

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



**VLIV KLÍČOVÝCH FAKTORŮ DYNAMIKY VÝVOJE
SNĚHOVÉ POKRÝVKY V PODMÍNKÁCH ŠUMAVY**

EFFECT OF KEY FACTORS ON DYNAMICS OF A SNOW COVER
EVOLUTION IN ŠUMAVA MTS. CONDITIONS

Magisterská práce

Bc. Ondřej Fliegl

duben 2013

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Jan Kocum, Ph.D.

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena ve fondu knihovny.

V Praze dne 29. dubna 2013

.....

Ondřej Fliegl

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu práce RNDr. Janu Kocumovi, Ph.D. za cenné rady a připomínky při tvorbě diplomové práce, psychickou podporu a motivaci, RNDr. Michalovi Jeníčkovi, Ph.D. za poskytnuté datové a informační zdroje a účast na pracích v terénu. Rovněž děkuji také Mgr. Janu Jelínkovi za administrativní a technickou podporu. Dále patří můj velký dík Mgr. Haně Beitlerové, Bc. Tomášovi Flieglovi, Bc. Petře Polické a Pavlíně Znamenáčkové, kteří se rovněž účastnili prací v terénu a také RNDr. Luďkovi Šefrnovi, CSc. a RNDr. Zbyňkovi Engelovi, PhD. za poskytnuté přístrojové vybavení a Ing. Jirkovi Pavláskovi, Ph.D. za cenné postřehy.

Vliv klíčových faktorů dynamiky vývoje sněhové pokrývky v podmínkách Šumavy

Abstrakt

Diplomová práce se zabývá problematikou dynamiky vývoje (s důrazem na proces tání) sněhové pokrývky vč. detailního rozboru a posouzení vlivu jednotlivých fyzicko-geografických faktorů na její charakter ve vytipovaných lokalitách na Šumavě. Poznatky publikované ve vědecké literatuře tuzemské i zahraničí jsou konfrontovány s daty získanými v rámci expedičních sněhoměrných kampaní provedených během zimních sezón 2011/2012 a 2012/2013 v pramenných oblastech šumavských toků (Otava, Úhlava, Vltava, Řezná). Jedním z rozměrů práce je rovněž snaha o optimalizaci monitoringu sněhové pokrývky v experimentálních profilech pro potřeby zpřesnění hydrologické prognózy z tajícího sněhu. Mobilní terénní výjezdy a následné analýzy získaných dat byly uskutečněny v několika časových horizontech v rámci široce pojatého výzkumu v povodí horní Otavy zabývajícího se zhodnocením retenčního potenciálu v pramenných oblastech vodních toků.

Klíčová slova: hydrologie sněhu, tání sněhové pokrývky, fyzicko-geografické faktory, expediční měření, expozice, nadmořská výška, výška sněhové pokrývky, vodní hodnota sněhu, optimalizace monitoringu.

Effect of key factors on dynamics of a snow cover evolution in Šumava Mts. conditions

Abstract

Master thesis is concerned with the subject of a snow cover dynamics (focused on snow melting) and of the detailed analysis of each physical-geographic factors effect on its character. Knowledges published in the domestic and foreign scientific literature are confronted with the data acquired within a number of expeditionary snow monitoring campaigns carried out during winter periods 2011/2012 a 2012/2013 in headwaters of rivers of Šumava (Šumava Mts., southwestern Czechia). Mobile field survey was done in a number of time horizons within the broadly conceived research in the upper Otava River basin concentrated on the assessment of the retention potential in headstream areas.

Key words: snow hydrology, snow cover melting, physical-geographic factors, expeditionary monitoring, aspect, altitude, snow cover height, snow water equivalent

OBSAH

1 Úvod do problematiky	6
1.1 Cíle a struktura práce	7
1.2 Návaznost na řešené projekty	7
2 Stav výzkumu sněhové pokrývky na Šumavě	9
2.1 Charakteristiky sněhové pokrývky	9
2.2 Faktory ovlivňující sněhovou pokrývku	11
2.2.1 Nadmořská výška	11
2.2.2 Expozice	14
2.2.3 Vegetační pokryv.....	15
2.2.4 Ostatní faktory	22
2.3 Míra ovlivnění sněhové pokrývky jednotlivými faktory z regionálního hlediska ..	23
2.4 Vývoj metodiky monitoringu sněhové pokrývky na Šumavě.....	25
3 Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území	29
3.1 Vymezení zájmového území.....	29
3.2 Geomorfologické poměry	30
3.3 Geologická stavba	35
3.4 Půdní poměry	36
3.5 Klimatické podmínky.....	37
3.6 Hydrografické a hydrologické poměry	45
3.7 Land use, land cover	48
3.8 Biogeografie.....	49
3.9 Ochrana přírody a krajiny	51
3.10 Lokalizace experimentálních profilů	52
4 Materiál a metody	55
4.1 Datové zdroje	55
4.2 Metody výzkumu a zpracování dat	57
5 Analýza vlivu klíčových faktorů	64
5.1 Nadmořská výška.....	64
5.2 Expozice.....	79
5.3 Vegetační pokryv	87
6 Diskuze	92
6.1 Metodika monitoringu sněhové pokrývky a její optimalizace.....	92
6.2 Analýza vlivu klíčových fyzicko-geografických faktorů	95
7 Závěr	97
8 Seznam použitých pramenů	98
8.1 Použitá literatura	98
8.2 Použité internetové zdroje.....	102
9 Seznam obrázků	104
10 Seznam tabulek	107
11 Seznam příloh	108

1 ÚVOD DO PROBLEMATIKY

Sněhová pokrývka je nepochybně důležitým fenoménem, který ovlivňuje nejen fyzicko-geografickou, ale rovněž i socioekonomickou sféru Země, a to jak v pozitivním, tak i negativním smyslu. Na své okolí působí přímo svým výskytem (tepelná izolace, vysoké albedo), ale i nepřímo svými podružnými vlivy, jako jsou například její pohyby gravitací (laviny), větrem (zavěje), přílišné akumulace a s ní spojené destrukce antropogenních i přírodních objektů, a rovněž tak i prostřednictvím procesu jejího tání. Je zdrojem povrchové i podzemní vody. Jedním z negativních důsledků jsou jarní povodňové situace, které mohou mít až regionální katastrofický průběh, jelikož množství vody uvolněné ze sněhové pokrývky během několika dní bývá součtem srážek za podstatně delší časové období. Pro bližší poznání a zpřesnění předpovědí tohoto nejen pro lidskou společnost nepříjemného přírodního jevu je zcela zásadní znalost množství vody akumulované ve sněhové pokrývce před nástupem jejího tání během jarního období a také znalosti zákonitostí, které ovlivňují rychlost odtávání a rovněž i odtoku tavné vody. Bohužel je ovšem objektivní určení této vstupní informace velmi obtížné, a to zejména díky velmi vysoké variabilitě faktorů, které ji ovlivňují.

Charakter sněhové pokrývky se významně projevuje především v oblastech s jejím trvalým výskytem. Svůj vliv ovšem prokazuje s různou intenzitou i v oblastech s výskytem sezónním. Na území Česka je sněhová pokrývka distribuována ve velmi proměnlivé kvantitě i kvalitě, nicméně její výskyt je v podmínkách střední Evropy vázán téměř výhradně na chladnější polovinu roku. Vysoká variabilita charakteristik sněhu na našem území i na zkoumaném území je způsobena existencí řady fyzicko-geografických faktorů, které ovlivňují jeho dynamiku vývoje a stav v průběhu zimního, resp. jarního období.

Za účelem zpřesnění předpovědi odtoku během jarního období je potřeba objasnit proces tání sněhové pokrývky posouzením vlivu jednotlivých činitelů na dynamiku jejího vývoje v podmínkách pramenných oblastí českých toků a využít, popř. implementovat, získané poznatky o jejím stavu a složitém procesu jejího vývoje v rámci hydroprognózy Českého hydrometeorologického ústavu (dále jen ČHMÚ). Pro takovýto postup je naprosto zásadní zpřesnění odhadu zásob vody akumulované ve sněhové pokrývce v konkrétním území, které je zdrojovou oblastí pro formování extrémních hydrologických epizod. Výstupní data z těchto analýz pak představují vstupní data do hydrologických modelů pro precizaci hydrologických předpovědí. Významná role sněhové pokrývky obecně je zdůrazněna zvyšující se globální potřebou pitné vody. V našich středoevropských podmínkách se jedná především o zadržení vody nejen z jarního tání v souvislosti se zvyšující se frekvencí suchých epizod v rámci současných a předpokládáných budoucích projevů klimatických změn. Taková koncepce by se měla stát součástí širšího pojetí integrovaného managementu povodí.

Obstarání korektních dat o sněhové pokrývce je ale velmi časově a personálně náročné. V souvislosti s tím je proto naprosto klíčové orientovat se do budoucna na optimalizaci metodiky monitoringu sněhové pokrývky tak, aby dokázal generovat co nej přesnější výstupy s využitím časově a personálně nenáročných přístupů. Na tom totiž v zásadě závisí přesnost vstupních dat pro následné modelování odtoku z tajícího sněhu. Na celý proces optimalizace je nicméně vždy důležité nahlížet v rámci konkrétních podmínek, kde proces akumulace a tání

sněhové pokrývky probíhá. Velmi specifickou oblast z tohoto hlediska představuje právě jádrová část Šumavy. Klíčovou otázkou k řešení je správné pochopení a objasnění hlavních faktorů působících při formování sněhových zásob v pečlivě vytipovaných profilech, které jsou reprezentativní pro dané území.

1.1 Cíle a struktura práce

Hlavním cílem předložené práce bylo **1)** určení klíčových faktorů působících na dynamiku vývoje sněhové pokrývky v konkrétních podmínkách jádrové části Šumavy. Jednoznačná determinace takových faktorů je vzhledem ke složitosti procesů probíhajících během zimního a jarního období ve sněhovém sloupci velmi obtížná. Proto je prioritou určit co nejreprezentativnější profily a tím se co nejtěsněji přiblížit k věrnému popisu stavu sněhových zásob před započítáním a během samotného procesu jejich tání. Dalším zákonitým cílem bylo **2)** posouzení míry vlivu těchto hlavních faktorů na dynamiku vývoje sněhu vybranými postupy. V tomto ohledu je třeba opět zmínit, že tomuto kroku muselo nutně předcházet zcela zásadní vytipování vhodných měrných bodů tak, aby byly co nejvíce odfiltrovány jiné sekundární ovlivňující faktory. S tím velmi těsně souvisí i třetí cíl práce: **3)** optimalizace terénního monitoringu sněhové pokrývky, který je velmi náročný na lidské a finanční zdroje. Nejen díky tomuto faktu, ale především díky časové náročnosti terénního monitoringu je zcela vyloučena možnost jeho aplikace ve větším (regionálním) měřítku. Monitoring pomocí staničního měření nebo pomocí DPZ je rovněž kvalitativně poměrně omezený, tudíž se optimalizace terénního monitoringu jeví jako nezbytná pro získání kvalitních dat popisujících kvantitativní

i kvalitativní charakteristiky sněhové pokrývky při zachování personálně a finančně omezených zdrojů.

Veškeré použité metodické postupy byly aplikovány v konkrétních reprezentativních profilech v horních povodích Otavy, Úhlavy, Vltavy a Řezné. V rámci nich byla detailně analyzována data z řady expedičních měření provedených v průběhu posledních dvou zimních období a hodnoceny závislosti mezi charakteristikami sněhové pokrývky, podmínkami jednotlivých stanovišť a fyzicko-geografickými faktory ovlivňujícími tyto stanoviště. Dále pak je práce doplněna i detailní rešerší české i zahraniční literatury zabývající se hydrologií sněhu z hlediska ovlivnění charakteru a dynamiky vývoje sněhové pokrývky rozličnými fyzicko-geografickými faktory. Vliv jednotlivých činitelů je významně posuzován s ohledem na regionální specifika. Práce je završena diskuzí, kde jsou zjištěné poznatky kriticky hodnoceny konfrontací se závěry publikovanými v odborné literatuře.

1.2 Návaznost na řešené projekty

Předložená práce je produktem dlouhodobé a systematické práce širokého týmu studentů a pracovníků Katedry fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze. Vzhledem k šíři a komplexnosti tématu byla předložená práce přístrojově a finančně podporována z níže uvedených projektů. Výzkum probíhal za podpory

Výzkumného záměru Geografické sekce MSM 0021620831 - Geografické systémy a rizikové procesy v kontextu globálních změn a evropské integrace (hlavní řešitel Doc. RNDr. Luděk Sýkora, Ph.D., období řešení 2005-2011), projektu GA UK, 2371/2007 - Retence vody v pramenných oblastech řek jako nástroj integrované protipovodňové ochrany a řešení problému sucha (hlavní řešitel RNDr. Jan Kocum, období řešení 2007-2009), projektu VaV, SM/2/57/05 - Dlouhodobé změny poříčních ekosystémů v nivách toků postižených extrémními záplavami (hlavní řešitel Doc. RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D., období řešení 2005-2008) a projektů Specifického vysokoškolského výzkumu SVV-2010-261 201 a SVV-2011-263 202. V současné době jsou na výše zmíněném pracovišti řešeny projekty, které významně podporovaly tuto práci: GA ČR 13-32133S - Retenční potenciál pramenných oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům (hlavní řešitel Prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc., období řešení 2013-2017) a GA ČR, P209/12/0997 - Vliv disturbancí horské krajiny na dynamiku fluvialních procesů (hlavní řešitel Doc. RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D., období řešení 2012-2014). Práce tematicky souvisí rovněž s následujícími dvěma projekty: GA UK, 112110 - Modelování odtoku ze sněhové pokrývky pro potřeby zpřesnění předpovědi povodní (řešitelé RNDr. Alice Taufmannová, Mgr. Dana Kučerová, období řešení 2010-2012) a GA UK, 255/2006 - Využití matematických modelů pro simulaci srážko-odtokových procesů v závislosti na změnách struktury vegetačního pokryvu (hlavní řešitel RNDr. Michal Jeníček, Ph.D., období řešení 2006-2008).

2 STAV VÝZKUMU SNĚHOVÉ POKRÝVKY NA ŠUMAVĚ

Tato část práce je věnována podrobné rešerši české i zahraniční odborné literatury zabývající se problematikou utváření, vývoje a tání sněhové pokrývky s významným aspektem na faktory ovlivňující její dynamiku. Kromě definice pojmů vystihujících sněhovou pokrývku představuje podstatnou část této kapitoly detailní rozbor jednotlivých činitelů včetně jejich míry ovlivnění z regionálního hlediska.

V České republice se výzkumem sněhové pokrývky z hlediska jejího vzniku, utváření a především tání zabývá různě dlouhou dobu celá řada subjektů. Kromě Katedry fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze se této problematice věnuje mimo jiné i Fakulta životního prostředí České zemědělské univerzity v Praze (zabývá se rovněž studiem chemismu sněhu), ČHMÚ (OHV Jablonec nad Nisou), Masarykova univerzita v Brně či jednotlivé podniky „Povodí“, rovněž tak i soukromé komerční společnosti.

2.1 Charakteristiky sněhové pokrývky

Sníh je jeden z hydrometeorů s pevným skupenstvím vypadávající jako atmosférická srážka z oblaků, který se skládá většinou z rozvětvených ledových krystalků. Vypadávání sněhu se přitom označuje termínem sněžení. Při déletrvajícím sněžení dochází při nekladné teplotě zemského povrchu k akumulaci sněhových vloček a vzniká tak sněhová pokrývka, jejíž charakter se v průběhu jejího výskytu pod vlivem mnoha komplexně působících faktorů neustále mění. Můžeme ji popsat pomocí mnoha kvalitativních i kvantitativních charakteristik a parametrů.

Vodní hodnota sněhu (SWE) je definována jako vertikální hloubka vody, která by vznikla roztátím celé vrstvy sněhové pokrývky, měří se od výšky sněhu 4 cm (*Tolasz et al., 2007*). Nejčastěji je měřena v milimetrech. Může být také vypočtena jako suma součinu tloušťky všech jednotlivých vrstev ve sněhové pokrývce (které jsou pokládány za homogenní) a jejich hustoty (*Singh a Singh, 2001*). Její změna v čase je dána následujícím vztahem (*DeWalle a Rango, 2008*):

$$\Delta SWE = P \pm E - O,$$

kde ΔSWE je změna vodní hodnoty sněhu v daném časovém rozmezí, P je celkový přísun sněžením, deštěm či redistribucí větrem v daném časovém rozmezí, E je výměna par s okolním prostředím sublimací, výparem či kondenzací v daném časovém rozmezí a O je odtok ze sněhu jeho bázi v daném časovém rozmezí.

Výška sněhu se na meteorologických stanicích měří zpravidla v 7 hodin ráno místního času s přesností na centimetry sněhoměrnou latí. Souvislá sněhová pokrývka je taková, když

blízké okolí stanice je pokryto alespoň z 50 % vrstvou sněhu alespoň 1 cm. Nesouvislá pokrývka zaujímá méně než 50 % plochy v okolí stanice a neměří se. Výška nového sněhu do 0,5 cm se uvádí jako poprašek (Tolasz et al., 2007). Rovněž je měřena mocnost nového sněhu za uplynulých 24 hodin, a to sněhoměrným prkénkem (Vysoudil, 1997). Symbolem výšky nového sněhu je *HN*, celkové výšky sněhu *HS* (Colbeck et al., 1990).

Hustota sněhu (ρ) je běžně měřena jako hmotnost sněhu o známém objemu. Lze ji rovněž vypočítat pomocí následujícího vztahu:

$$\rho_s = \rho_i (1-\varphi) + \rho_w \varphi S_w,$$

kde ρ_s je hustota sněhové pokrývky v $[\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}]$, ρ_i je hustota ledu ($917 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), ρ_w je hustota vody v tekutém skupenství ($1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), φ je porozita sněhové pokrývky v m^3 prostoru pórů na m^3 objemu sněhové pokrývky a S_w je nasycení vodou (objem tekuté vody na objem prostorů pórů), $[\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}]$ (DeWalle a Rango, 2008). V případě, že sněhová pokrývka neobsahuje vodu v tekutém skupenství, je druhá část rovnice rovna nule.

Jednotkou hustoty sněhu je $[\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}]$, případně $[\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}]$. Hustota sněhu se během času zvyšuje jeho sleháváním, které může urychlit silný vítr či teploty vzduchu nad bodem mrazu zapříčiňující natávání sněhové pokrývky. DeWalle a Rango (2008) píše, že hustota čerstvého sněhu se v chladném kontinentálním klimatu pohybuje v rozpětí $50\text{-}100 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Na konci zimy se hustota sněhu pohybuje v rozmezí $350\text{-}550 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Čas je však nejdůležitějším faktorem. Podle Martince (1977) čas ovlivňuje hustotu sněhu podle následujícího vzorce:

$$\rho_n = \rho_0 (n+1)^{0,3},$$

kde ρ_0 je průměrná hustota nového sněhu a ρ_n je hustota sněhu po n dnech.

Tento vzorec však nebere v potaz klimatické ovlivnění hustoty sněhu, například tání či přírůstek nové sněhové pokrývky apod. Podle DeWalle a Rango (2008) hustota sněhu roste nejvíce přibližně 30 dní po akumulaci, v další době se zvyšování hustoty sněhu zpomaluje.

Tab. 1 - Hustota sněhu pro jeho typické druhy

typ sněhu	hustota $[\text{g}/\text{cm}^3]$
nový sníh při nízké teplotě a bezvětří	0,01 - 0,03
nový sníh při bezvětří nedlouho po dopadu na povrch	0,05 - 0,07
vlhký nový sníh	0,10 - 0,20
usedlý sníh	0,20 - 0,30
středně starý sníh	0,20 - 0,30
větretem ztvrdlý sníh	0,35 - 0,40
firn	0,40 - 0,65
velmi mokrý sníh a firn	0,70 - 0,80
ledovcový led	0,85 - 0,91

Zdroj: Singh a Singh (2001)

Hustota sněhu je užitečná při výpočtu vodní hodnoty sněhu. Symbolem této charakteristiky je ρ (Singh a Singh, 2001).

Další běžně používané charakteristiky sněhové pokrývky jsou například: intenzita sněžení, teplota sněhu, velikost zrna, obsah vody v tekutém skupenství, tvrdost sněhu, tepelná vodivost, tvar zrna, albedo, povrchová nerovnost sněhové pokrývky, nečistoty a další, které však nejsou předmětem zájmu této práce. Tyto charakteristiky však byly dobře popsány v bakalářské práci autora (Fliegl, 2009) a rovněž tak v mnoha pracích světových autorů věnujících se například problematice hydrologie sněhu či lavinové problematice (Colbeck et al., 1990, Singh a Singh, 2001, DeWalle a Rango, 2008).

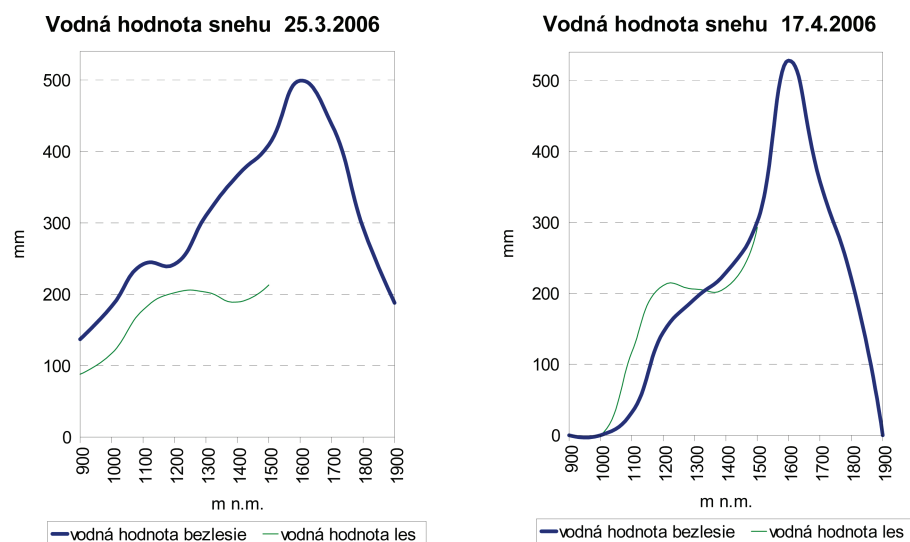
2.2 Faktory ovlivňující sněhovou pokrývku

Faktory ovlivňující sněhovou pokrývku můžeme rozdělit na faktory klimatické a geografické. Klimatické faktory ovlivňují sněhovou pokrývku přímo a mohou pro její formování být zcela zásadní (srážky, teplota), nebo mohou být pouze doplňkové a sněhovou pokrývku ovlivňovat pouze sekundárně (vítr, solární radiace). Geografické faktory (nadmořská výška, morfologie reliéfu) sněhovou pokrývku přímo neovlivňují, nicméně mají výrazný vliv na klimatické faktory, které následně ovlivňují její vznik, vývoj a zánik (Fliegl, 2009).

