
- [22] Křeček, J., et al., (Březen 2019). Water-quality genesis in a mountain catchment affected by acidification and forestry practices. *Freshwater Science*, stránky 257-269.
- [23] Křeček, J., & Hořická, Z. (2001). Degradation and recovery of mountain watersheds: The Jizera Mountains, Czech Republic. *Unasylva 37*, stránky 247-259.
- [24] Křeček, J., & Hořická, Z. (2006). Forests, air pollution and water quality: influencing health in the headwaters of Central Europe's "Black Triangle". *Unasylva 57*, stránky 46-49.
- [25] Křeček, J., Palán, L., & Stuchlík, E. (Srpen 2017). Acid atmospheric deposition in a forested mountain catchment. *iForest - Biogeosciences and Forestry*, stránky 680-686.
- [26] Kuhs, W. (2007). *Physics and Chemistry of Ice*. The Royal Society of Chemistry.
- [27] Munneke, P. K. (2009). *Snow, ice and solar radiation*. Utrecht.
- [28] Němec, L. (2006). Vodní hodnota sněhové pokrývky. Sborník ze semináře: 11. stretnutie snehárov. Český hydrometeorologický ústav, stránky 41-43.
- [29] Norman, D. Y. (Duben 1983). Effects of Changes in pH on Transparency and Thermal Regimes of Lohi Lake, near Sudbury, Ontario, stránky 621-626.

- [30] Pomeroy, J. W., & Brun, E. (2001). Physical Properties of Snow. V H. e. Jones, Snow Ecology: An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems. Cambridge University Press, stránky 45-126.
- [31] Procházka, J., et al., (2018). Hodnocení sněhové pokrývky na Šumavě jako možného indikátoru. Třeboň: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta.
- [32] Rice, R., & Bales, R. C. (31. Březen 2010). Embedded-sensor network design for snow cover measurements around snow pillow and snow course sites in the Sierra Nevada of California. Water Resources Research.
- [33] Richterová, D. (2022). Meteorologické stanice v Jizerských horách. JIZERKA 2022. Praha: Český hydrometeorologický ústav, stránky 24-26.
- [34] Řičicová, P. (2016). Hodnocení vlivu sněhových zásob na velikost průtoků. XXI. Stretnutie snehárov. Český hydrometeorologický ústav, stránky 51-54.
- [35] Saydi, M., & Ding, J. (Září 2020). Impacts of topographic factors on regional snow cover characteristics. Water Science and Engineering, stránky 171-180.
- [36] Sexstone, G. A., et al., (6. Únor 2018). Snow Sublimation in Mountain Environments and Its Sensitivity to Forest Disturbance and Climate Warmin. Water Resources Research, stránky 1191-1211.
- [37] Schindler, D. W. (8. Leden 1988). Effects of Acid Rain on Freshwater Ecosystems. Science, stránky 149-157.
- [38] Singh, P., & Singh, V. P. (2001). Snow and Glacier Hydrology. Boston: Kluwer Academic Publishers.
- [39] Sivaramanan, S. (2015). Acid rain, causes, effects and control strategies. Sri Lanka.
- [40] Sommerfeld, R., & LaChapelle, E. (30. Leden 2017). The Classification of Snow Metamorphism. Cambridge University Press.
- [41] Šanda, M., & Šmídl, J. (2012). Modelování tání sněhové pokrývky v horském povodí . XVII. Medzinárodné stretnutie snehárov. Hrubý Jeseník, Rejvíz, stránky 23-29.
- [42] Šedivá, L. (2021). Vliv lesa na akumulaci a tání sněhu. Bakalářská práce.

- [43] Špulák, O., Souček, J., & Černohous, V. (2012). Pozemní metody a technologie měření vodní hodnoty sněhu: review. Zprávy lesnického výzkumu. Opočno: Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, stránky 304 - 313
- [44] Tolasz, R. (2007). Atlas podnebí Česka: Climate atlas of Czechia. Praha: Český hydrometeorologický ústav.
- [45] Uhlířová, H., et al., (2002). Depozice a pohyb vybraných látek v lesních ekosystémech s vazbou na potravní řetězec. Chemické Listy (96), stránky 598-606.
- [46] USACE. (1998). Runoff From Snowmelt. U.S. Army Corps of Engineers.
- [47] Wigington Jr., P. J., & al., e. (1992). Comparison of episodic acidification in Canada, Europe and the United States. Environmental Pollution 78, stránky 29-35.