2.2.1 Nadmořská výška

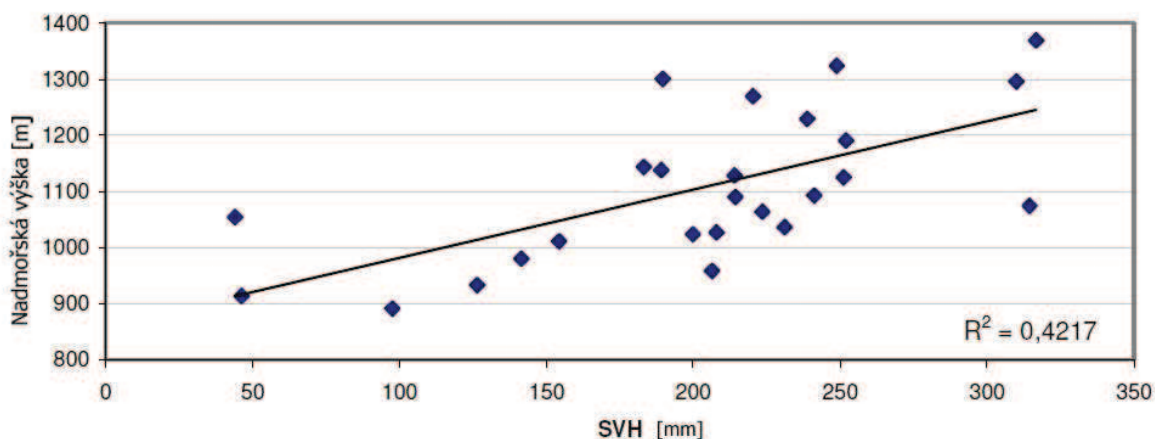
Jak již bylo řečeno v úvodu, nadmořská výška není příčinný faktor, který by ovlivňoval sněhovou pokrývku (Cline, 1999). Nadmořská výška ale nicméně ovlivňuje ostatní faktory (popsané v této kapitole), které sněhovou pokrývku zásadním způsobem determinují.

Nadmořská výška například ovlivňuje přítomnost a skladbu vegetačního krytu na území (výškové vegetační stupně), který pak dále ovlivňuje kvalitu a kvantitu sněhové pokrývky (kap. 2.2.3). V případě absence vegetačního krytu ve vysokých nadmořských výškách také například dochází k výraznému nárůstu vlivu větru na sněhovou pokrývku, který přemísťuje sněh z pozic vystavených větru do míst chráněných před větrem. Například výzkum Hříbika a Škvareniny (2007b) v masivu Kral'ovej Hole ukazuje nárůst výšky a vodní hodnoty sněhové pokrývky v pásmu lesů i kosodřeviny s výškou, avšak v pásmu alpínských luk měly tyto charakteristiky sněhové pokrývky sestupnou tendenci (viz obr. 1). Dokonce došlo k odtátí sněhu ve vrcholových partiích stejně jako v nízkých nadmořských výškách, avšak ve středních polohách sněh přetrvával až do pozdějšího jarního období.



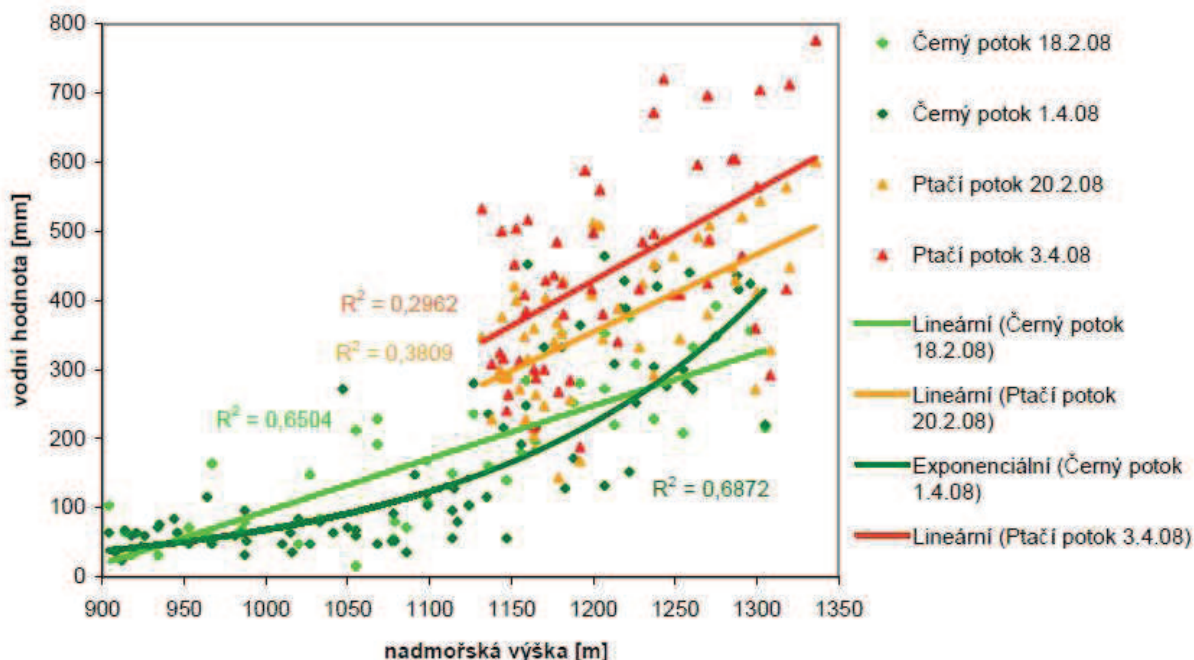
Obr. 1 - Vodní hodnota sněhu v profilu Kral'ovej Hole v závislosti na nadmořské výšce a vegetaci (zdroj: Hříbik a Škvarenina (2007b))

Nadmořská výška ovlivňuje sněhovou pokrývku i skrze jiné další faktory. Například při expedičním měření sněhové pokrývky v povodí Bystré v Nízkých Tatrách byly vertikální gradienty vodní hodnoty sněhové pokrývky v lesním porostu, řídkém lese a na otevřené ploše následující: v lese vodní hodnota vzrůstá v průměru o 32 mm za 100 m, v řídkém lese o 24 mm za 100 m a na otevřené ploše 15 mm za 100 m, přičemž gradienty na konci zimy byly větší než na jejím počátku (Pecušová a Holko, 2002), orientačně poměrně podobné výsledky dokládá i Bercha et al. (2010), kdežto autor vyzoroval na Šumavě gradient v lesním porostu 35-45 mm a na otevřené ploše 47-80 mm. To je gradient ztelně vyšší a může být dán podstatně vyšší celkovou vodní hodnotou sněhu. Je však poměrně zvláštní nižší gradient v lese než na otevřené ploše, což je zcela opačný úkaz než je prezentováno výše. Autor však potvrdil nárůst gradientu v průběhu zimy (Fliegl, 2009). V případě povodí Jizery v březnu 2006 se může jednat až o hodnoty 43 mm, v povodí Orlice či horní Vltavy téhož data až o 66 mm za 100 m (Sandev et al., 2006). Při hlavním hřebeni Šumavy se odpovídající hodnoty v únoru 2011 pohybovaly až na 80 mm SWE na 100 m nadmořské výšky (Jelínek et al., 2011).



Obr. 2 - Vodní hodnota sněhu v hřebenové části Šumavy v závislosti na nadmořské výšce (zdroj: Jelínek et al. (2011), upraveno)

Podobné výsledky (nezávisle na druhu vegetace) zjistil i autor v případě povodí Černého potoka na Šumavě (cca 85 mm/100 m výšky) a v případě povodí Ptačího potoka až 120 mm/100 m výšky (obr. 3), zde však byla nalezena těsnost vztahu jen velmi nízká a tudíž nelze v případě Ptačího potoka z tohoto údaje vyvozovat závěry (Fliegl, 2009).



Obr. 3 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008 (zdroj: Fliegl, 2009)

Rychetnik (1987) zkoumal vliv vybraných faktorů na datum úplného odtátí sněhové pokrývky ve výškách 2000-2230 m ve Švýcarsku. Dospěl k závěru, že na svazích dojde k úplnému odtátí sněhové pokrývky při nárůstu nadmořské výšky o 100 m zhruba o 5,5 dne později, na svazích prudších je rozdíl nepatrně menší. To zhruba odpovídá trendu na plochých územích nedaleko Davosu, kde Zingg (in Rychetnik, 1987) prezentuje odtátí sněhové pokrývky o 8 dní později s každými 100 metry nárůstu nadmořské výšky.

Výrazný vliv nadmořské výšky na vodní hodnotu sněhu zmiňuje i Jost et al. (2007), který měřil charakteristiky sněhové pokrývky ve výškách od 1390 do 1780 m v jihovýchodní části kanadské provincie Britská Kolumbie. Rovněž dodávají, že vliv je výraznější v druhé polovině zimní sezóny, na jaře během odtávání sněhové pokrývky a také na svazích se severní expozicí. Výraznější vliv nadmořské výšky na konci zimní sezóny potvrzuje i Kocum v povodí Ohře po VD Nechanice, kde gradient SWE činil 24, respektive až 33 mm při nárůstu nadmořské výšky o 100 m (Kocum et al., 2009), což rovněž potvrzuje i Sevruk et al. (1998) na studii provedené ve Švýcarsku a také Blöschl et al. (1992) na studii v západním Rakousku, který dodává, že se vzrůstajícím sklonem svahů sněhová pokrývky ubývá a to hlavně při sklonech nad 40°, na svazích se sklonem více jak 60° se sněhová pokrývky téměř nevyskytuje.

Naopak některé práce hodnotí vliv nadmořské výšky na vodní hodnotu sněhu vyšší na začátku jarního tání, než na jeho konci, kdy v povodí Bystřice (Krušné hory) získávají větší

vliv jiné faktory, jako vegetační pokryv či expozice (*Kučerová a Jeníček, 2012*), (kap. 2.2.2 a 2.2.3).

Některé práce však naopak ukazují velmi nízký vliv nadmořské výšky na vodní hodnotu sněhu, a to převážně v povodích s nízkým vertikálním gradientem (*Podzimek, 2009, Pevná, 2012*). Například v povodí Rokytky (Šumava) se ukazují jako důležitější jiné faktory, jako například vegetační pokryv (*Kocum et al., 2009*).

S nadmořskou výškou obvykle velmi dobře koreluje teplota vzduchu, kdy podle *Chábery (1987)* klesá průměrně o $0,54^{\circ}\text{C}$ s růstem nadmořské výšky o 100 m. Tuto hodnotu nazýváme teplotní gradient. Tento gradient je však velmi variabilní. Je ovlivňován například roční dobou (v lednu činí průměrně $0,35^{\circ}\text{C}$ a v červenci $0,67^{\circ}\text{C}$), dále pak vlhkostí vzduchu. *Singh a Singh (2001)* například uvádí, že při suchoadiabatickém ochlazování vzduchu dochází k poklesu jeho teploty o $0,95^{\circ}\text{C}/100$ m, ale při vlhkoadiabatickém ochlazování je gradient nižší, v důsledku uvolňování latentního tepla při kondenzaci. Velikost vlhkoadiabatického gradientu se mění, a to v závislosti na teplotě vzduchu, jelikož při vyšší teplotě se při kondenzaci uvolňuje více latentního tepla, avšak nebývá nižší než $0,2^{\circ}\text{C}/100$ m (*DeWalle a Rango, 2008*). Pro úplnost je třeba dodat, že *Singh a Singh (2001)* udávají průměrný teplotní gradient $0,65^{\circ}\text{C}/100$ m. Nadmořská výška pak také skrze teplotu vzduchu ovlivňuje skupenství případných srážek a v případě teplot kolem bodu mrazu ovlivňuje, v jakých lokalitách sněží (nárůst mocnosti sněhové pokrývky) a ve kterých prší (pokles mocnosti) (*Beitlerová, 2012*), (*Fliegl, 2009*).

2.2.2 Expozice

Expozice je velmi výrazným faktorem ovlivňujícím sněhovou pokrývku a tento faktor bývá na první pohled rozpoznatelný v krajině i nezaujatým pozorovatelem. Jedním z vlivů expozice na sněhovou pokrývku může být zastínění některých území přilehlým terénem nebo naopak k příjmu části záření odraženého z protilehlého svahu svahem zastíněným. V případě značných zeměpisných šířek či velmi hlubokých údolí může být zastínění i dlouhotrvající a tím pádem mít výrazný vliv na příjem přímého slunečního záření. V případě zatažené oblohy či velmi nízké výšky slunce nad obzorem se stává dominantním přísun energie z rozptýleného slunečního záření. Ten je ovlivněn mimo orientace svahů rovněž zakrytím části oblohy ukloněným zemským povrchem, kdy je v extrémním případě svislého povrchu (90°) možno pozorovat pouze polovinu oblohy. Vliv expozice na solární radiaci je však více významný u přímého záření než u záření rozptýleného (*DeWalle a Rango, 2008*), (*Fliegl, 2009*).

Efektem expozice a s ním spojeným přímým slunečním zářením se již věnovalo nemálo autorů. Například *Murray a Buttle (in Varhola et al., 2010)* zkoumali sněhovou pokrývku na svazích se severní a jižní expozicí na otevřené ploše a v javorovém porostu. Byl zjištěn větší úbytek vodní hodnoty sněhu na svahu s jižní expozicí v javorovém porostu než na severně orientovaném svahu na otevřené ploše, z čehož lze vyvodit, že má větší vliv expozice na vodní hodnotu sněhu než lesní porost.

Zjevným vlivem jižní expozice je rychlejší odtávání sněhové pokrývky oproti svahům se severní expozicí, svahy s východní a západní expozicí budou ovlivněny oproti jižním

svahům o něco méně. Nicméně některé studie ukazují, že svahy se západní expozicí odtávají o něco rychleji než svahy s východní expozicí a v případě pasek na východních svazích dochází k odtávání ještě pomaleji (*Anderson et al., 1958, Varhola et al., 2010*). To potvrzuje i další studie ze Švýcarska. V rámci ní byla zkoumána plocha pokrytá sněhovou pokrývkou prostředky DPZ ve třech povodích o rozloze 1515 – 3371 km²). Výsledky hovoří o tom, že nejmenší pokrytí zemského povrchu sněhovou pokrývkou vykazují svahy s jihozápadní expozicí, následované svahy s jižní a západní expozicí. Svahy s jihovýchodní expozicí měly dokonce nepatrně vyšší pokrytí sněhovou pokrývkou než svahy se severozápadní orientací. Nejvyšší hodnoty pokrytí byly pozorovány dle předpokladu na svazích se severní a severovýchodní expozicí (*Ehrler et al., 1997*).

2.2.3 Vegetační pokryv

Vegetační pokryv výrazným způsobem ovlivňuje formování sněhové pokrývky a v českých podmínkách se jeví jako velmi výrazný faktor (*Kocum et al., 2009, Jelínek, 2008, Pevná, 2012*). Kromě snižování rychlosti větru a s tím spojeného snížení schopnosti větru unášet sněhové částice je vegetace příčinou intercepce, která je nejpatrnější v lesních porostech. Je potřeba rozlišovat intercepci okamžitou a intercepci celkovou, která je vždy nižší, neboť část srážek zachycených během srážkové epizody okamžitou intercepcí nakonec spadne na zemský povrch, a to buď v kapalném, nebo v pevném skupenství (*Hribík a Škvarenina, 2006, Podzimek, 2011*).

Při sněžení na zalesněné plochy dochází ještě před dosažením sněhovými částicemi zemského povrchu k interakci s kanopami stromů. Část sněhových částic je zde zachycena, dochází k akumulaci sněhu, který se v této chvíli nezúčastní formování sněhové pokrývky na zemském povrchu. Sníh akumulovaný na stromových kanopách podléhá dalším vlivům.

Sníh zde uložený může například s časovým zpožděním spadávat na zemský povrch, a to buď ve formě ledových krystalků v případě chladného a větrného počasí, nebo ve formě velkých mas sněhu, které sjíždějí z korun stromů při oblevě nebo v důsledku ohybu větví při přílišné hmotnosti akumulovaného sněhu (*DeWalle a Rango, 2008*). Rovněž může docházet k odkapávání tavné vody na sněhovou pokrývku, případně stečení tavné vody po kmeni stromů (*Kantor et al., 2007*). Objem vody spadlý tímto způsobem na sněhovou pokrývku je však minoritní (*Brooks et al., Johnson in DeWalle a Rango, 2008*).

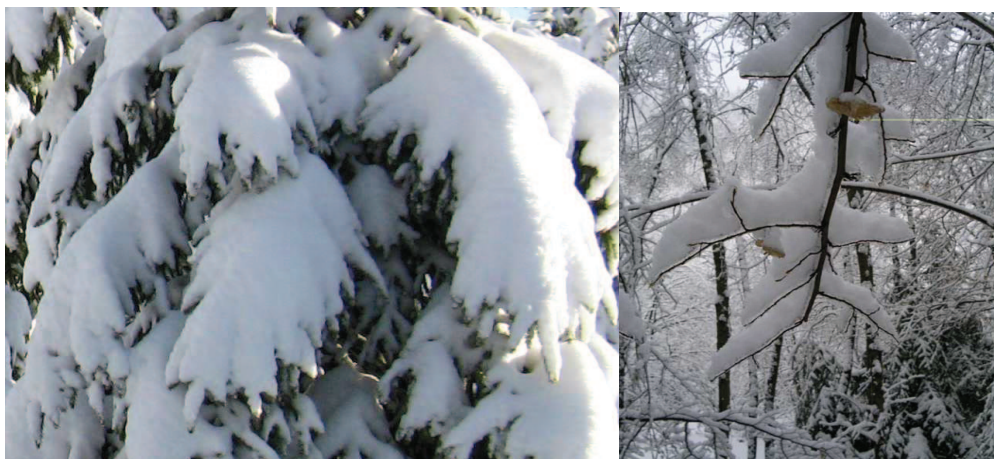
Objem sněhu před spadnutím z kanop stromů na sněhovou pokrývku může být zmenšen sublimací či odpařováním nebo může být dále redistribuován větrem. Tento úbytek je souhrnně nazýván intercepční ztráta. Její velikost je závislá na typu a hustotě vegetace a na meteorologických podmínkách během a po sněžení. Rovněž je ztráta závislá i na době, po kterou je sníh zachycen na vegetaci, než dojde k jeho spadnutí na sněhovou pokrývku. Doba je závislá hlavně na rychlosti větru, přísunu slunečního záření a teplotě vzduchu (*DeWalle a Rango, 2008*).

Výzkumy ukazují, že se tato ztráta intercepce zadržovaného sněhu pohybuje v rozmezí 10 % u listnatých opadavých lesů až po 45 % u neopadavých stromů (*Lundberg a Halldin, Essery a Pomeroy in DeWalle a Rango, 2008*). Avšak *Satterlund a Haupt* (in *DeWalle*

a Rango, 2008) při svých experimentech na osamocených jehličnatých stromech v humidních oblastech poukazují na fakt, že 80 % vodní hodnoty sněhu původně usazené na korunách stromů později spadlo na sněhovou pokrývku, a to buď v pevném či kapalném skupenství. V další studii byla analyzována sublimace z korun stromů během celé zimní sezóny, která se pohybovala zhruba kolem 100 mm při sezónní sumě srážek kolem 700 mm, tedy asi 14 % z celkového srážkového úhrnu (Storck et al., 2002), k podobným výsledkům dospěl Kantor et al. (2007), který zjistil ztrátu z intercepovaného sněhu v korunách smrků v Orlických horách 141,3 mm, tedy 11,8 % ze zimních srážek, tedy řádově dvojnásobek co z bukového porostu a poměrně podobně i Gelfan et al. (2004), který s ruské tajze u Petrohradu zjistil průměrné sublimační ztráty z intercepovaného sněhu 39 mm, což činilo zhruba 21 % ze zimních srážek, což je velmi podobné výsledkům Pomeroye (in Gelfan et al., 2004). Sublimace z intercepovaného sněhu v aridních oblastech bude nepochybně mnohem vyšší a může činit i více než 30 % (Montesi et al., in Molotch, 2007), případně až 40 % z celkového množství zimních srážek (Lundberg et al. in Řezníčková, 2012). Obecně lze však říci, že ztráty způsobené sublimací jsou vyšší na kanopách stromů než na zemském povrchu pod nimi (Cline, 1999), což potvrzuje Molotch et al. (2007), který ve studii provedené v subalpínských lesích v severoamerických Rocky Mountains zjistil průměrnou denní sublimaci ze sněhu zachyceného v korunách stromů 0,71 mm, kdežto sublimaci ze sněhové pokrývky pozoroval jen v hodnotě 0,41 mm za den.

Množství sněhu zachycené intercepací je závislé na mnoha faktorech, jako například přítomností otevřených ploch v blízkém okolí (Cline, 1999) a zvláště pak na druhových specifikách vegetačního pokryvu. Konkrétně je to přítomnost listů či jehličí (stromy opadavé či neopadavé), charakter jehlic či listů, úhel větví stromů a jejich flexibilita či tvar koruny stromů, věk a hustota porostu, výchovné zásahy v hospodářských lesích a také fenologická fáze, hlavně u listnatých stromů (Hribík a Škvarenina, 2007b). Zelený (1975) píše, že jehličnatý víceletý les zadržuje větší množství srážek než les listnatý stejného stáří. To potvrzuje i Kantor et al. (2007), i když v případě této studie v Orlických horách byly rozdíly minimální a byly způsobeny zimou velmi bohatou na srážky, díky nimž došlo k poškození korun smrků, buky zůstaly téměř nepoškozeny a to hlavně díky nižší intercepci.

Přítomnost jehličí v zimním období totiž u neopadavých stromů oproti opadavým listnatým stromům zvětšuje plochu kanop stromů a tím pádem může být množství zde akumulovaného sněhu podstatně vyšší než u v zimním období holých listnatých stromů, i když i zde se může jednat o významné množství (obr. 4). Délka jehličí, počet jehliček ve svazku a jejich orientace mají na množství intercepovaného sněhu malý vliv. Flexibilita větví ovlivňuje spád zadrženého sněhu na sněhovou pokrývku, se vzrůstající teplotou se flexibilita zvětšuje a tak kanopy stromů při teplotách kolem bodu mrazu nesou menší množství sněhu (Schmidt a Pomeroy, 1990).



Obr. 4 - Intercepovaný sníh na neopadavém jehličnatém stromě (smrku) a opadavém buku (foto: autor, Hříbik a Škvarenina (2007))

Rovněž i meteorologické podmínky během sněžení ovlivňují množství zadrženého sněhu. Například teploty blízko bodu mrazu zvyšují soudržnost sněhových částic a za účinku větru může dojít k výraznému přilnutí sněhu na kanopy stromů. Při sněžení za nízkých teplot se přilnavost sněhových částic zmenšuje a za působení větru může dojít k uvolnění i již intercepovaného sněhu. Při dešťových srážkách na již uložený sníh dochází k jeho zadržení, nicméně při větším množství dochází ke zvětšování hmotnosti intercepovaného sněhu, jeho natávání a pádu na sněhovou pokrývku (DeWalle a Rango, 2008). Schmidt a Gluns (in DeWalle a Rango, 2008) vytvořili vzorec pro spočítání maximální kapacity sněhu, kterou jsou schopny kanopy sněhu nést:

$$S_m = S_b * (LAI) * (0,27 + 46/\rho_s),$$

kde: S_m je maximální kapacita sněhu uložená na kanopě v [mm]; S_b je maximální skladnost na větvích (6,6 mm pro borovici, 5,9 mm pro smrk); (LAI) je index plochy listů, bezrozměrný; ρ_s je hustota čerstvého sněhu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]. Vzorec byl však vytvořen pro kanadské lesní porosty, kde jsou dešťové srážky a tání během zimního období vyjíměčné.

V další studii byl analyzován vliv korun stromů douglaské jedle (8 a 11 m vysoké) na vodní ekvivalent intercepovaného sněhu. Ukázalo se, že během epizod sněžení s celkovým úhrnem srážek do 50 mm se v korunách tohoto jehličnatého stromu usadí sníh o vodní hodnotě zhruba 60 % sněhových srážek spadlých na nezastíněnou plochu. Tento trend je velmi těsný a lineární a platí tedy i pro srážkové epizody s nízkým celkovým úhrnem do 10 mm. Vliv větru do rychlosti zhruba $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ se pod korunami stromů neprojevil. Při vyšších rychlostech a nízkých teplotách vzduchu (pod -5°C) dochází k procentuálnímu snížení intercepovaného sněhu vůči srážkovému úhrnu, avšak pokud dojde jen k přechodnému zvýšení rychlosti větru a snížení teploty vzduchu v průběhu srážkové epizody, na jejím konci je míra intercepovaného sněhu velmi podobná, jako by k této změně teploty vzduchu a rychlosti větru nedošlo (Storck et al., 2002). Toto potvrzuje i další studie (Hedstrom a Pomeroy in Molotch et al., 2007).

Obecně lze říci, že v hustším lese bývá mocnost sněhové pokrývky nižší než v lese řídkém (*Mindáš a Škvarenina, 2010, Ferda a Hladný et al., 1971*), a mocnost sněhové pokrývky téměř lineárně klesá s plochou listů (*Jones et al., in Beitlerová, 2012*).

Některé studie ukazují, že vliv hustoty vegetace na výšku sněhové pokrývky je výrazný v níže položených bodech na svazích orientovaných na jih, v případě svahů se severní expozicí či ve vyšší nadmořské výšce vliv zastínění korunami stromů klesá, či až mizí (*D'Eon, 2004*).

V případě malých otevřených ploch v lesním prostředí (tzv. porostových oknech) mnoho studií hovoří o největších sněhových akumulacích v důsledku ochrany před větrem, sublimací, slunečním zářením (podobně jako uvnitř lesních porostů), avšak v tomto případě sněhové akumulace nejsou snižovány intercepcí (*DeWalle a Rango, 2008, López-Moreno a Latron in Řezníčková, 2012*). Největší zásoby sněhu jsou pozorovány na mýtinách se šířkou dvakrát až třikrát (případně až pětkrát) větší, než je průměrná výška přilehlých stromů (*Golding in DeWalle a Rango, 2008, Swanson in Gelfan, 2004*). Na plochách nezastíněných korunami stromů před sněhovými srážkami může být o 30-40 % vyšší (*Kocum et al., 2009*). *Toews a Gluns (in Beitlerová, 2012)* zmiňují zhruba o 37 % větší akumulaci sněhu než v jehličnatém lese, *Golding a Swanson (in Beitlerová, 2012)* zmiňují hodnoty 20-45 %. Výsledky výzkumu *Kuz'mina (in Gelfan et al., 2004)* ukazují na malých otevřených plochách v lese o 5-35 % větší vodní hodnotu sněhu než v borovém lese a o 10-60 % větší SWE než v lese smrkovém a vodní hodnota zde byla velmi podobná hodnotám v listnatém lese. Navíc dodává, že na velkých otevřených plochách (rozměr větší než dvanáctinásobek výšky přilehlého porostu) je vodní hodnota naopak o 15-20 % nižší než na malých otevřených plochách v lesním porostu.

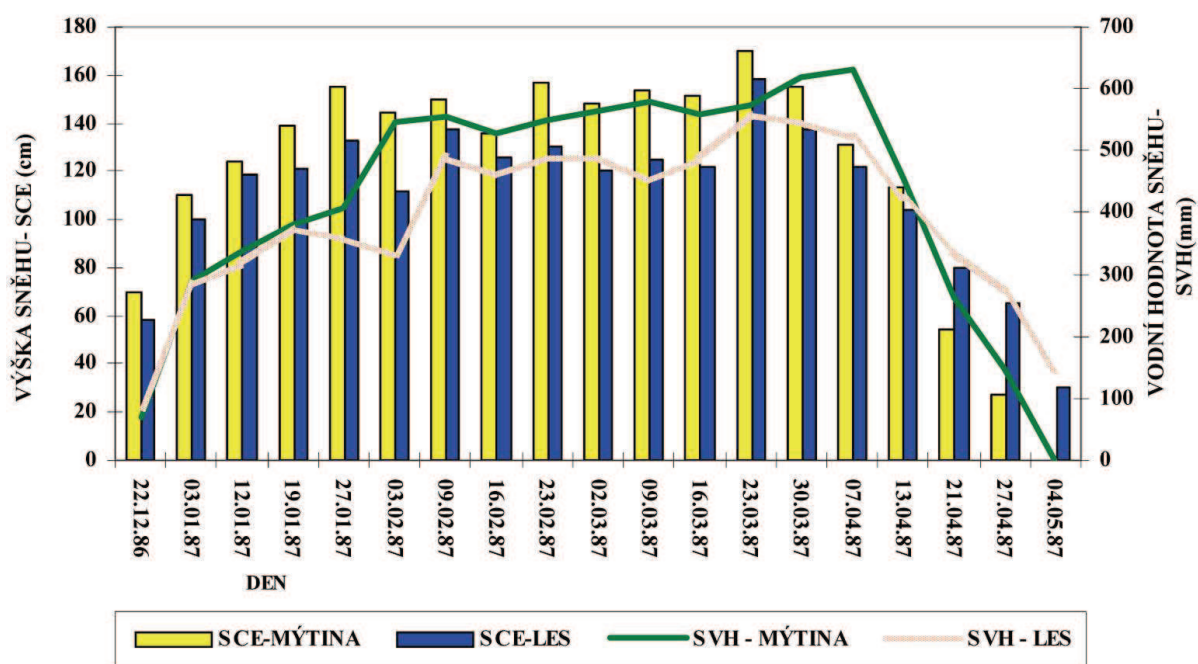
Případně naopak bývá vodní hodnota sněhu v lesním porostu nižší až o 35 % (*Pobedinskij a Krečmer, 1984*), průměrně kolem 20 % (*Hribik a Škvarenina, 2006*) než na nezalesněných plochách (obr. 5 a 6), autor ve své bakalářské práci uvádí hodnoty dokonce až 20-60 %, v případě zim s nízkým úhrnem sněhových srážek může být tento rozdíl i výraznější (*Fliegl, 2009*).

Souhrnně lze říci, že vegetace svou intercepcí snižuje vodní hodnotu sněhu akumulovaného pod korunami stromů. Nicméně existuje výjimka, kdy naopak vegetační intercepce zvyšuje vodní hodnotu sněhu uloženého v lesních ekosystémech, a tou je intercepce pevných horizontálních srážek ve formě námrazy, která může například ve smrkovém vegetačním stupni nadlepšovat hydrické poměry lesních ekosystémů (*Hribik a Škvarenina, 2006*).

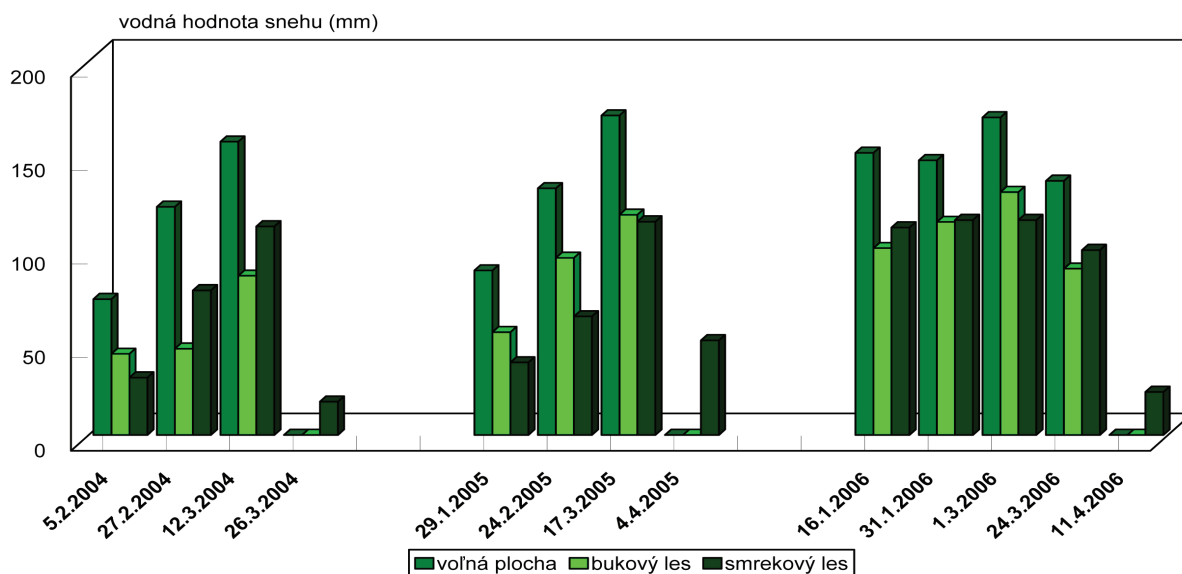
Dalším z vlivů vegetace na sněhovou pokrývkou je mikroklima pod kanopami vegetace, která snižuje intenzitu tání oproti bezlesí díky menší účinnosti teploty vzduchu na tání sněhu, vyloučením odvátí sněhu a celkově pomalejší metamorfózou sněhu. Během určitých období tak může docházet k tomu, že les má větší zásobu vody oproti volnému terénu (*Zelený, 1975, Pobřísllová a Kulasová, 2000*). Toto potvrzují i další výzkumy, při nichž došlo na jaře k odtátí sněhu na větších otevřených plochách podstatně rychleji, než v lesním porostu (*Podzimek, 2011, Pevná, 2012*). Rychlost tání v jarním období se například ve slovenském pohoří Poľana v různé vegetaci pohybuje v následujících hodnotách: otevřená plocha 13,6-17,1 mm/den,

bukový les 14,8-19,6 mm/den a smrkový les 3,9-6,8 mm/den. Tento jev potvrzuje i *Kantor et al. (2007)*, který pozoroval rychlost úbytku vodní hodnoty sněhu v bukovém lese až na hodnotách 40 mm za den, zatímco ve smrkovém porostu jen do 20 mm za den. Tyto absolutní hodnoty nejsou zcela vypovídající, ale dávají nám relativně dobrou představu o relativním rozdílu v rychlosti tání v jednotlivých přírodních prostředích. Vysoké hodnoty u bukového lesa jsou zapříčiněny nízkou redukcí přichozího slunečního záření a naopak nízkou intenzitou vyzařování dlouhovlnného záření, zejména v noci. Dochází tak k vytvoření teplého jarního mikroklimatu (mikroklima jarních heliofytů) (*Hříbik a Škvarenina, 2007a*).

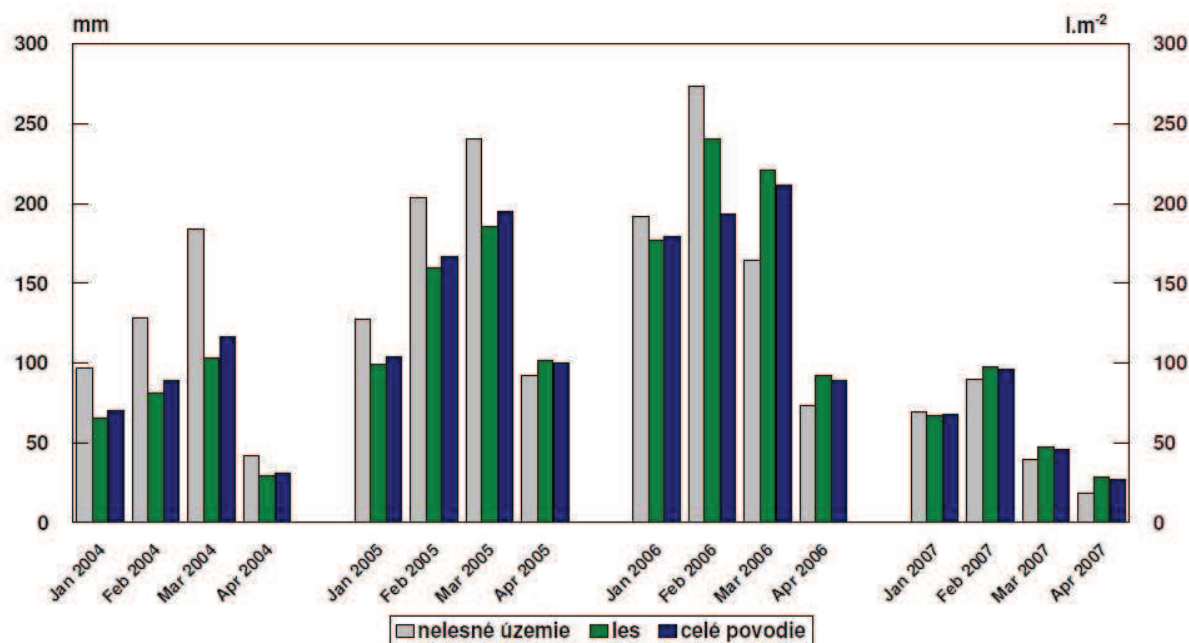
Podobný trend zachytil i *Gelfan et al. (2004)*, který vypočítal během jarního tání rychlost tání 9,1 mm/den na otevřených plochách a 6,1 mm/den v lesním porostu smrku s borovicí, což je zhruba o třetinu menší rychlost.



Obr. 5 - Vývoj sněhové pokrývky v průběhu zimní sezóny 1986-87 v různých lokalitách vegetace (zdroj: *Pobříslavá a Kulasová (2000)*)



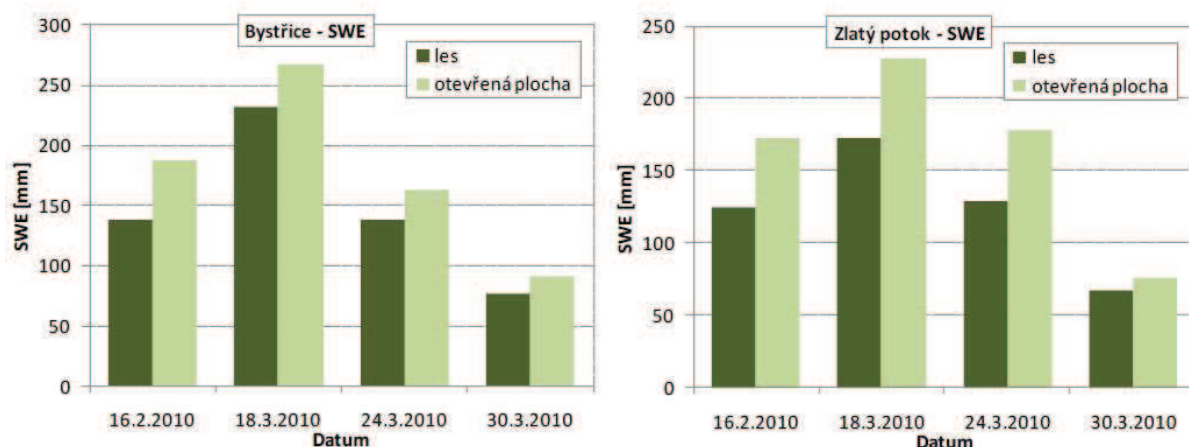
Obr. 6 - Vývoj vodní hodnoty sněhu v průběhu tří zimních sezón v různých typech vegetace v pohorí Poľana (zdroj: Hríbik a Škvarenina (2007))



Obr. 7 - Vážené průměry vodní hodnoty sněhové pokrývky v povodí řeky Hučava (pohorí Poľana) v letech 2004 – 2007 pro bezlesé plochy, lesní plochy a celé povodí (zdroj: Hríbik et al. (2008))

Pod korunami stromů tedy dochází k odtávání sněhu s menší intenzitou než na otevřených plochách, a to v důsledku menší intenzity výměny vzduchu s převážně teplejším okolím a ztráty radiační energie v korunách stromů (i když mají lesní porosty menší albedo než bezlesé plochy). Můžeme zde pozorovat rovněž menší intenzitu výměny tepla mezi lesem a volným ovzduším v důsledku oslabení proudění vzduchu (Hríbik a Škvarenina, 2006, Hríbik et al., 2008). Rovněž dochází k pozdějšímu nástupu tání sněhové pokrývky, a to až o dva týdny (Řezníčková, 2012). Les si tak zachovává mikroklima chladnější a rovněž vlhčí než je teplota okolního vzduchu. Míra ovlivnění klimatu je dána opět hlavně rozličnými charakteristikami lesa, kdy jehličnany mají vliv na rozdíl lesního mikroklimatu oproti okolí větší.

Některé studie však výskyt vyšší hodnota sněhu v lese než na otevřených plochách na konci zimní sezóny nepotvrzují. *Taufmannová a Jeníček (2010)* však podotýkají, že měření v termínech na úplném konci zimy může být zatíženo významnější chybou, a to v důsledku velkého rozpětí hodnot. Nicméně i zde můžeme pozorovat průběžný pokles rozdílu vodní hodnoty sněhu mezi lesem a otevřenou plochou v průběhu jara (obr. 8).



Obr. 8 - Vodní hodnota sněhu (SWE) v lese a na otevřených plochách v zimě 2009/2010 v povodích horní Bystřice a Zlatého potoka, Krušné hory (zdroj: Jeníček a Taufmannová (2010))

Vliv lesa na intenzitu odtávání sněhu je větší na jih obrácených svazích než na svazích severně orientovaných (*Krečmer, 1969*). Rychlost odtávání sněhu se zvyšuje se snižující se hustotou korun stromů a zmenšující se ochranou před větrem. *Gary (1974)* však pozoroval zvýšenou intenzitu odtávání na lesních mýtinách (se šířkou podobnou průměrné výšce přilehlého lesa) při okrajích lesa, které neposkytují ochranu před slunečním zářením. Naopak zastíněné okraje mýtiny vykazovaly relativně velké zásoby sněhu i v pozdním jarním období, i když k úplnému roztátí sněhové pokrývky došlo v tomto případě zhruba ve stejné době jako v přilehlém lese. Stejný autor však pozoroval na území nechráněném před slunečním zářením o 87 % větší objem ztrát způsobených sublimací či výparem než v případě zastíněného okraje lesní mýtiny.

Avšak obzvlášť velký vliv má vegetační pokryv v případě krátkovlnného přímého záření, kdy například na sněhovou pokrývkou v hustých jehličnatých lesích dopadá pouze zhruba 10 % radiační energie. V případě listnatých lesů, které jsou během zimní sezóny bezlisté, se prostupnost slunečního záření pohybuje kolem 50 %. Míra ovlivnění vegetačním krytem je rovněž ovlivněna i zenitovým úhlem slunce (s jeho růstem množství propuštěné energie klesá), a také výškou stromů. Naproti tomu míra ovlivnění u rozptýlené sluneční energie vegetačním pokryvem je relativně nízká. Navíc může nastat v lesních porostech vícenásobný odraz záření, kdy se radiace odražená od sněhové pokrývky odráží zpět na sněhový povrch od korun stromů (*DeWalle a Rango, 2008*).

Les má však rovněž významný vliv na dlouhovlnné sluneční záření, kdy roste množství přijaté energie, a to díky tomu, že koruny stromů jsou velmi dobrým absorbérem dlouhovlnné radiace, kterou následně vyzařují do svého okolí a mimo jiné na sněhovou pokrývkou. To má za

následek výrazné snížení záporné dlouhodobé bilance při jarním tání sněhové pokrývky. V důsledku se i celková radiační bilance ploch krytých vegetačním krytem (která je zpravidla na otevřených prostorách během jarního tání, kdy je teplota sněhu 0°C, výrazně záporná) blíží nule, obzvláště v hustých jehličnatých lesích (DeWalle a Rango, 2008).

Jak již bylo řečeno, lesní porost má také vliv na rychlost větru. Rychlosti větru pod korunami stromů jsou většinou poměrně nízké ($<1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), avšak rozpětí vlivu lesního porostu je vysoké, jak dokazuje tabulka 2. Obecně však lze říci, že se vzrůstající rychlostí větru vliv klesá a že jehličnaté porosty snižují rychlost větru více, i když je u nich větší rozptyl naměřených hodnot (Rauner, 1976). Na návětrných stranách bývá také na okraji lesa více sněhu, který sem byl přinesen větrem (Hrušková, 2006, Cline, 1999, Řezníčková, 2012).