Internetové zdroje

- [48] Český hydrometeorologický ústav. (13. Říjen 2022). Načteno z SIVS - Námrazové jevy:
<https://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/om/sivs/namrazy.html>
- [49] Elektronický meteorologický slovník (11. Říjen 2022). Načteno z:
<http://slovník.cmes.cz/>
- [50] Hruška, J., et al., (2009). Účinky kyselého deště na lesní a vodní ekosystémy II. Vliv depozic síry a dusíku na půdy a lesy. Načteno z ziva.avcr.cz:
<https://ziva.avcr.cz/files/ziva/pdf/ucinky-kyseleho-deste-na-lesni-a-vodni-ekosystemy.pdf>
- [51] Hruška, J., et al., (2009). Účinky kyselého deště na lesní a vodní ekosystémy III. Okyselení potoků a jezer. Načteno z ziva.avcr.cz:
<https://ziva.avcr.cz/files/ziva/pdf/ucinky-kyseleho-deste-na-lesni-a-vodni-ekosystemy-2.pdf>
- [52] Hruška, J., et al., (2013). 30 let výzkumu šumavských jezer. Regenerace z okyselení a vliv gradace lýkožrouta. Načteno z ziva.avcr.cz:
<https://ziva.avcr.cz/files/ziva/pdf/30-let-vyzkumu-sumavskych-jezer-regenerace-z-okyse.pdf>

- [53] Hruška, J., & Kopáček, J. (2009). Účinky kyselého deště na lesní a vodní ekosystémy I. Emise a depozice okyselujících sloučenin. Načteno z ziva.avcr.cz: <https://ziva.avcr.cz/files/ziva/pdf/ucinky-kyseleho-deste-na-lesni-a-vodni-ekosystemy-1.pdf>
- [54] Hruška, J., Krám, P., & Moldan, F. (5. Červenec 1996). Vliv kyselého deště na povrchové vody. Načteno z Vesmír: <https://vesmir.cz/cz/casopis/archiv-casopisu/1996/cislo-7/vliv-kyseleho-deste-povrchove-vody.html>
- [55] Hruška, J., Oulehle, F., Krám, P., & Skořepová, I. (2009). Účinky kyselého deště na lesní a vodní ekosystémy II. Vliv depozic síry a dusíku na půdy a lesy. Načteno z ziva.avcr.cz: <https://ziva.avcr.cz/files/ziva/pdf/ucinky-kyseleho-deste-na-lesni-a-vodni-ekosystemy.pdf>
- [56] Mapy.cz. Načteno z Mapy.cz: <https://mapy.cz/turisticka?source=area&id=26563&ds=1&x=15.1318464&y=50.8361800&z=10>
- [57] ObjevBrdy.cz, R. (19. Listopad 2019). Načteno z ObjevBrdy.cz: <http://www.objevbrdy.cz/nasli-jsme-ho-snehovy-polstar-na-teslinech.html>
- [58] Online učebnice Horské služby ČR. (nedatováno). Načteno z <https://ucebnice.horskaslužba.cz/cz/odborna-cast/zaklady-meteorologie/zakladni-meteorologicke-prvky-a-jevy/srazky>
- [59] Povodí Labe. (nedatováno). Vodní dílo Souš. Načteno z pla.cz: https://www.pla.cz/planet/public/vodnidila/prehrada_sous.pdf
- [60] Roleček, J. (nedatováno). CHKO Jizerské hory. Získáno Prosinec 2022, z https://www.sci.muni.cz/botany/rolecek/CHU_Jizerske_hory.pdf
- [61] UCAR. (2011). Snowmelt processes. Načteno z <https://www.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/snowmelt/index.htm>
- [62] Vodičková, K. (27. listopad 2018). Jak vznikají sněhové vločky? Načteno z METEOPRESS: <https://www.meteopress.cz/vysvetleni/jak-vznikaji-snehove-vlocky/>
- [63] Water Science School. (12. Červen 2019). Snowmelt Runoff and the Water Cycle. Načteno z USGS Science for a changing world: <https://www.usgs.gov/special-topics/water-science-school/science/snowmelt-runoff-and-water-cycle>