Tab. 2 - Koeficient rychlosti větru v lesním porostu v závislosti na typu vegetace

Koeficient rychlosti větru	Typ lesního porostu	Zdroj
0,4	dubový les	Parrot, 1974
0,9	Javor mono	Ishii a Fukushima, 1994
0,51	opadavý listnatý les	Hashimoto et al., 1994
0,77	opadavý listnatý les	Hashimoto et al., 1994
0 - 0,22*	Topol osikovitý	Hardy et al., 1997
0,12 - 0,51	jehličnatý les	Kittredge, 1948
0,8	Kryptoméria japonská	Ishii a Fukushima, 1994
0,8	Jedle sachalinská	Ishii a Fukushima, 1994
0 - 0,06*	Smrk černý	Hardy et al., 1997
0,76	stálezelený jehličnatý les	Hashimoto et al., 1994

pozn.: * platí pro neovlivněné rychlosti větru do 5 m/s

Zdroj: DeWalle a Rango (2008), upraveno

Dalším z vlivů vegetačního pokryvu je ovlivňování teploty vzduchu a rovněž i jeho vlhkosti. Zjednodušeně lze říci, že vegetační kryt snižuje maximální denní teploty, a to v důsledku zastínění sněhové pokrývky pod korunami stromů od slunečního záření, a naopak zvyšuje nejnižší denní teploty v důsledku většího příjmu dlouhodobého záření z korun stromů. V případě maximálních denních teplot je vliv jehličnatého lesa zhruba 0,5-1,5°C (Kittredge, 1948), ale zanedbatelný v případě opadavého lesa listnatého (Peters, 1980). Stejný autor stanovil hodnoty u opadavého listnatého lesa na -0,9°C a +0,6°C u denních maxim, resp. minim.

Změna relativní vlhkosti zapříčiněná vegetačním krytem je způsobena většinou změnou teploty vzduchu, zatímco rozdíl mezi tlakem vodních par oproti vzduchu na otevřených plochách bývá maximálně 50 Pa (DeWalle a Rango, 2008), (Fliegl, 2009).

2.2.4 Ostatní faktory

Výše uvedené faktory spolu s dalšími ovlivňují charakteristiky sněhové pokrývky, a to každý různou mírou, která je odlišná region od regionu, místo od místa. Tyto další faktory jsou například: srážky, teplota a vlhkost vzduchu, morfologie reliéfu, solární radiace, vítr či

sublimace. Pro potřeby této práce byla zpracována rešerše pouze pro faktory: nadmořská výška, expozice, vegetace; přehled o dalších výše uvedených faktorech komplexně podává bakalářská práce autora (*Fliegl, 2009*), ale i mnoho dalších prací vzniklých nejen na Katedře Fyzické geografie a geoekologie PřF UK, ale i na jiných pracovištích, které se ve střední Evropě problematice hydrologie sněhu věnují (*Jelínek, 2008, Kubiček, 2006, Pevná, 2012*).

2.3 Míra ovlivnění sněhové pokrývky jednotlivými faktory z regionálního hlediska

Hlavním cílem této kapitoly je upozornit na míru ovlivnění sněhové pokrývky jednotlivými faktory v podmínkách střední Evropy, konkrétně pak Šumavy. Většina z výše uvedených činitelů jsou přitom aktivní i v našich podmínkách. Tato část práce představuje jakési shrnutí předchozí kapitoly ve smyslu zhodnocení intenzity ovlivnění sněhových poměrů fyzicko-geografickými činiteli ve středoevropském a hlavně šumavském kontextu, přičemž zmíněny jsou hlavně klíčové faktory, které jsou předmětem této práce.

Ovlivnění sněhových poměrů vegetační pokrývkou je značné a rozmanité. Je to dáno relativně velkou plochou lesních porostů (obzvláště v zájmovém území), její různorodostí a pestrostí i na malé ploše. Vyskytují se zde jak neopadavé jehličnaté kultury, tak i listnaté, během zimy bezlisté dřeviny různého vzrůstu a stupně zápoje korun. Také zde můžeme pozorovat zakrslé dřeviny nízkého vzrůstu (borovice blatka a kleč, bříza trpasličí). Nejvyšší pásmo s absencí přítomnosti dřevin se na Šumavě nevyskytuje. Všechny tyto vegetační rozmanitosti výrazně determinují sněhovou pokrývku, což ukazuje například výzkum *Hribík a Škvareniny (2007b)*, v rámci něhož byly porovnávány vodní hodnoty sněhu na Kral'ověj Holi a to jak nad horní hranicí lesa, tak i v pásmu horských lesů (viz kap. 2.2.3). Také vegetační kryt zvyšuje variabilitu výšky i vodní hodnoty sněhu oproti bezlesí (*Hribík a Škvarenina, 2006*).

Vegetační kryt ovlivňuje sněhovou pokrývku hlavně svojí intercepcí, díky níž se část sněhových srážek zachytává v korunách stromů, kde je pod vyšším vlivem sublimace a jiného úbytku (*Cline, 1999, Molotch et al., 2007*), díky němuž část takto zachycených srážek nikdy nedospěje k zemskému povrchu a není tak činná v hydrologickém cyklu. Velikost sublimační ztráty je závislá na mnoha meteorologických faktorech a je možno říci, že v podmínkách Šumavy bude její vliv průměrný. Teploty vzduchu jsou sice poměrně vyšší než v arktických oblastech, ale naopak přechodný typ klimatu s častými oceánskými epizodami s častými silnějšími větry naopak intenzitu sublimace snižují (*DeWalle a Rango, 2008*). Vždy však záleží na konkrétním charakteru dané zimy. Například *Kantor et al. (2007)* dospěl během zimy velmi bohaté na srážky k zjištění ztráty z intercepovaného sněhu v korunách smrků v Orlických horách 141,3 mm, tedy 11,8 % ze zimních srážek, což byl zhruba dvojnásobek co z bukového porostu.

Jelikož jehličnatý les zadržuje ve svých korunách větší množství sněhu než les listnatý (*Zelený, 1975, Kantor et al., 2007*), je v případě Šumavy efekt intercepce spíše větší, jelikož v převážné části šumavských lesů dominuje jehličnatý smrk. V rámci Šumavy je plocha otevřených prostranství relativně malá, rychlost tání sněhu bývá tedy zpravidla poměrně nižší

a to díky menší intenzitě výměny vzduchu s převážně teplejším okolím a ztrátě radiační energie v korunách stromů. Můžeme zde pozorovat rovněž menší intenzitu výměny tepla mezi lesem a volným ovzduším v důsledku oslabení proudění vzduchu (*Hřibík a Škvarenina, 2006, Hřibík et al., 2008*).

Nadmořská výška velmi významným způsobem ovlivňuje, i když nepřímo, sněhovou pokrývku v našich podmínkách. Díky přítomnosti sudetských pohoří na našem území zde můžeme v zimním období pozorovat výrazné akumulace sněhu na povrchu země, kdy v průběhu zimy sněhová pokrývka neroztává (jak se tomu děje v nižších polohách českého vnitrozemí). Výška sněhu tedy zákonitě s nadmořskou výškou roste (*Hřibík a Škvarenina, 2006*). Nadmořská výška ovlivňuje jak teploty vzduchu, tak množství srážek, pokrytí oblačností, vegetační pokryv, rychlost větru a další veličiny. I přes relativně malé výškové rozdíly v rámci Česka (rozdíl extrémních výšek je menší než 1500 m) můžeme pozorovat velmi výraznou variabilitu podmínek, které se dále podepisují na charakteru sněhové pokrývky, její kvalitě, kvantitě, trvání, apod. Jedním z významných vlivů nadmořské výšky je její vliv na srážkové úhrny. Například *Bratránek (in Nosek, 1972)* udává pro povodí Labe, Odry a Moravy roční srážkový gradient 69 mm/100 m, *Gregor (in Hrádek a Kuřík, 2002)* pro oblasti nad 650 m n. m. 67 mm/100 m. *Hrádek a Kuřík (2002)* stanovili gradient pro horské oblasti ČR zhruba na 60-100 mm/100 m, přičemž gradient s nadmořskou výškou roste. Je však třeba brát v potaz, že uvedené srážkové gradienty pro ČR pravděpodobně neplatí pro závětrnou (českou) stranu Šumavy. V případě hřebenových poloh Šumavy byl zjištěn gradient vodní hodnoty sněhu s nadmořskou výškou až 80 mm / 100 m výšky (*Fliegl, 2009, Jelínek et al., 2011*). Vodní hodnota sněhu není sice ovlivňována pouze srážkovými úhrny, ale i přesto poskytuje poměrně dobrý přehled o nárůstu srážek s nadmořskou výškou, který bude tedy pravděpodobně vyšší než výše prezentované hodnoty.

Dalším výrazným vlivem je vliv na vegetační pokryv, který poté přímo ovlivňuje charakteristiky sněhové pokrývky. S rostoucí nadmořskou výškou se mění jeho druhová skladba a rovněž tak další charakteristiky vegetace. V případě Šumavy můžeme rozlišovat několik vegetačních stupňů, v rámci nichž můžeme pozorovat úbytek podílu listnatých dřevin a nárůst podílu jehličnanů, které v nejvyšších polohách přecházejí do polootevřeného vegetačního zápoje, rovněž se také snižuje jejich výška. Také bylinné a keřové patro bývá ve vyšších polohách chudší (*Culek, 2005*). V současné době jsou hřebenové polohy Šumavy a jejich smrkový vegetační stupeň zasažen tzv. kůrovcovou kalamitou, kdy jsou značné plochy lesa výrazně poškozeny lýkožroutem smrkovým (*Faflák, 2010*). Les se pak vyznačuje malým korunovým zápojem anebo svou úplnou absencí. Sněhová pokrývka v těchto místech je pak pod vyšším vlivem větru, solární radiace a jiných fyzicko-geografických faktorů.

Nadmořská výška také ovlivňuje sněhovou pokrývku na Šumavě skrze vliv na teplotu vzduchu, která většinou s výškou klesá. Vyjímkou jsou zimní teplotní inverze, které se na Šumavě vyskytují poměrně často a také mírné deprese v povrchu šumavských plání, v nichž se akumuluje těžký studený vzduch stékající z okolních vrcholů, které tak mohou vykazovat v některých obdobích vyšší teplotu vzduchu. Teplota pak ovlivňuje skupenství srážek dopadajících na zemský povrch, kdy mezní teplota je průměrně kolem +1,67°C. Při teplotách

vzduchu nad touto teplotou se zpravidla jedná o déšť, při teplotách nižších zpravidla sněží. Skupenství srážek je rovněž ovlivněno vlhkostí vzduchu (USACE, 1956).

Nadmořská výška rovněž ovlivňuje rychlost větru, která s jejím růstem zpravidla roste. Vítr při nadlimitní rychlosti dokáže transportovat velké objemy sněhu do míst s jeho nižší rychlostí, sníh se zde ukládá. V případě Šumavy není jeho vliv rozhodující jako ve vysokohorských a polárních oblastech, nicméně jeho vliv nelze zcela zanedbat, obzvláště na velkých odlesněných plochách, které se na Šumavě vyskytují ať již v hřebenových partiích (vzniklých větrnými či tzv. kůrovcovými kalamitami), anebo v nižších polohách kolem lidských sídel či řek (Vltava, Křemelná).

Expozice svahů je rovněž velmi důležitá i v případě Šumavy, její vlivy jsou dobře patrné i okem laického pozorovatele. Expozice ovlivňuje charakteristiky sněhové pokrývky hlavně skrze změny v přísunu solární energie. Například výzkum *Hřibika a Škvareniny* (2006) poukazuje na větší množství sněhu v severních partiích pohoří Poľana (Slovensko) než na svazích jižně exponovaných. Avšak na počátku zimy toto neplatí v důsledku příchodu srážek od jihu a ještě nedostatečně dlouhé doby potřebné pro projevy vlivů expozice. Rovněž Atlas podnebí Česka (Tolasz et al., 2007) se zmiňuje o tom, že v našich podmínkách se na jižních svazích vyskytuje stejné množství sněhu jako na svazích se severní expozicí o 300 m výše (Fliegl, 2009).

Míra vlivu dalších fyzicko-geografických faktorů na sněhovou pokrývku v kontextu Šumavy je široce popsána v bakalářské práci autora (Fliegl, 2009) a také v dalších pracích věnujících se této problematice (Kocum, 2012, Jelínek 2008, Beitlerová 2012).

2.4 Vývoj metodiky monitoringu sněhové pokrývky na Šumavě

Výzkumu kvantitativních i kvalitativních charakteristik sněhové pokrývky se již dlouhou dobu věnuje Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ), a to v rámci své staniční sítě zpravidla jednou týdně. Umístění těchto stanic však není reprezentativní co se týče polohy vůči hlavnímu šumavskému hřebeni, množství srážek zde bývá obecně podhodnoceno (Jelínek, 2008, Mašková et al., in Albrecht et al., 2003).

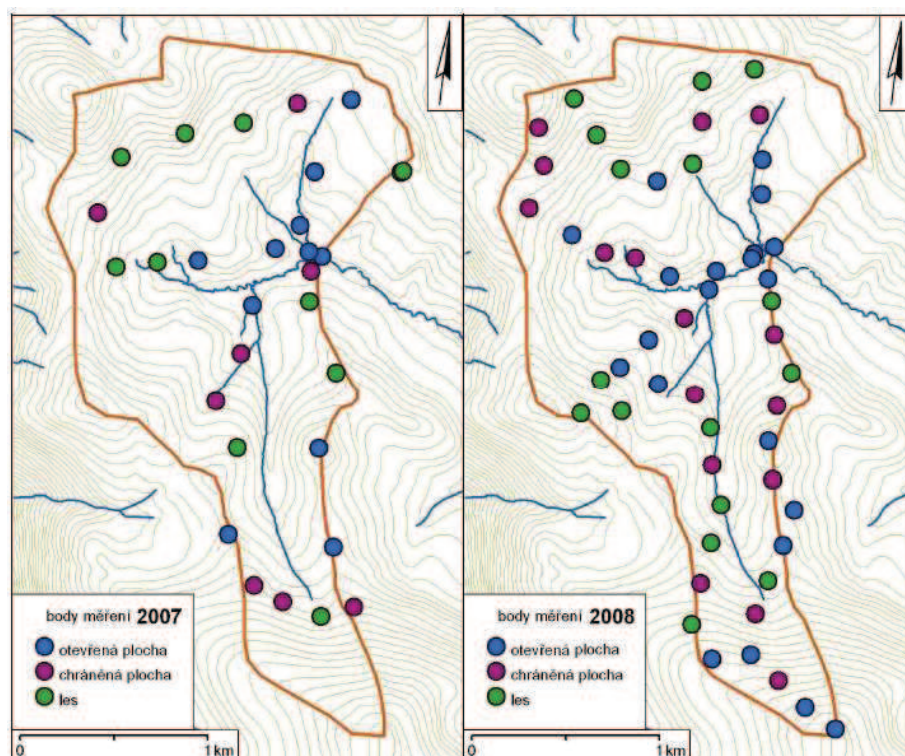
Jedním z prvních měření a vyhodnocení výskytu a prostorové variability charakteristik sněhové pokrývky na Šumavě bylo prováděno v zimních obdobích 1959 a 1960, při nichž bylo zjištěno, že měření charakteristik sněhové pokrývky v jednom bodě nemůže poskytnout věrohodné údaje o vodní hodnotě akumulované ve sněhu v příslušném období. Za účelem prověření možnosti zjišťování zásob vody ve sněhu byly v zalesněném terénu provedeny pokusné sněhoměrné snímky v povodí Hamerského potoka podle zkušeností sovětské hydrometeorologické služby. Ty byly v zalesněném terénu prováděny na čtvercové ploše 100 x 100 metrů. Výška sněhu byla měřena v kroku jeden metr, vodní hodnota každých 10 m. Charakteristiky sněhu bylo potřeba změřit v tolika takovýchto čtvercích, kolik existuje v povodí výrazně lišících se porostů. Rovněž byla měřena výška sněhové pokrývky na trase v povodí tak, aby odběry postihly výšková a vegetačně charakteristická místa v povodí.

Vzhledem k počtu odběrů v ploše 100 x 100 m (10 000 měření výšky sněhu a 100 měření vodní hodnoty sněhu!) byla časová náročnost takového výzkumu extrémní. Ukázalo se, že při provedení odběrů ve dvou pásech 5 x 50 m v křížové poloze jsou výsledky podobně kvalitní, jako při použití sovětské metodiky. Pro zpřesnění odhadu zásob vody akumulované v povodí nad plánovanou vodní nádrží pro pitnou vodu pro plzeňskou aglomeraci Otava-Rejstejn bylo na základě těchto zkušeností navrženo provést jeden sněhoměrný snímek v období největší akumulace sněhu a také povodí osadit alespoň třemi automatickými sněhoměrnými hláskými stanicemi situovanými s ohledem na výškovou polohu povodí a typické druhy vegetace v něm se nacházející (*Ferda a Hladný et al., 1971*).

Další z měření a vyhodnocení výskytu a prostorové variability charakteristik sněhové pokrývky na Šumavě bylo prováděno v povodí vodní nádrže Nýrsko se snahou získání dat o množství vody v povodí, která bude k dispozici pro tuto nádrž na pitnou vodu pro plzeňskou aglomeraci, a to pomocí detailních terénních měření pomocí traťových snímků. Bylo také snahou optimalizovat množství takových snímků při zachování dostatečné přesnosti získaných informací (*Barták, 1995*).

Dále výzkum prostorové variability a charakteristik sněhové pokrývky započal na Katedře fyzické geografie a geoekologie v zimní sezóně 2006/2007, a to v malých experimentálních povodích v nejvyšších hřebenových partiích Šumavy bez relevantního pokrytí stanicemi, a to konkrétně v povodí Rokytky, Černého a Ptačího potoka s rozlohou pouze několika málo km². Bylo využito expedičního měření s cílem co nejpřesněji analyzovat množství vody uložené ve sněhové pokrývce v daných povodích nad závěrovým profilem s osazeným hladinoměrem. Expediční měření probíhalo v kroku zhruba 200 metrů, takto byly charakteristiky sněhové pokrývky změřeny v první sezóně ve 30 bodech, v druhé sezóně (2007/08) pak v celkem 53 bodech, které byly zvoleny tak, aby co nejlépe charakterizovaly širší okolí. Body byly lokalizovány s přesností zhruba ± 10 m a byly popsány následující charakteristiky jejich okolí: sklon a expozice terénu a klasifikace vegetačního pokryvu, a to pouze do tří kategorií (les, paseka, otevřená plocha). Pomocí takto naměřených charakteristik sněhové pokrývky a následné interpolaci v ploše celého povodí byl získán velmi dobrý odhad množství vody ve sněhu akumulované pro analýzu odtoku z povodí během jarního tání.

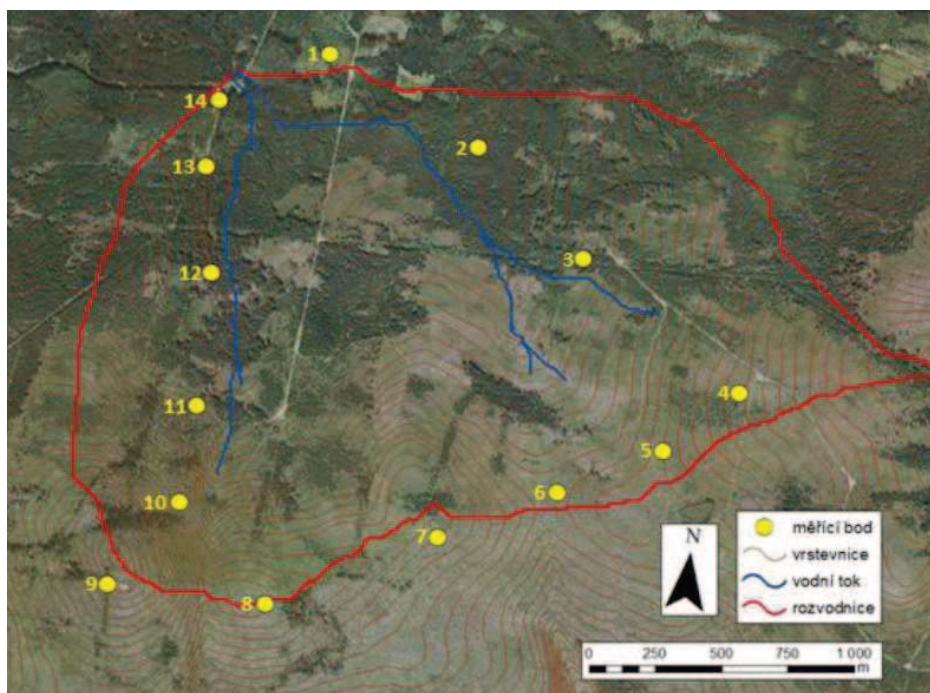
Takto získaná data však narážela na výrazná omezení, která byla dána hlavně časovou a lidskou a tedy i finanční náročností jejich sběru, jelikož povodí jsou zpravidla několik kilometrů vzdálená od sjízdných pozemních komunikací a rychlost pohybu výzkumníků v náročném terénu se pohybovala kolem 2-2,5 km.h⁻¹. Pro získání dat v jednom termínu a jednom povodí byly tedy potřeba dvě dvojice výzkumníků, kterým tato činnost zabrala zpravidla celý den (*Jelínek, 2008*). Získaná data však charakterizovala sněhovou pokrývku jen na velmi malé ploše experimentálních povodí a tedy nemohla uspokojivě charakterizovat celé rozsáhlé území horského pásma Šumavy. Touto metodikou byla sbírána data i v rámci bakalářské práce autora (*Fliegl, 2009*).



Obr. 9 - Lokalizace a rozsah měřicích bodů v povodí Rokytky v sezóně 2006/07 a 2007/08 (zdroj: Jelínek, 2008)

Proto v sezóně 2010/2011 proběhla v únoru sněhoměrná kampaň i mimo tuto experimentální povodí. Snahou bylo pokrýt nejvzdálenější místa pramenné oblasti Otavy a ověřit, zda vybraná experimentální povodí vhodně reprezentují vrcholovou oblast povodí. Měření charakteristik sněhové pokrývky probíhalo pro lepší možnost srovnání pouze na otevřených plochách. V rámci měření bylo ověřeno, že vybraná experimentální povodí dostatečně reprezentují pramennou oblast Otavy z hlediska pokrytí sněhovou pokrývkou, neboť v oblastech mimo tuto povodí nebyly zaznamenány výrazně odlišné charakteristiky (Jelínek et al., 2011).

V dalších sezónách byla výše uvedená metodika dále drobně upravována, a to prodloužením kroku, s kterým byly odběry provedeny a také redukcí na pouze jeden měřicí okruh tak, aby v celém experimentálním povodí bylo provedeno veškeré měření pouze jednou dvojicí výzkumníků. Dále pak byla po zkušenostech změněna metodika na jednotlivých bodech, kdy bylo v jednom bodu zavedeno dvojí měření hustoty sněhu váhovým sněhoměrem a pětkrát měření průměrné výšky sněhu, a to ve všech typech vegetačního krytu, které se v okolí daného bodu nacházely (pokud více než jeden). To přineslo rychlejší a méně náročný způsob získu minimálně stejně tak kvalitních dat, jako ve výše uvedeném případě (Beitlerová, 2012).



Obr. 10 - Lokalizace a rozsah měřicích bodů v povodí Ptačího potoka v sezóně 2010/11 a 2011/12 (zdroj: Beitlerová, 2012)

I přes všechna výše uvedená vylepšení metodiky je měření stále velmi náročné na lidské i finanční zdroje a také nebylo možno dostatečně kvalitně popsat vliv rozličných fyzicko-geografických faktorů na vývoj a hlavně tání sněhové pokrývky tak, aby získané znalosti byly využitelné i mimo úzce vymezená území na hlavním šumavském hřebeni a byly platné i pro širší území. Důvod je zřejmý: měření byla optimalizována pro odhad zásob vody v daných experimentálních povodích a umístění bodů nemohlo pokrýt všechny možné variace faktorů ovlivňujících charakteristiky sněhové pokrývky.

Z tohoto důvodu padl návrh na vytyčení dalších nových experimentálních profilů mimo dosud zkoumaná povodí s cílem najít takový profil, v rámci něhož bude vliv některých fyzicko-geografických faktorů potlačen (anebo jeho vliv bude v profilu zhruba stejný) za cílem snadné analýzy vlivu zbývajících (zbývajících) faktorů na charakteristiky sněhové pokrývky. Návrh padl v zimě 2009/10, avšak byl poprvé zrealizován v sezóně 2011/2012 profilem „Špičák“ a po zkušenostech upraven a rozšířen v sezóně 2012/2013, viz kapitola 3.10.

Výzkumu sněhové pokrývky se také věnuje Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování Fakulty životního prostředí České zemědělské univerzity v Praze, a to na malém dílčím povodí Ptačího potoka (obr. 10, vymezeno zhruba body 8-11). Výška sněhové pokrývky je v zimní sezóně každý týden odečítána na 12 trvale osazených sněhoměrných latích, při kterých a také na dalších bodech mezi nimi je měřena hustota i výška sněhu váhovým sněhoměrem pro interpolaci SWE v celém experimentálním povodí. Dále je pomocí kopaných sond zjišťována hustota sněhu v jednotlivých vrstvách sněhové pokrývky, konduktivita, pH, TDS a koncentrace iontů a atomů vybraných alkalických a jiných kovů a také iontů NO_3^- a SO_4^- (Hanková et al., 2008).

3 FYZICKO-GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

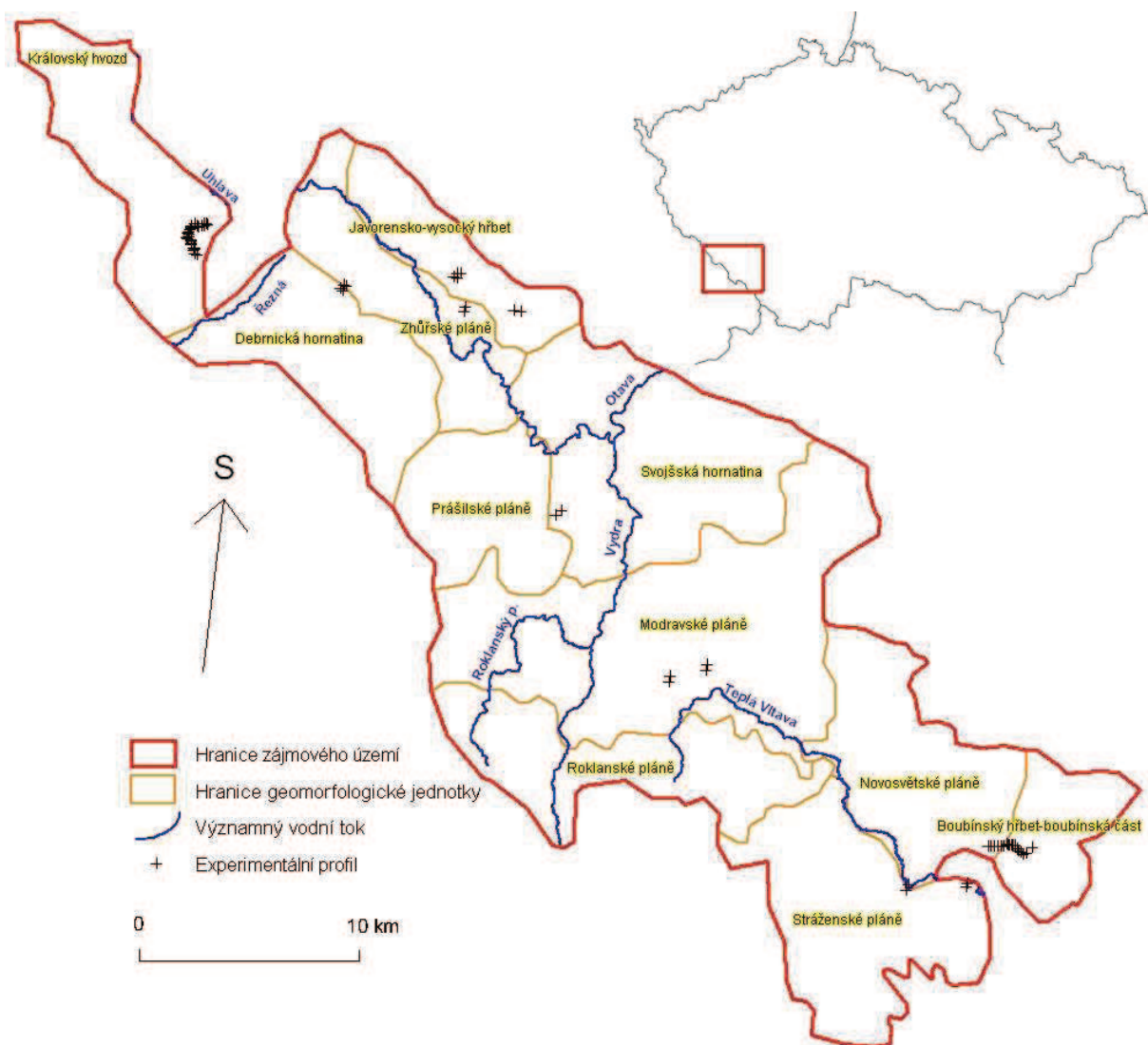
Následující kapitola je věnována komplexní fyzicko-geografické charakteristice zájmového území s důrazem na složky nejvíce ovlivňující zkoumanou problematiku. Charakteristika je významná pro bližší poznání vztahů projevujících se při vývoji sněhové pokrývky.

3.1 Vymezení zájmového území

Zájmové území se nachází ve střední a severozápadní části pohoří Šumava při pramenných oblastech šumavských toků Vltava, Vydra, Křemelná, Úhlava a Řezná (Regen). Vltava, Vydra, Křemelná, Úhlava náleží do povodí Labe (úmoří Severního moře), Řezná (Regen) náleží do povodí Dunaje (úmoří Černého moře). V těchto povodích byla vybrána příhodná místa pro experimentální profily expedičního měření sněhu vhodné pro analýzu klíčových fyzicko-geografických faktorů provedené v této diplomové práci.

Zájmové území je pro zjednodušení vymezeno geomorfologickým členěním a to až do úrovně částí podokrsků. To je umožněno díky tomu, že profily expedičního měření nejsou vázány na žádná konkrétní povodí a ani nejsou zkoumány ve smyslu srážkovo-odtokovém.

Přehled o geomorfologických jednotkách, které vymezují zájmové území, je znázorněn v tabulce 3 v následující kapitole, celé zájmové území včetně experimentálních profilů expedičního měření je znázorněno na obrázku 11.



Obr. 11 - Schematická mapa zájmového území a lokalizací experimentálních profilů (zdroj: VÚV T.G.Masaryka, upraveno)

3.2 Geomorfologické poměry

Zkoumanou oblast lze z hlediska geomorfologického členění zařadit následovně:
(Balatka a Kalvoda, 2006):

system:	Hercynský
provincie:	Česká vysočina
podprovincie:	Šumavská soustava
oblast:	Šumavská hornatina
celek:	Šumava

Tab. 3 – Geomorfologické členění zájmového území

podcelek	okrsek	podokrsek	část	max. výška [m]	min. výška [m]	rozloha [km ²]
Šumavské pláně	Kochánovské pláně	Javorensko-vysoký hřbet		1090	650	34,36
		Zhůřské pláně		1065	760	34,95
	Kvildské pláně	Prášílské pláně		1310	695	45,73
		Modravské pláně		1260	890	150,68
		Roklanské pláně		1375	925	62,24
	Svojšská hornatina			1187	565	98,75
	Knížecí pláně	Novosvětské pláně		1146	805	62,07
Stráženské pláně			1133	765	77,42	
Železnorudská hornatina	Královský hvozd		1343	520	53,8	
	Debrnická hornatina		1336	711	57,08	
Boubínská hornatina	Boubínský hřbet		boubínská	1362	780	28,55
				1375	520	705,63

Zdroj: Balatka a Kalvoda (2006), upraveno

Podcelek Železnorudská hornatina je tvořen hřbety, které vybíhají k severozápadu ze Šumavských plání a sahá až k Nýrsku. Jeho relativní výšková členitost je podstatně vyšší než v případě Šumavských plání.

Do zájmového území zasahuje okrsky Debrnická hornatina a Královský hvozd, jejímiž nejvyššími body jsou Debrník (též Plesná) s nadmořskou výškou 1336 m a Jezení hora (1343 m). Dalším vrcholem okrsku Debrnická hornatina je Polom (1295 m n. m.), na jehož severovýchodním svahu se nachází malé experimentální povodí PřF UK Černý potok.

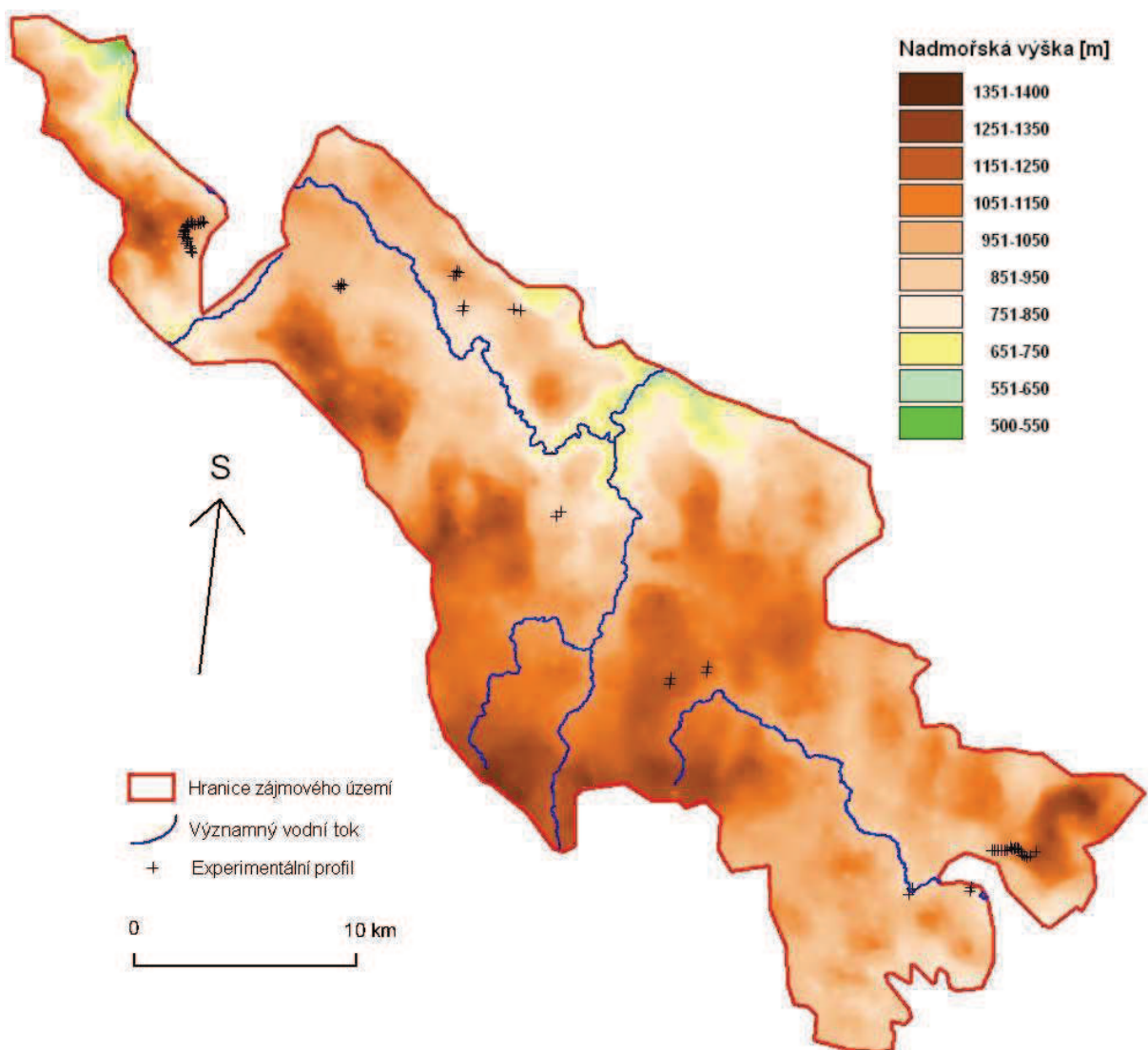
Šumavské pláně tvoří většinu zájmového povodí. Jejich povrch je mírně zvlněný. Jsou tvořeny zbytkem starého denudačního reliéfu (etchplénu), vzniklého v druhohorách, který se dochoval v centrální části a kam dosud nepostoupila zpětná eroze vodních toků (např. Vydry), jejímž podnětem bylo vyzdvižení podél zlomů probíhající díky tlakům během alpínského vrásnění. Definitivní ráz získaly během kvartéru, kdy byla část území zaledněna horskými ledovci. Holocenního stáří je také většina rašelinišť, avšak počátek jejich vzniku lze datovat již do pozdního glaciálu (Dohnal, 1965).

Okrsek Kvildské pláně zaujímá střední část Šumavských plání a je tvořen převážně dvojslídnyými pararulami a migmatizovanými rulami moldanubika s průnikem biotitických žul a granodioritů. Nad pláně, rozléhající se ve výškách cca 1000 až 1100 m n. m., vystupují elevace z odolnějších hornin, reprezentované následujícími vrcholy (v m n. m.): Velká Mokrůvka (1370), Malá Mokrůvka (1330), na jejímž severovýchodním svahu se nachází další experimentální povodí Ptačího potoka, Poledník (1315) a Plattenhausenriegel (1376)

nacházející se nedaleko za státní hranicí se SRN. V četných mělkých depresích se nacházejí rašeliniště.

Okrsek Kochánovské pláně tvoří severozápadní část Šumavských plání v oblasti horní Křemelné a je tvořen hlavně dvojslídnyými pararulami moldanubika a biotitickými žulami či granodioritem moldanubického plutonu. Jsou o něco výškově členitější nežli Kvildské pláně a nacházejí se zhruba o 200 výškových metrů níže. Četný je zdejší výskyt rašelinišť. Nad pláně vystupuje Vysoký hřbet (1078 m n. m.), Březník (1006 m n. m.) a Javorná (1090 m n. m.).

Okrsek Svojská hornatina se nachází v jižním okolí Rejštejna (nejnižší část zájmového území, 500 až 600 m n. m.), je silně vertikálně rozčleněn hlubokým údolím Otavy. Okrsek je tvořen hlavně injikovanými rulami moldanubika a biotitickými žulami moldanubického plutonu. Významným vrcholem je Hutská hora (1187 m n. m.) či Křemelná (1125 m n. m.).

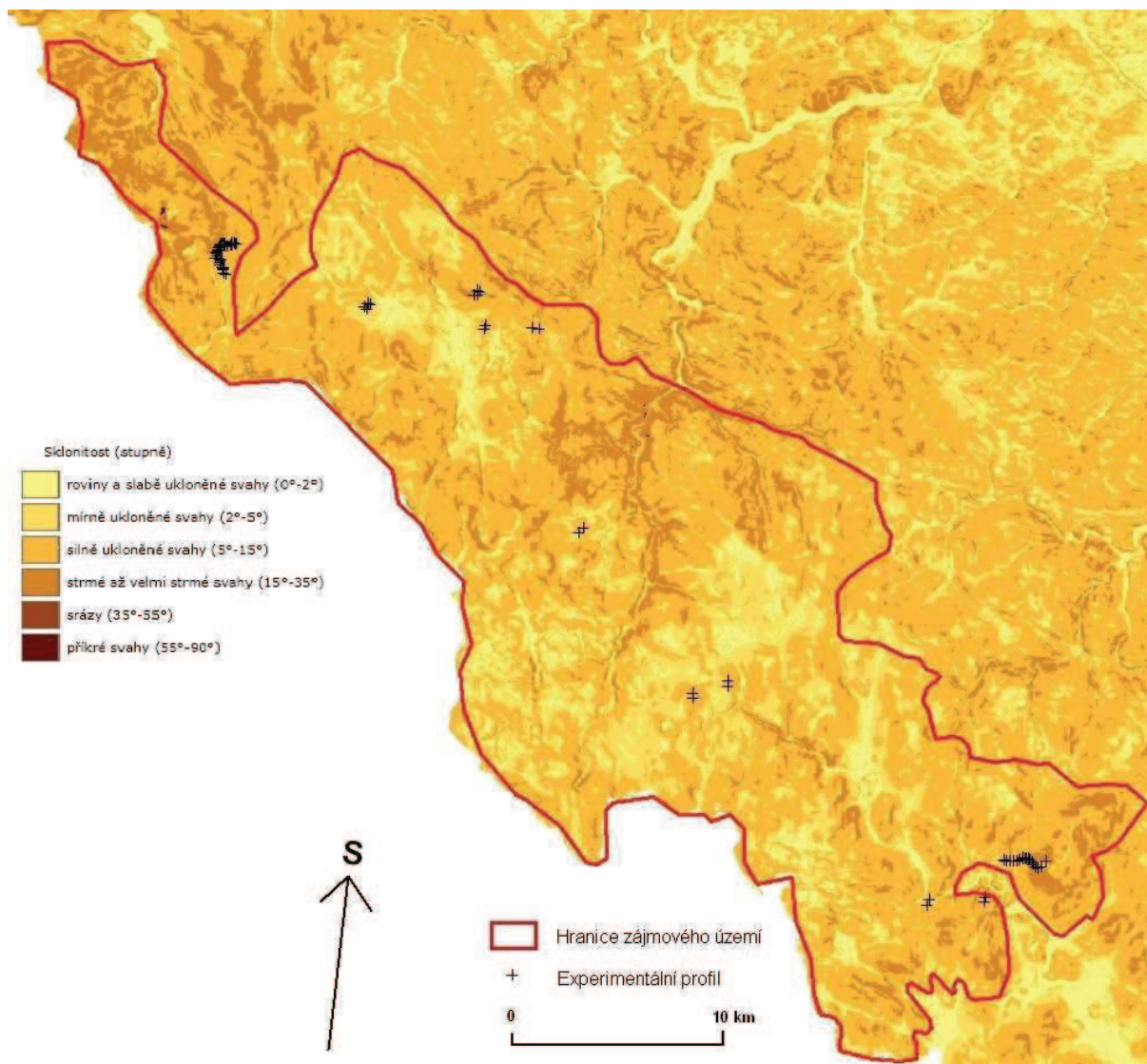


Obr. 12 - Výškové poměry v zájmovém území (zdroj: VÚV T.G.Masaryka, VGHMÚř, upraveno)

Nejvýchodnější partie zájmového území je tvořen podcelkem Boubínská hornatina, od Šumavských plání je oddělen údolím Kubohuťského a Arnoštského potoka. Je tvořen výraznými hřbety kolem Boubína (čtvrtý nejvyšší vrchol české části Šumavy) se strmými až velmi strmými svahy s absolutním výškovým rozdílem 780 m. (*Chábera, 1987, Balatka a Kalvoda, 2006*).