Seznam obrázků

- Obr. 1: Teplotní profil sněhové pokrývky (UCAR, 2011)
- Obr. 2: Sněhoměrný polštář ČHMÚ v Brdech (ObjevBrdy.cz, 2019)
- Obr. 3: Suchá metamorfóza sněhového krystalu v průběhu času (DeWalle & Rango, 2008)
- Obr. 4: Režimy odtoku tání ze sněhu (Dingman, 2015)
- Obr. 5: Počet dní s táním a akumulací sněhu v letech 2002-2017 v povodí Vydry (UCAR, 2011)
- Obr. 6: Počet dní s táním a akumulací sněhu v letech 2002-2017 v povodí dolní Lužnice (UCAR, 2011)
- Obr. 7: Průběhy úhrnů nového sněhu a průměrných ročních průtoků v povodí Jizery (Řiřicová, 2016)
- Obr. 8: Nynější průběh a odhad vývoje emisí SO₂, NO_x a NH_y (Holen, Wright, & Seifert, 2013)
- Obr. 9: Poškození lesů ve vrcholové části Jizerských hor vlivem kyselé depozice (Hruška et al., 2009)
- Obr. 10: Sezónní změny v pH na přehradě Bedřichov, 1995 (Křeček & Hořická, 2001)
- Obr. 11: Sezónní změny v pH v nádrži Souš ovlivněné vápněním v roce 1999 (Křeček & Hořická, 2001)
- Obr. 12: Průběh pH během jarního tání sněhu (A) a letního epizodického okyselení (B) v povodí Jizerky (Křeček et al., 2019)
- Obr. 13: Mapa CHKO Jizerské hory (Mapy.cz)
- Obr. 14: Experimentální povodí Sklářského potoka (Křeček et al., 2019)
- Obr. 15: Geologická mapa (modře vyznačen Sklářský potok) (MŽP 2021)
- Obr. 16: Průměrné měsíční úhrny srážek v povodí Sklářského potoka za období 2002 – 2021
- Obr. 17: Trvání souvislé sněhové pokrývky v povodí Sklářského potoka, 1982 – 2021
- Obr. 18: Hypsografická křivka povodí Sklářského potoka
- Obr. 19: Vývoj vegetace v období 1880 – 2090 (Křeček et al., 2019)
- Obr. 20: Sněhoměrný transekt
- Obr. 21: Časový vývoj odtoku Q (m³/s, Sklářský potok (profil Jizerka), 2021
- Obr. 22: Hodnota pH v uzávěrovém profilu Sklářského potoka v roce 2021

Obr. 23: Průměrné roční hodnoty výšek a vodní hodnoty sněhu v období 2002 -2021

Obr. 24: Průměrné měsíční hodnoty výšek sněhu v období 2002 – 2021 v měsících tání (upraveno z (Šedivá, 2021))

O br. 25: Průměrné měsíční SVH sněhu v období 2002 – 2021 v měsících tání (upraveno z (Šedivá, 2021))

O br. 26: Průběh výšky a vodní hodnoty sněhu v roce 2021 v povodí Sklářského potoka

Obr. 27: Odtok z tání sněhu v roce 2021 v povodí Sklářského potoka

Obr. 28: Průběhy koncentrace iontů a pH v povodí Sklářského potoka v roce 2021

Obr. 29: Průběh výšky a vodní hodnoty sněhu v roce 2021 v povodí Sklářského potoka

Obr. 30: Odtok z tání sněhu v roce 2011 v povodí Sklářského potoka

Obr. 31: Průběhy koncentrace iontů a pH v povodí Sklářského potoka v roce 2011

Obr. 32: Průběhy pH v letech 2018 – 2021 v období od prosince do dubna v povodí Sklářského potoka

Obr. 33: Sezónní změny v pH v nádrži v roce 1999 (Křeček & al., 2019)

Obr. 34: Sezónní změny v pH v nádrži v roce 2021

Seznam tabulek

Tab. 1: Typické hustoty sněhu v různých formách (Singh & Singh, 2001)

Tab. 2: Vybrané povrchy a hodnoty albeda (Singh & Singh, 2001)

Tab. 3: Typy sněhových krystalů rozdělených podle teploty (upraveno) (Singh & Singh, 2001)

Tab. 4: Rozdělení sněhových srážek podle intenzity (Online učebnice Horské služby ČR, nedatováno)

Tab. 5: Základní morfologické charakteristiky povodí Sklářského potoka

Tab. 6: Vegetační pokryv na Jizerce v roce 2016 (Křeček et al., 2019)

Tab. 7: Maximální výška sněhu (cm) na stanici Desná – Souš (ČHMÚ)

Tab. 8: Měsíční úhrny srážek na stanici Desná – Souš (ČHMÚ)