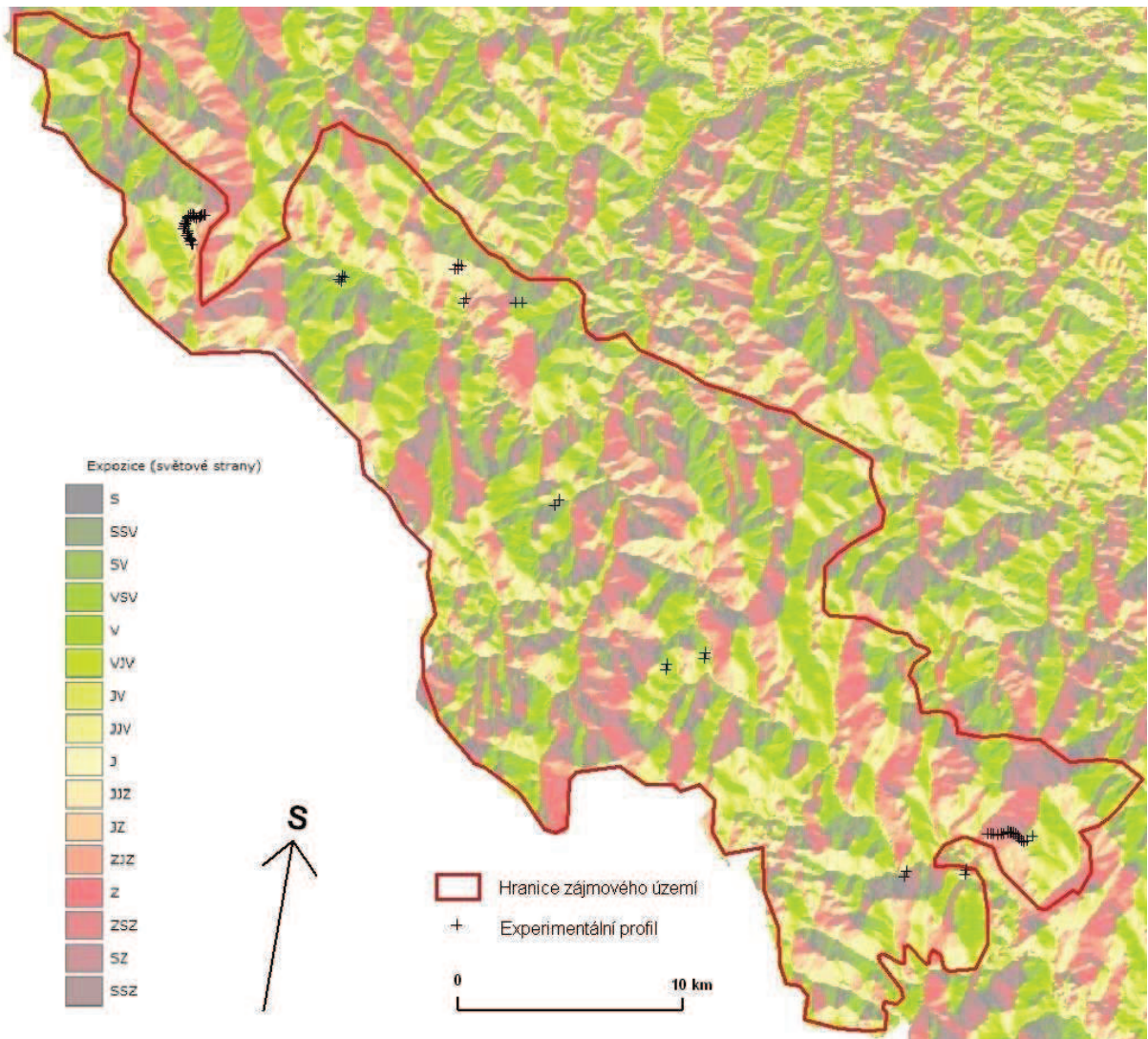
Z obrázku 12 je patrné, že nejvyšších nadmořských výšek přes 1200 m dosahují polohy při jihozápadní hranici zájmového území (podél státní hranice se SRN), a také na východě zájmového území, což odpovídá okrskům Debrnická hornatina, Kvildské pláně, Boubínský hřbet (viz výše). Nejnižší polohy pod 600 m jsou situovány v severovýchodní části podokrsku Královský hvozď, dále pak v severovýchodní části zájmového území (Svojšská hornatina, kolem 600 m n. m.), dále pak při hranicích Královského hvozdu s Debrnickou hornatinou a na jihovýchodě zájmového území, poblíž řeky Vltavy. Zde se výška pohybuje kolem 750 m n. m.

Na obrázku 13 je znázorněna sklonitost svahů v zájmovém území. Největší sklonitosti svahů (přes 15°) se vyskytují v nejvyšší části povodí Otavy, na svazích hlubokých údolí řeky Křemelné a Vydry (okrsek Svojšská hornatina). Dále významně v celém okrsku Královský hvozď a také v Boubínské části okrsku Boubínský hřbet na jihovýchodě zájmového území. Většina zájmového území náleží ke sklonitostní kategorii „silně ukloněné svahy“ (5-15°), ale rozšířené jsou i rovinatější části zemského povrchu, a to v nejhořejších partiích povodí Křemelné a Vydry, kolem Borové Lady a Jezerní slatě, kde se nalézají rozsáhlé plochy se sklonem maximálně 5° (roviny, slabě a mírně ukloněné svahy). Zde se nacházejí vhodné lokality pro výskyt horských vrchovišť.



Obr. 13 - Sklonitostní poměry v zájmovém území a blízkém okolí (zdroj: <http://mapy.nature.cz/>, upraveno)

Na obrázku 14 je znázorněna expozice svahů v zájmovém území. Z něj je vidět, že jsou expozice zastoupeny poměrně vyrovnaně, ale to nemusí platit v jednotlivých geomorfologických okrscích. Například v Královském hvozdu zcela jasně převládají východní a severovýchodní expozice, rovněž tak v Debrnické hornatině (s výjimkou její nejzápadnější části).



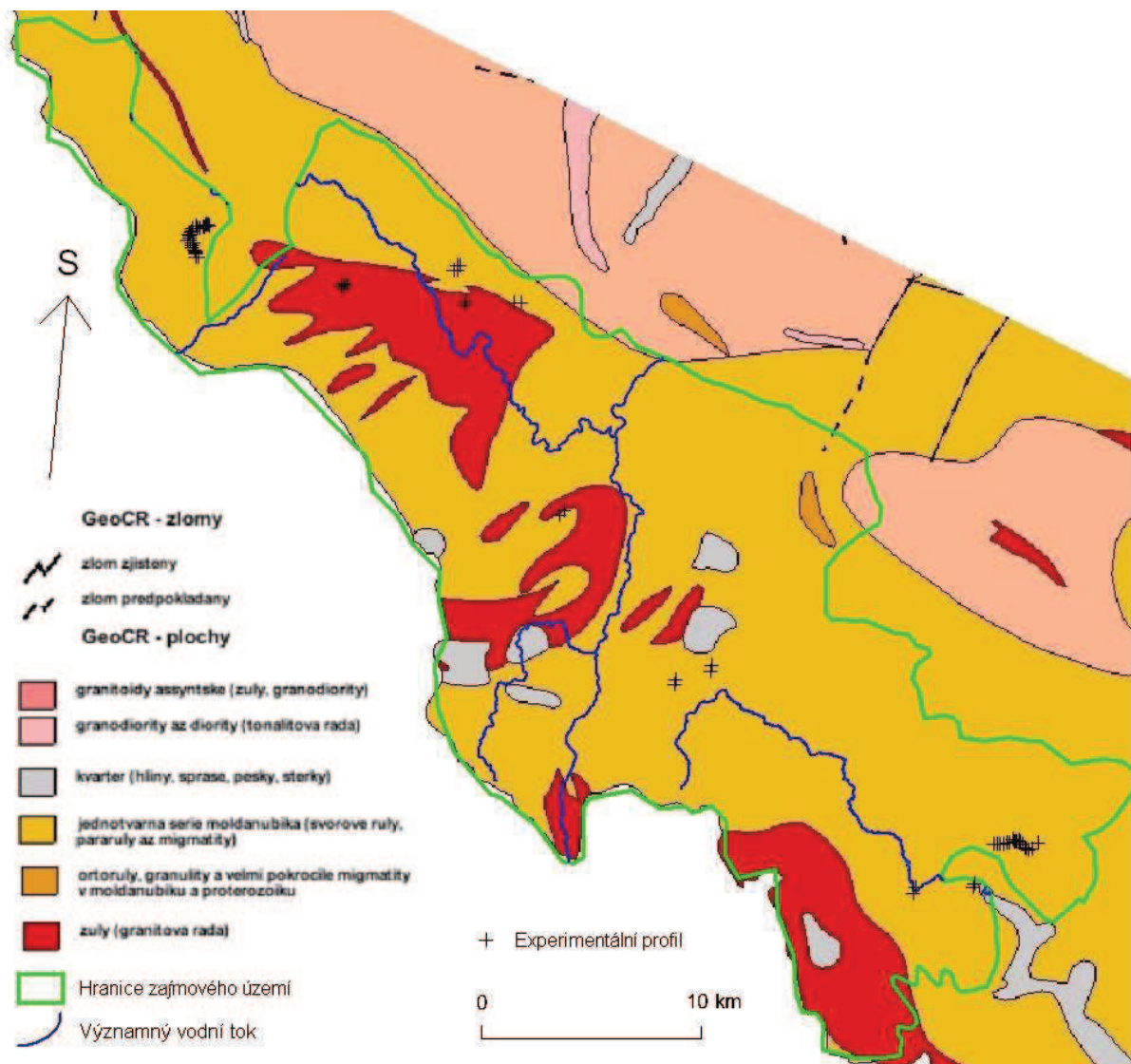
Obr. 14 - Expozice v zájmovém území a blízkém okolí (zdroj: <http://mapy.nature.cz/>, upraveno)

3.3 Geologická stavba

Šumava je částí krystalinika jádra Českého masivu, a sice šumavskou větví moldanubika. Moldanubikum se skládá z různě intenzivně metamorfovaných krystalických břidlic a migmatitů (jednotvárná série) a rovněž z těles hlubinných vyvřelin, které zde pronikaly v období variské orogeneze. Podle výzkumů je stáří moldanubika proterozoické, metamorfované horniny mohou být i stáří paleozoického.

V zájmovém území se vyskytují jak svorové ruly, pararuly, migmatity, tak i žuly. V části povrchu se rovněž vyskytují kvartérní horniny (ve vrchovištích v oblasti tzv. Šumavských plání, okrajově pak v nivě řeky Vltavy). Geomorfologický okrsek je tvořen svory, svorovými rulami a pararulami. Ve střední části území se také nachází menší těleso dvojslídneho světlého granodioritu, mezi Srním, Modravou a Rokyteckými slatěmi se nachází masiv složený z biotitické žuly, adamellitu a granodioritu. Stejného složení je i masiv v pramenné oblasti Křemelné. Jihozápadně od Srní se rovněž nachází amfibiolicko-biotitický křemenný diorit. V

okolí Prášil se nachází menší těleso granodioritu, v jihovýchodní části v oblasti okrsku Knížecí pláně se nachází biotitický porfyrický středně zrnitý granodiorit. Na severozápad od Kvildy se nachází menší těleso z dvojslídneho světlého granodioritu (Chábera, 1987). Horninové složení v zájmovém území a v blízkém okolí je přehledně zobrazeno na obrázku 15.



Obr. 15 - Geologická stavba zájmového území a jeho blízkého okolí (zdroj: <<http://geoportal.cenia.cz>>, VÚV T.G.Masaryka, upraveno)

3.4 Půdní poměry

Půdy jsou důležitou složkou v procesu zkoumání hydrologických vlastností povodí mající zásadní vliv na přechod povrchového odtoku v odtok podzemní, neboť jejich vlastnosti podmiňují intenzitu vsakování (Netopil in Jelínek, 2006) a také jímavost (retenci) (Šefrna, 2004).

Ve sběrné oblasti Otavy dominují kambizemě (oligobazické či dystrické) a rankery spolu s kryptopodzoly a podzoly (Šefrna, 2004), v celém zájmovém území pak výrazně

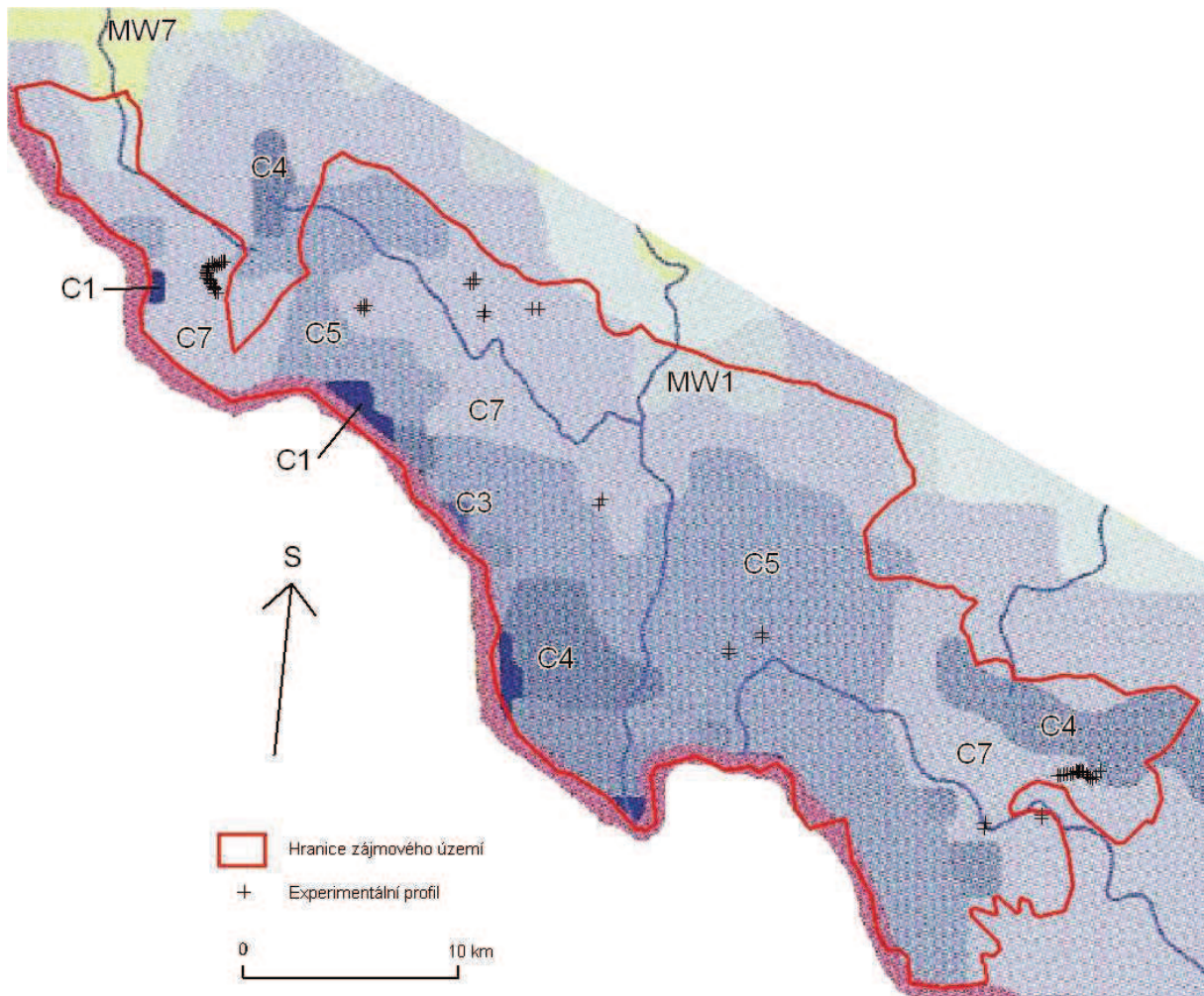
převládají kambizemní podzoly (*Culek, 1995*), podle klasifikace TKSP podzoly, konkrétně hlavně kryptopodzoly modální (KPm), které jsou typické pro zalesněné části území. Místy se v nejvyšších partiích objevuje rovněž i podzol modální (PZm). Jsou to půdy většinou písčitohlinité, se značnou příměsí horninového skeletu, mělké a silně kyselé. Na skalních výchozech a v ledovcových karech se vyskytují kamenité rankery či litozemě (*Culek, 1995*). Rozšířenou třídou půd jsou organozemě (OR), typické pro podmáčené rašelinné porosty, s vysokým obsahem humusu a silně kyselou reakcí. Další zastoupenou třídou jsou gleje, vyskytující se v nivách největších vodních toků v nejhornější části jejich povodí, níže se pak vyskytují i modální či glejové fluvizemě (FLm, FLq). V nejnižších polohách v okolí Rejštejna, Horní Vltavice a Nýrska můžeme nalézt i kambizemě, a to konkrétně kambizem dystrickou (KAd) a kambizem oglejenou kyselou (KAga), v okolí vodní nádrže Nýrsko i kambizem kyselou (KAa). Plocha tohoto typu půd je však velmi malá (*CENIA, 2013, Chábera, 1987*).

3.5 Klimatické podmínky

Klimatické podmínky jsou výsledkem dlouhodobého působení různorodých klimatických faktorů, jako je všeobecná cirkulace atmosféry, podmíněná radiačními poměry, zeměpisnou šířkou a vzdáleností od moře, dále tvar, sklon či orientace reliéfu, nadmořská výška, atd. Klima je rovněž různou měrou ovlivňováno antropogenně. Vzhledem ke značné rozmanitosti těchto faktorů můžeme rozeznávat celou řadu klimatických podmínek. Na našem území se díky své malé rozloze projevuje jen malá část těchto podmínek.

Pro větší přehlednost byly klimatické podmínky rozříděny pomocí klimatických klasifikací, které představují souhrn různých klimatických poměrů. Klimatických klasifikací charakterizujících území Česka je několik. Kromě nejstarší, Köppenovy klasifikace, se u nás používá klimatická klasifikace Atlasu podnebí ČSR a rovněž i Quittova klimatická klasifikace. Posledně jmenovaná klasifikace rozlišuje 23 jednotek ve třech oblastech (teplá, mírně teplá, chladná) definovaných určitými kombinacemi hodnot 14 klimatických charakteristik (*Tolasz et al., 2007*).

Studované území lze charakterizovat rozmanitým výskytem klimatických jednotek hlavně v důsledku velkých rozdílů v nadmořské výšce území (rozdíl činí více než 800 výškových m). Území spadá do následujících oblastí: C1, C3, C4, C5, C6, C7, MW1, MW7 (obr. 16, příloha č. 1).



Obr. 16 - Klimatické oblasti v zájmovém území (zdroj: Tolasz et al. (2007), upraveno)

Teplotní charakteristika

Teplota vzduchu je obvykle velmi závislá na nadmořské výšce, kdy klesá zhruba o $0,5^{\circ}\text{C}$ na 100 m výšky. Chábera (1987) však dodává, že tato zjevná závislost zcela neplatí ve vrcholových partiích Šumavy, kam spadá i nejvyšší část zkoumaného území. Oblast tzv. Šumavských plání lze označit jako inverzní, kde průměrná teplota dosahuje o několik desetin stupně nižších hodnot. Nejvyšší vrcholy totiž mají více ventilovanou polohu. Dále pak jsou okrajové vrcholy a severovýchodní svahy Šumavy o $0,5$ až $0,8^{\circ}\text{C}$ teplejší, než stejně vysoko položené polohy v jiných pohořích (Albrecht et al., 2003).

Podle Atlasu podnebí Česka (Tolasz et al., 2007) jsou průměrné roční teploty vzduchu v zájmovém území v intervalu cca od $+2^{\circ}\text{C}$ do $+8^{\circ}\text{C}$. Nejnižších hodnot je dosahováno v nejvyšších partiích Šumavy při státní hranici se SRN a také mělkých sníženinách Šumavských plání (Perla, průměrná teplota $+1,9^{\circ}\text{C}$ v letech 1986-1997 (Anděra et al, 2003)), nejvyšších hodnot je dosahováno v nejsevernějších partiích zájmového území (Nýrsko), a to zhruba $+7,5^{\circ}\text{C}$. Churáňov: $4,3^{\circ}\text{C}$ (Anděra et al, 2003).

Průměrné měsíční teploty vzduchu se v listopadu pohybují od -2°C do $+3^{\circ}\text{C}$ (Churáňov $+0,1^{\circ}\text{C}$), v prosinci od -5°C do -1°C (Churáňov $-2,9^{\circ}\text{C}$), v lednu od -6°C do -1°C (Churáňov -4°C), v únoru od -5°C do -1°C (Churáňov $-3,7^{\circ}\text{C}$), v březnu od -3°C do $+3^{\circ}\text{C}$ (Churáňov

-1°C) a v dubnu od +1°C do +7°C (Churáňov +2,9°C). Nejnižších hodnot je opět dosahováno v nejvyšších partiích Šumavy při hranici se SRN a mělkých sníženinách Šumavských plání, nejvyšších opět v blízkém okolí Nýrska (Tolasz *et al.*, 2007).

Teplotní charakteristikou, která je zajímavá z hlediska výzkumu sněhové pokrývky, je výskyt průměrných denních teplot nižších než 0°C. Toto období se zhruba shoduje s obdobím s výskytem sněhové pokrývky (Chábera, 1987). Zajímavou charakteristikou je rovněž počet ledových dní (tj. dní, kdy teplota nevystoupí nad bod mrazu). V zájmovém území se pohybuje mezi hodnotami 85-35.

Další zajímavou teplotní charakteristikou území je denní amplituda teploty vzduchu, která je určena jako rozdíl denního maxima a minima. Pohybuje se od cca 8°C v zimě do cca 12°C v létě. Šumava je v tomto ohledu výjimečnou lokalitou, poněvadž se vzrůstající nadmořskou výškou obecně amplituda klesá. Na Šumavě je tomu naopak - v létě je amplituda podobná jako v nižších polohách, ale v zimě je amplituda nejvyšší v celé ČR. Je tomu tak díky tzv. Šumavským pláním, kde zcela běžně minimální teploty v zimních měsících klesají pod -20°C. Nicméně index kontinentality podle Gorctznského (Tolasz *et al.*, 2007) patří k nejnižším v rámci ČR a činí zhruba 24-25 % (0 % znamená oceánské klima, 100 % kontinentální). Naproti tomu jižní Morava dosahuje hodnot kolem 30 %. Pro oceanitu je charakteristický vyrovnaný chod meteorologických prvků během roku.

Další významnou teplotní charakteristikou je průměr denních maximálních teplot v jednotlivých měsících, který v zájmovém území činí: listopad: 2-5°C, prosinec: 0-2°C, leden: -1 až +1°C, únor: 0 až +3°C, březen: 2-6°C, duben: 7-12°C. Dále pak průměr denních minimálních teplot v jednotlivých měsících, který v zájmovém území činí: listopad: -4 až 0°C, prosinec: -8 až -4°C, leden: -10 až -6°C, únor: -10 až -6°C, březen: -6 až -2°C, duben: -3 až +2°C.

Z hlediska hydrologie sněhu je poměrně zajímavou charakteristikou průměrný počet dní s přízemním mrazem, který v zájmovém území činí 160 až více než 200 dní v roce, ale hlavně průměrný počet mrazových dní (tedy dní, kde teplota ve 2 metrech nad zemí poklesne pod 0°C) v roce. Tato charakteristika se v zájmovém území pohybuje mezi hodnotami 120 až více než 200 (Tolasz *et al.*, 2007). Z tohoto vyplývá, že minimálně 4 měsíce v roce zaznamenáváme v zájmovém území mráz. Toto je důležité hlavně v jarních měsících, kdy v případě, že dojde k dočasnému poklesu teploty bod mrazu, dojde k přerušení tání sněhové pokrývky a dočasnému snížení odtoku tavné vody z ní. To se pak projevuje rozkolísanými průtoky v pramenných oblastech toků, dále po toku se již rozdíl stírají.

Průměrné datum prvního a posledního mrazového dne se v nejteplejších částech zájmového území pohybuje zhruba mezi 5. říjnem až 5. květnem, v nejchladnějších partiích mezi začátkem září a začátkem června. Průměrný počet ledových dnů (dnů s celodenním mrazem) se pohybuje mezi 40 v nejteplejších partiích a více než 80 v nejchladnějších částech (Tolasz *et al.*, 2007).

Srážková charakteristika

Při převládajícím jihozápadním a západním proudění má příhraniční část zkoumané oblasti výrazný charakter návětrné strany (Brázdil *in* Jelínek, 2008), kde dochází

k orografickému zvýšení úhrnů srážek. Avšak směrem na severovýchod, směrem do Šumavského podhůří srážek velmi výrazně ubývá, a to v důsledku značného závětrného efektu a rovněž tak fénovému efektu (*Albrecht et al., 2003*). To lze dokumentovat následujícím srovnáním průměrných ročních úhrnů několika vybraných stanic. Například průměrný roční úhrn srážek na Modravě, nacházející se pod hlavním hřebenem, činil v období 1876-1950 1337 mm (Březník, ležící rovněž pod hlavním hřebenem ve výšce 1167 m n. m. dokonce 1438 mm) (*Chábera, 1987*) a průměrný roční úhrn srážek na stanici Churáňov, nacházející se na severovýchodním okraji pohoří, byl v letech 1961-1990 1091 mm (*ČHMÚ, 14.8.2009*). Stanice na Churáňově leží ve výšce 1122 m n. m. a Modrava o více než 100 výškových m níže. To ukazuje na zmíněný fakt a rovněž ukazuje, že na české straně Šumavy nárůst srážek s nadmořskou výškou nekoreluje. Daleko více jsou srážky závislé na poloze vůči převládajícímu směru proudění. Je však třeba si uvědomit, že úhrny pocházejí z jiného časového období. Nicméně *Kubíček (2006)* poukazuje na fakt, že roční průměrné srážkové úhrny posledních let jsou nepatrně ještě vyšší, což ještě více přispívá k potvrzení tohoto úkazu.

Avšak největší průměrné srážkové úhrny na české straně Šumavy vykazuje Březník (1438 mm za období 1876-1950), dále Bučina (1330 mm). Nejvíce srážek spadlo na Březníku v roce 1922, a to 2132 mm a nejméně v roce 1882 (915 mm). Průměrné roční úhrny vybraných stanic v zájmovém území a jeho okolí znázorňuje tabulka 4.

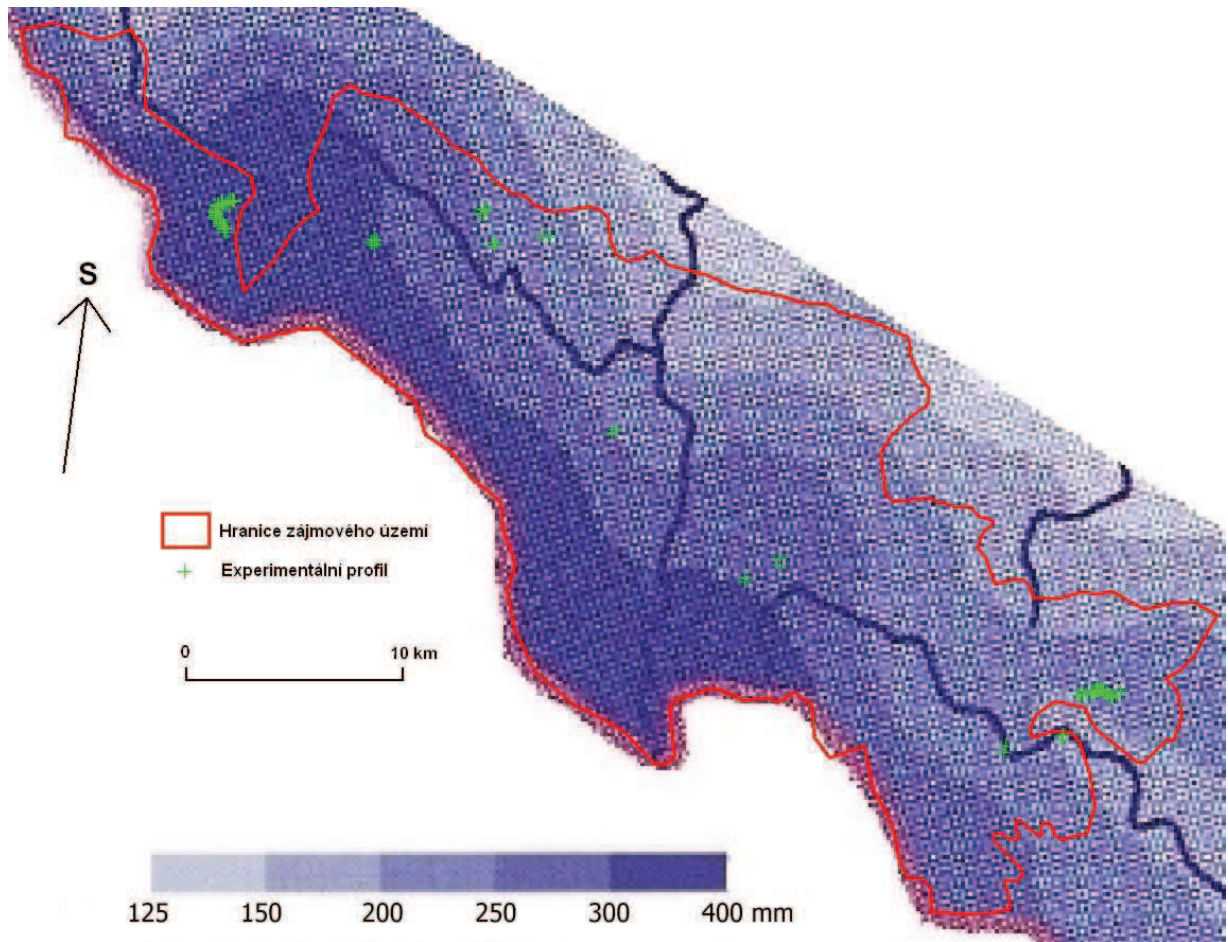
Tab. 4 - Průměrné roční úhrny srážek ve vybraných stanicích v období 1961-1990

stanice	srážky [mm]
Borová Lada	896
Churáňov	1088
Filipova Hut'	1206
Kubova Hut'	928
Kvilda	1059
Prášily	1296
Srní	1052
Strážný	983
Zwieslerwaldhaus	1438*
Sankt Oswald-Riedlhuetten	1204*
Spiegelau-Althuetten	1343*
Mauth	1197*
Zwiesel-Rabenstein	1449*

* průměrný roční úhrn za období 1998 - 2004

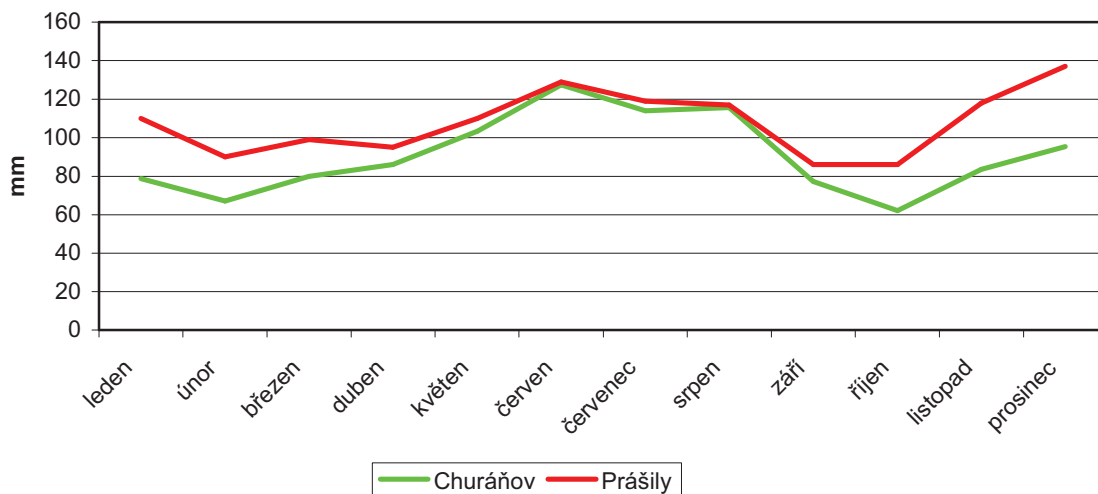
Zdroj: *Kubíček (2006)*, upraveno

V Atlase podnebí Česka (*Tolasz et al., 2007*) je jihozápadní (příhraniční) část území zařazena do nejvyššího intervalu, kde spadne přes 1200 mm za rok. Nejnižší situované části území v okolí Nýrska spadají do intervalu 700-800 mm srážek za rok. V zájmovém území můžeme nalézt i menší území ve srážkovém stínu: oblast kolem Nových Hutí a Borových Lad (*Kubíček 2006*) či okolí Hojsovy Stráže.

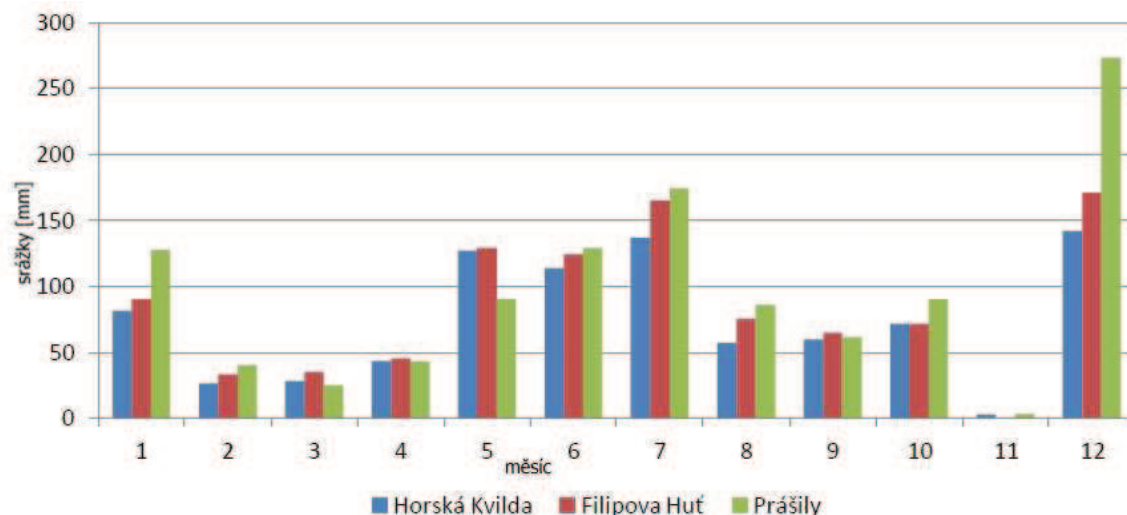


Obr. 17 – Srážkové úhrny v zimním období (prosinec-březen) (zdroj: Tolasz et al. (2007), upraveno)

V důsledku velké oceanity je rozložení srážek během roku velmi rovnoměrné. Například Modrava a Březník vykazují podíl srážek spadlých v zimní části roku 49 % jejich celoroční výšky. Směrem do Šumavského podhůří roste kontinentalita a s ní se zvyšuje podíl srážek spadlých v letní polovině roku na úkor srážek zimních (Chábera, 1987). To ukazuje obr. 18, přičemž stanice Prášily leží na návětrné straně Šumavy, kdežto Churáňov již na straně závětrné. Je zde zřetelně patrné, že nárůst srážek na návětrné straně oproti závětrné probíhá hlavně v zimní polovině roku, kdy převládá jihozápadní či západní proudění. Z grafu rovněž vyplývá, že na stanici Churáňov připadá maximum srážek v ročním chodu na letní měsíce. Rovněž lze vyzorovat podružné maximum v prosinci, kdy většina srážek v zájmovém území vpadává ve formě sněhu. Naproti tomu stanice Prášily vykazuje maximum v prosinci a v letních měsících pouze maximum sekundární. To potvrzují i data za rok 2011, kde je i poměrně dobře vidět pokles srážek ve směru do českého vnitrozemí (stanice Horská Kvilda), obr. 19.



Obr. 18 - Průměrné měsíční úhrny srážek ve stanicích Churáňov a Prášíly v období 1961-1990 (zdroj: ČHMÚ, Kubiček (2006))



Obr. 19 - Měsíční úhrny srážek v roce 2011 (zdroj: ČHMÚ, Beitlerová (2012), upraveno)

Srážky ve formě sněžení se dle Atlasu podnebí Česka (Tolasz et al., 2007) a Chábery (1987) vyskytují v nejvyšších partiích Šumavy v kterémkoliv měsíci v roce, avšak až v říjnu je podíl sněhových srážek významný. V období prosinec až únor se v těchto partiích srážky vyskytují téměř výhradně ve formě sněžení. V dubnu spadne na Březníku ještě 40 % srážek ve formě sněhu a v květnu tento podíl činí 20 %. V nejnižších částech zájmového území se však dešťové srážky i v nejchladnějších měsících (prosinec až únor) vyskytují poměrně často. Množství srážek vpadlých ve formě sněhu se pohybuje od 500 mm v nejvyšších částech Šumavy po 200 mm v podhůří (Vimperk, mimo zájmové území) (Chábera, 1987), podle Atlasu podnebí Česka (Tolasz et al., 2007) v jihozápadní (příhraniční) části zájmového území v sezóně spadne více jak 500 cm sněhu, oproti tomu na okolí Nýrska připadá pouze 110 cm napadlého sněhu.

Stejný zdroj uvádí na stanici Churáňov nejvyšší sezónní úhrn nového sněhu 612 cm (v roce 1967), největší počet dní se sněhovou pokrývkou za sezónu 182 dní (1982) a absolutní

maximum sněhové pokrývky 200 cm (17.3.1988). *Chábera (1987)* udává průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou na Šumavě na 120-150 dní (maximum 200 dní). Atlas podnebí Česka (*Tolasz et al., 2007*) uvádí v zájmovém území 60 až více než 160 dní a ještě doplňuje, že průměr sezónních maxim sněhové pokrývky roste zhruba o 15 cm na 100 m nadmořské výšky a že jižní svahy mají stejné množství sněhu zhruba o 300 metrů výše než svahy severní. Z Atlasu podnebí Česka vyplývá, že průměrné datum první sněhové pokrývky se v nejvyšších částech zájmového území nachází před 20. říjnem a v nejnižších místech území kolem 20. listopadu. Naproti tomu průměrné datum posledního výskytu sněhové pokrývky je po 10. květnu, respektive zhruba 5. dubna. Stejný zdroj uvádí průměr maxim sněhové pokrývky od 25 cm u Nýrska po více jak 150 cm na šumavském pohraničním hřebenu. Sezónní sněhová maxima se obvykle vyskytují v březnu, případně únoru, ale například během zimy 1956/57 bylo na stanici Churáňov dosaženo zimního maxima již v listopadu (83 cm) (*Anděra et al., 2003*).

Počet dní se sněžením se v zájmovém území pohybuje mezi 70 (okolí Nýrska) až po 110 v nejvýše položených partiích, kde v zimních měsících padá sníh průměrně 20 dní v měsíci. Významnější sněžení (>10 cm za den) je v zájmovém území v sezóně průměrně pozorováno 4 krát až více jak 20 krát, v případě denní nové sněhové pokrývky nad 20 cm pak v okolí Nýrska bývá pozorováno vyjimečně, v nejvyšších polohách i více jak 4 krát v sezóně (*Tolasz et al., 2007*).

Sluneční záření

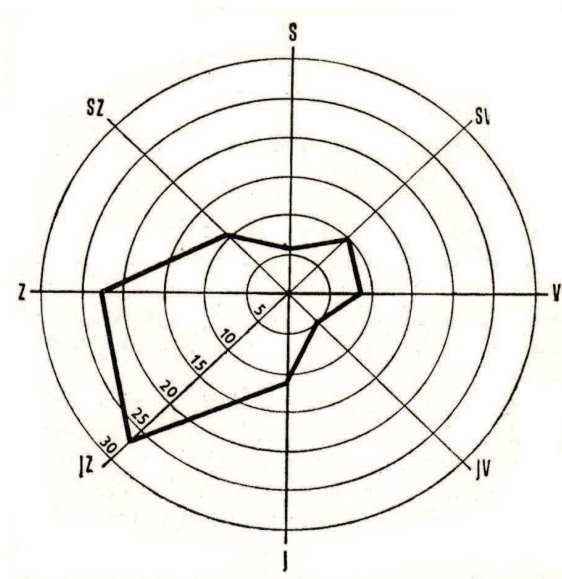
Průměrný roční úhrn globálního záření dosahuje ve sledovaném území zhruba hodnot 3700-3800 MJ.m⁻² (*Tolasz et al., 2007*). Globální záření je součtem přímého záření od slunce a rozptýleného záření v atmosféře dopadajícího na jednotku plochy. Množství této energie je závislé jednak na výšce slunce nad obzorem a také na pokrytí oblohy oblačností. *Kubiček (2006)* poukazuje na fakt, že zatímco v letním období vykazují návětrné oblasti větší oblačnost než závětrné polohy a podhůří, v zimním období je tomu naopak. Děje se tak v důsledku zimních inverzí, kdy nižší polohy se topí v mracích, kdežto na hřebenech vládne slunečné počasí s minimem oblačnosti. Průměrný počet jasných dní (tedy dní s relativním slunečním svitem vyšším než 80 %) za měsíc se v zimním období na stanici Churáňov pohybuje kolem hodnot 5-6, přičemž tento počet je vyšší než u stanic umístěných v nížinách. V létě je tomu právě naopak. Průměrná roční oblačnost se pohybuje v zájmovém území kolem hodnoty 60 %, průměrný roční úhrn doby trvání slunečního svitu kolem hodnoty 160 hodin (*Tolasz et al., 2007*).

Vítr

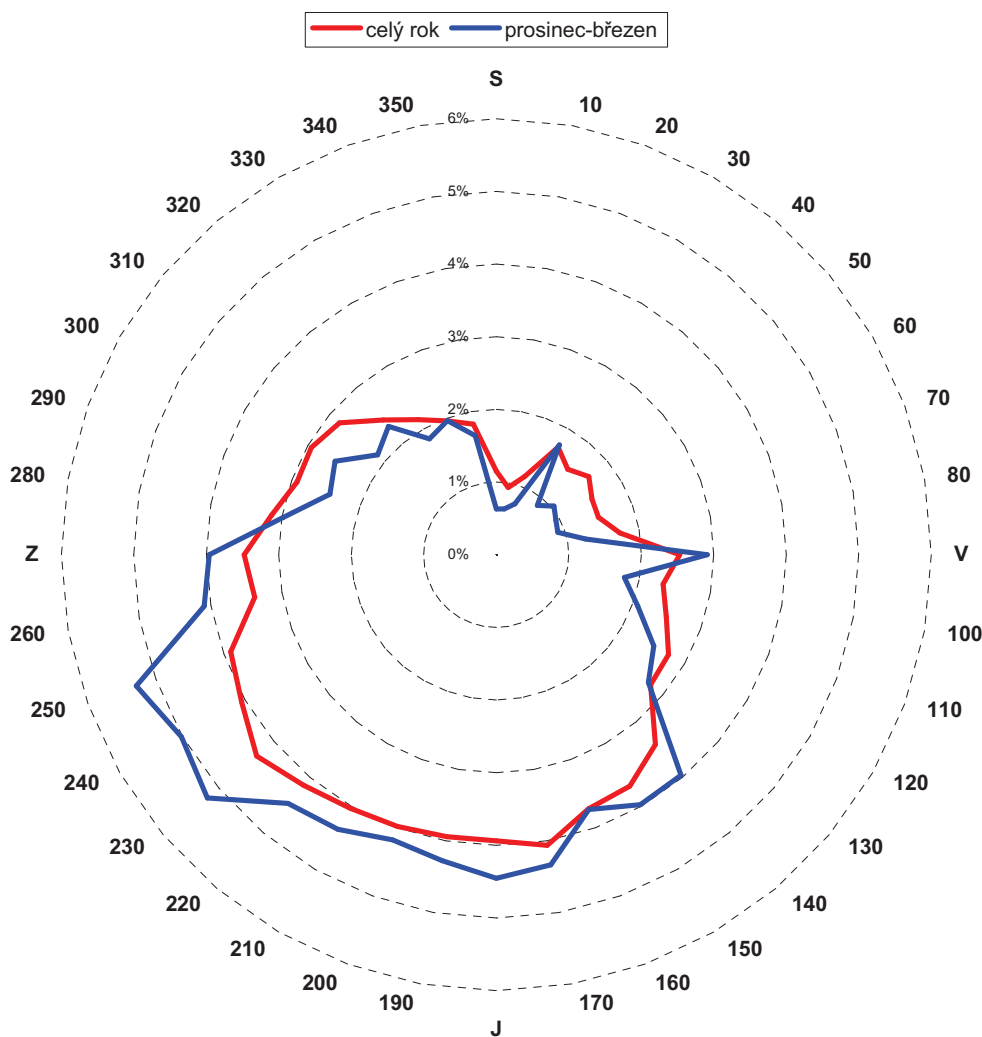
Vítr hraje významnou roli při formování sněhové pokrývky, jelikož unáší sněhové vločky a redistribuuje je v krajině - odnáší sníh z více exponovaných míst do míst závětrných, kde se sníh akumuluje. Průměrná roční rychlost větru se v zájmovém území pohybuje od hodnoty zhruba 3,5 m.s⁻¹ v hlubokém údolí Otavy a Úhlavy, až i více než 8 m.s⁻¹ v hřebenových partiích. Zima je obecně v rámci ČR největnějším obdobím, avšak průměrné zimní hodnoty v zájmovém území jsou totožné s průměry ročními (*Tolasz et al., 2007*).

Směr větru v daném místě přehledně ukazují větrné růžice, které ukazují podíl každého směru na celkovém souboru. Obrázek 20 znázorňuje větrnou růžici na stanici Churáňov, která se nachází v podokrsku Modravské pláně. Z ní lze snadno vyčíst, že zde převládají jihozápadní a západní větry. Relativní četnost ostatních směrů je nízká. Pro porovnání je na dalším obrázku (obr. 21) znázorněna větrná růžice klimatické stanice PřF UK v lokalitě Březník. Jedna křivka znázorňuje celoroční rozložení směru větrů, druhá rozložení pouze v zimním období (prosinec až březen). Údaje jsou však jen z období listopad 2008 až únor 2013, takže jejich srovnání je třeba brát s rezervou. Rovněž je třeba uvažovat i jejich umístění - stanice Churáňov je lokalizována na vrcholu kopce, Březník se nachází v údolí, a tak je třeba brát v úvahu orografické ovlivnění směrů větru. Obě růžice však při porovnání nevykazují významnější rozdíly. Pouze na stanici Březník jsou četnější jižní větry, což lze vysvětlit severojižním průběhem Luzenského údolí.

Při porovnání křivky znázorňující rozložení větru v zimním období s celoroční křivkou je poměrně zřetelně vidět zvýšení četností jižních, ale hlavně jihozápadních větrů, a to na úkor větru severozápadních až východních. To odpovídá sezónním změnám rozložení tlakového pole (islandská cyklóna se v zimě přesouvá poněkud více na jih) a dalším, výše zmíněným důvodům.



Obr. 20 - Relativní četnost směrů větru na stanici Churáňov (zdroj: Chábera (1987))



Obr. 21 - Relativní četnost směrů větru Březník (pouze 4.11.2008 - 12.2.2013) (zdroj: PřF UK)

3.6 Hydrografické a hydrologické poměry

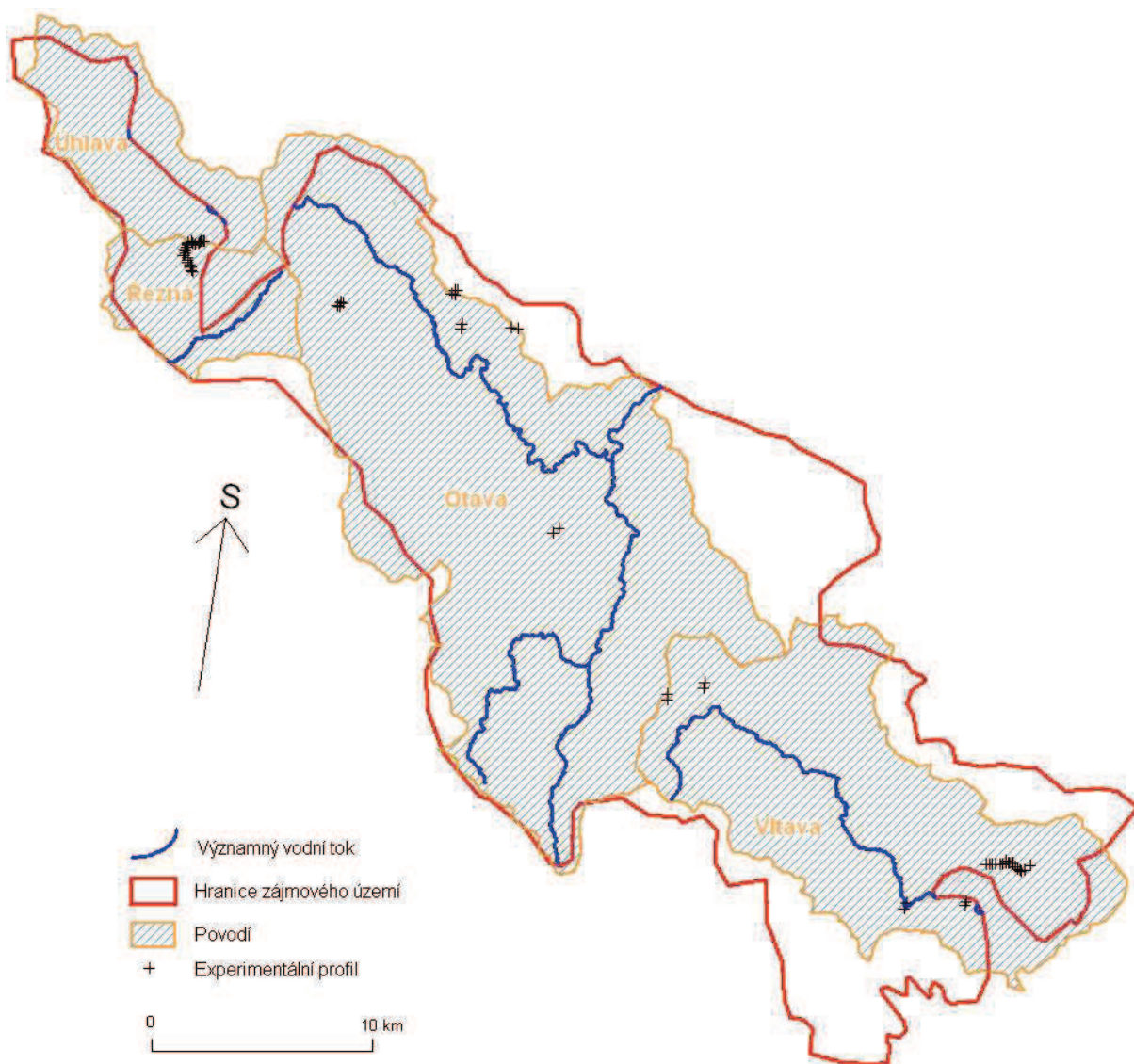
Otava je vodním tokem III. řádu, který vzniká soutokem řek Křemelná a Vydra u Čeňkovy pily a ústí zleva po 112 km (od soutoku Křemelné a Vydry) do Vltavy na 169,1. říčním kilometru při průměrném průtoku $26 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Odtoková výška pro profil Otava-Rejštejn činí 780 mm. Jako oficiální pramen Otavy je považován Luzenský potok, který po soutoku s Březnickým potokem tvoří potok Modravský, jednu ze dvou zdrojnic Vydry. Celková plocha povodí činí $3788,2 \text{ km}^2$. Otava náleží k úmoří Severního moře a hydrologické číslo povodí je 1-08-01.

Úhlava je vodním tokem IV. řádu, pramení na západním svahu hory Pancíř (1214 m n. m.) ve výšce zhruba 1150 m n.m, mimo zájmové území. Odtoková výška pro profil Úhlava-Stará Lhota činí 568 mm, průměrný roční průtok $1,46 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Úhlava náleží k úmoří Severního moře a hydrologické číslo povodí je 1-10-03.

Vltava je vodním tokem II. řádu, pramení na východním svahu Černé hory (1315 m n. m.) ve výšce zhruba 1172 m n.m, v podokrsku Roklanské pláň. Odtoková výška pro profil

Vltava-Lenora činí 558 mm, průměrný roční průtok $3,11 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Vltava náleží k úmoří Severního moře a hydrologické číslo povodí je 1-06-01.

Řezná je vodním tokem II. řádu, pramení na jihovýchodním svahu hory Pancíř (1214 m n. m.) ve výšce zhruba 1050 m n.m, mimo zájmové území. Odtoková výška pro profil Řezná-Alžbětín činí 718 mm, průměrný roční průtok $0,68 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Řezná náleží k úmoří Černého moře a hydrologické číslo povodí je 4-02-01 (ČHMÚ, 12.2.2013). Povodí uzavřena výše zmíněnými profily jsou znázorněna na obrázku 22.



Obr. 22 – Významná povodí v zájmovém území (zdroj: VÚV T.G.Masaryka, upraveno)

Správcem všech toků v povodí na území národního parku je Správa NP Šumava. Mimo národní park jsou pak správcem Lesy České republiky, s.p. (LČR), případně Povodí Vltavy, s.p.

V zájmovém území se také nachází značné množství organogenních jezer rašelinného typu převážně menší rozlohy. Jen v samotných Modravských slatích se jich vyskytuje zhruba 207 s celkovou rozlohou 203 ha (Mrázková a Skuhrový in Janský, Šobr et al., 2003). Nicméně

zde můžeme lokalizovat i 4 jezera ledovcového původu hrazené morénovými valy. Jedná se o Černé jezero (s hladinou ve výšce 1008 m n. m., rozlohou 18,43 ha, maximální hloubkou 40,6 m) Čertovo Jezero (1030 m n. m., 10,33 ha, 36,5 m), Prášilské jezero (1079 m n. m., 4,2 ha, 17,2 m a objemem vod 349 920 m³) a jezero Laka (1084 m n. m., 2,58 ha, 3,5 m, 48 818 m³), které však vykazuje některé znaky jezera organogenního - vyskytují se zde plovoucí ostrovy, břehy pozvolna zarůstají ve slatiniště (*Janský, Šobr et al., 2003, Ottova encyklopedie, 2006*).

Také se v území nachází několik nádrží, tzv. klauz (Javoří, Rokytecká, Roklanská, Novohuťská, Studená, Březník, Ptačí a Černohorská), dříve sloužících jako zásobárna vody pro plavení dřeva. Zmíněné nádrže jsou však dnes vypuštěny a nejsou udržovány.

Omezené hydraulické spojení mezi horskými rašeliníšti a povrchovými toky souvisí se specifickými geomorfologickými poměry v povodí Vydry. Toky mají velký sklon a jsou hluboce zaříznuté do okolního reliéfu, přičemž svými údolními dny často zasahují pod bazální úroveň rašeliníšť, z nichž většina je svahového typu (*Janský, 2004*).

Morfometrické charakteristiky povodí

Tvar, sklonitost a další charakteristiky povodí mají velký vliv na rozložení průtoku v závěrovém profilu při srážkách či tání sněhu. Pro charakteristiku povodí a porovnání s jinými územími byly vypočteny následující charakteristiky zájmového území.

Hustota říční sítě - r

$$r = 3,483 \text{ km/km}^2$$

Spád toku - Δh_t

(výškový rozdíl koncových bodů zkoumaného úseku toku)

Úhlava: $\Delta h_t = 660 \text{ m}$

Řezná: $\Delta h_t = 340 \text{ m}$

Otava: $\Delta h_t = 650 \text{ m}$

Vltava: $\Delta h_t = 415 \text{ m}$

Střední sklon toku - I

(poměr spádu toku Δh_t ku délce toku L)

Úhlava: $I = 50,24 \text{ ‰}$

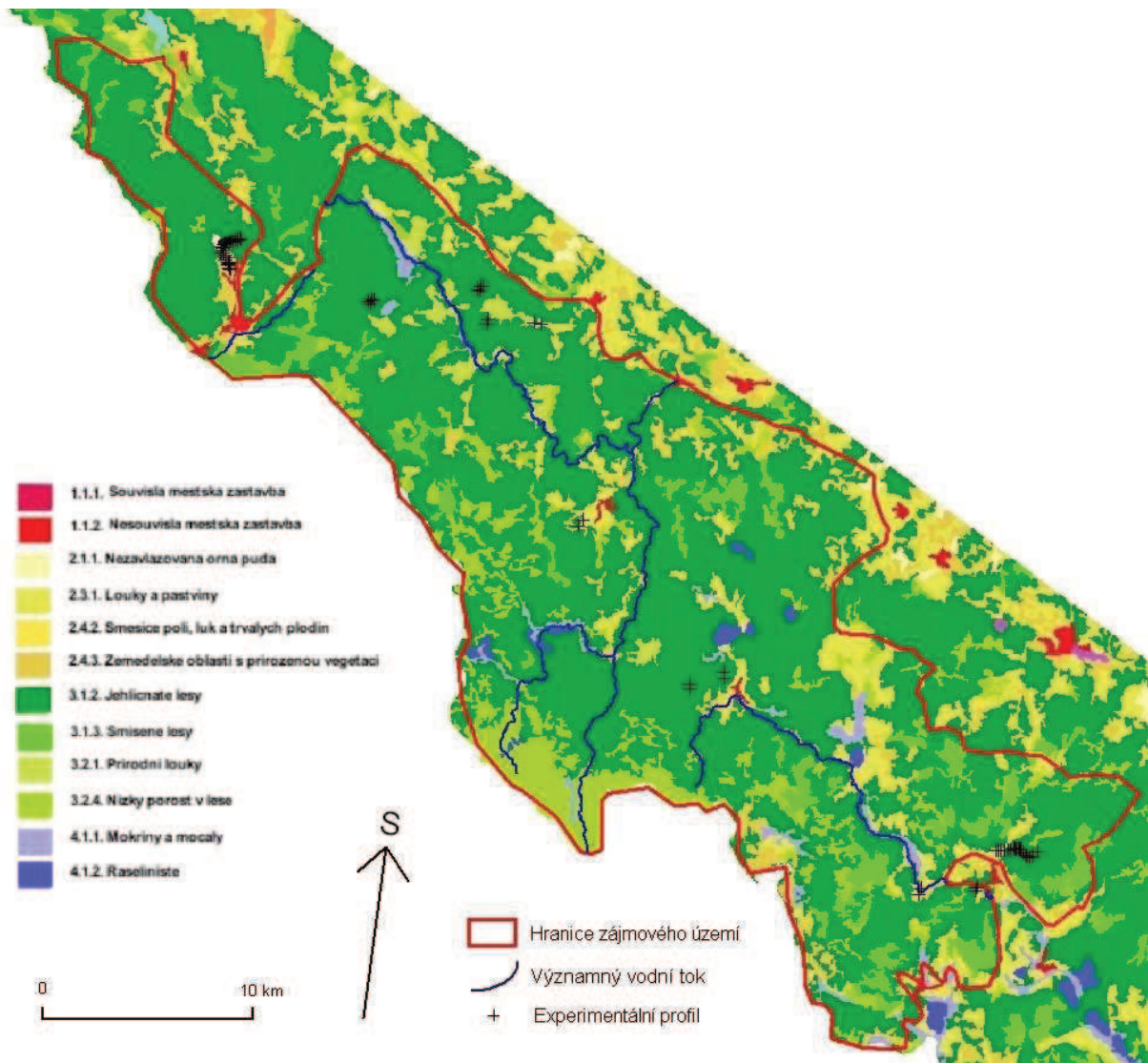
Řezná: $I = 44,40 \text{ ‰}$

Otava: $I = 22,97 \text{ ‰}$

Vltava: $I = 11,46 \text{ ‰}$

3.7 Land use, land cover

Sledované území je územím příhraničním s relativně nízkým zalidněním díky nepříhodným klimatickým podmínkám. Díky těmto faktorům jsou hlavním krajinným pokryvem „jehličnaté lesy“, které zaujímají více než polovinu plochy povodí. Dalším hojně rozšířeným krajinným pokryvem je „nízký porost v lese“, „louky a pastviny“, „smíšené lesy“ a „přírodní louky“. V menší míře jsou zastoupeny „zemědělské oblasti s přirozenou vegetací“, „mokřiny a močály“ a rovněž „rašelinisté“, jejichž zdejší rozloha je v rámci ČR jedinečná. „Nesouvislá městská zástavba“ je zastoupena zřídka a v malé ploše. Přehled tříd krajinného pokryvu je znázorněn na obrázku 23 (Fliegl, 2009).



Obr. 23 - Třídy krajinného pokryvu dle CORINE 2006 (zdroj: <<http://geoportal.cenia.cz>>, upraveno)

3.8 Biogeografie

Sledovaná oblast spadá do biogeografické provincie středoevropských listnatých lesů, biogeografické podprovincie hercynské a celá rovněž do biogeografického regionu (bioregionu) Šumavského. Rejštejnem prochází hranice Šumavského bioregionu se Sušickým bioregionem. Převažuje zde typická biota smrkovojedlobukového vegetačního stupně. Významnou část zde zaujímá rovněž jedlobukový vegetační stupeň, který se vyskytuje v nižších polohách až přibližně do nadmořské výšky 900-1000 m, a rovněž i smrkový vegetační stupeň, nacházející se v nejvyšších polohách nad cca 1200 m n. m. Výskyt klečového vegetačního stupně je na české straně Šumavy velmi vzácný, jediným územím s plně vyvinutým klečovým stupněm je vrchol Velkého Javoru nacházející se v německé části Šumavy (Culek et al., 2005). Velmi okrajově do zájmového území zasahuje i čtvrtý, bukový vegetační stupeň (Culek et al., 1995), a to na severozápadě území v okolí Nýrska.

V Šumavském bioregionu tvoří potenciální vegetaci květnaté bučiny doplněné květnatými jedlinami, ve vyšších polohách acidofilní horské bučiny. Nejvyšší vrcholy hostí horské smrčiny případně podmáčené smrčiny ve sníženinách a také rašeliniště. Ráz bioty je výrazně ovlivněn alpskými druhy, vyskytuje se zde řada reliktních prvků, zejména na rašeliništích a ledovcových karech (Culek et al., 1995).

V zájmovém území je přítomna velká řada biochor vegetačních stupňů popsaných výše. Největší podíl na rozloze mají následující: podmáčené plošiny s vrchovišti 7. vegetačního stupně (dále jen v.s.) zaujímající plochy rašelinišť; podmáčené pahorkatiny s rašeliništi 7. v.s.; hřbety na kyselých plutonitech či metamorfitech 6. a 7. v.s.; svahy na kyselých metamorfitech 6. v.s.; pahorkatiny na kyselých metamorfitech 6. v.s.; výrazná údolí v kyselých metamorfitech či plutonitech 5 a 6. v.s.; podmáčené sníženiny s menšími rašeliništi 5. v.s., podmáčené sníženiny s vrchovišti 6. v.s., podmáčení sníženiny na kyselých horninách 5. v.s. Pro svou jedinečnost je třeba zmínit i ledovcové kary v kyselých metamorfitech 7. v.s. (<http://mapy.nature.cz>). Podrobný popis těchto biochor poskytuje Biogeografické členění České republiky, II. díl (Culek et al., 2005).

Jednoznačně plošně nejrozšířenější dřevinou je smrk, jehož výskyt je v této oblasti přirozený, nikoliv však jeho četnost. Již na konci 17. století docházelo na území k těžbě dřeva, postupem času se těžiště těžby přesouvalo do vyšších, méně dostupných poloh. V průběhu 19. století docházelo k umělému zalesňování, které vedlo ke zvýšení podílu smrku v lesích na úkor buku, jedle, javoru či jilmu. V současnosti tak smrk tvoří dominantní druh nejen ve smrkovém vegetačním stupni, ale i v nižších stupních. Na svazích v suťových lesích dominuje javor klen a jilmy, na skalách se vyskytují reliktní bory. V celém Šumavském bioregionu je zastoupení dřevin v lesních porostech následující: Smrk 81,7 %, Buk 6,2 %, Borovice 5,6 %, Jedle 2 %, Bříza 1,7 %, Borovice blatka 1,1 %, ostatní dřeviny méně než 1 % (Culek et al., 1995).

V keřovém patře nižších poloh je zastoupen zimolez černý (*Lonicera nigra*) či lýkovec jedovatý (*Daphne mezereum*). Bylinné patro je velmi bohaté, ze zástupců je třeba jmenovat kyčelnici cibulkonosnou (*Dentaria bulbifera*), žindavu evropskou (*Sanicula europaea*), řeřišnici nedůtklivou (*Cardamine impatiens*) či svízel vonný (*Galium odoratum*) (Anděra a Zavřel, 2003).

Ve vyšších polohách v smrkovém vegetačním stupni můžeme naléznout kromě nejrozšířenějšího smrku rovněž jeřáb ptačí (*Sorbus aucuparia*). V chudém bylinném patře se nalézá například kapraď osténkatá (*Dryopteris austriaca*).

V rašelinných a podmáčených smrčinách na vrchovištích je dobře vyvinuto mechové patro s hojným výskytem rašeliníků a ploníků. Bylinné patro je zastoupeno dřípatkou horskou (*Soldanella montana*).

Typickým zástupcem podmáčených slatí je borovice blatka a borovice kleč, které jsou střeoevropským endemitem (Dohnal, 1965). Dalším významným druhem je bříza trpasličí (*Betula nana*), klikva maloplodá (*Vaccinium microcarpa*), blatnice bahenní (*Scheuchzeria palustris*) a četné další druhy, často vzácné (Anděra a Zavřel, 2003).

Významným krajinným prvkem jsou polopřirozené louky, vzniklé činností člověka - odlesněním. Na loukách probíhalo extenzivní zemědělství, častá byla pastva dobytka. V nedávné době byly louky a pastviny poničeny melioracemi, v současnosti jsou často ponechány ladem a znehodnoceny sukcesí (Culek et al., 1995, 2005). Mezi nejrozšířenější zástupce zde patří smilka tuhá (*Nardus stricta*) s příměsí borůvky či brusinky. V nižších polohách se na loukách hojně vyskytuje kerblík lesní (*Anthriscum sylvestris*), lomikámen zrnatý (*Saxifraga granulata*) a kostřava červená (*Festuca rubra*) (Anděra a Zavřel, 2003).

Fauna na sledovaném území je také velmi rozmanitá s výskytem velmi ohrožených druhů a odvíjí se od daného biomu.

V nižších polohách smíšeného horského lesa je fauna velmi rozmanitá a bohatá s hojným výskytem měkkýšů, členovců (střevlík zlatolesklý), ptáků (orel křiklavý, jeřábek lesní, strakapoudi a datlové) a savců (netopýr velkouchý a stromový, plšík lískový, prase divoké, jelen evropský).

Ve vyšších polohách klimaxových smrčin je fauna o poznání chudší. Vyskytují se zde motýli (okáč rudopásný), brouci (kozlíček smrkový, draví střevlíci), ptáci (tetřev hlušec, kulíšek nejmenší, kos horský, ořešník kropenatý, křivka obecná, králíček obecný) a savci (myšice lesní, kuna lesní, rys ostrovid, kočka divoká) a mnoho zástupců z předchozího biomu, jako například jelen evropský. Velcí draví savci byli na Šumavě a tedy v zájmovém území v minulosti vyhubeni člověkem (medvěd v roce 1856, vlk 1891, bobr již v 18. století, rys, kočka divoká). Poslední dva jmenované druhy byly znovu člověkem úspěšně uměle vysazeny do volné přírody v 70. a 80. letech minulého století a například rys ostrovid je nyní nedílnou součástí šumavské přírody (Chábera, 1987), i když pod velkým tlakem člověka..

Rašeliniště a podmáčené smrčiny jsou místem reliktních stanovišť borealpinní fauny, jakožto pozůstatek pleistocénního zalednění. Zde mají významné zastoupení vážky (rody *Aeschna* a *Leucorrhina*), chrostíci (*Hagenella clathrata*), ploštice (znakoplavka horská) a motýli (žlutásek borůvkový, perleťovec severní a mokřadní, modrásek stříbroskvrnný a travařík *Pediasia truncatella*). Dále se zde vyskytuje střevlík, mravenec rašeliništní, severští pavouci rodu *Pardosa* či mouchy pestřenky. Z plazů zde žije ještěrka živorodá a zmije obecná, z ptáků můžeme pozorovat tetřívka obecného, vodouše kropenatého či lindušku luční. Ze savců pouze myšivku horskou (Culek et al., 1995).

Dalšími lokalitami vhodnými pro život fauny jsou jezerní stěny jezer Laka a Prášílského, kde je možno pozorovat sokola stěhovavého a jezevce lesního.

Horské louky jsou útočištěm četných druhů hmyzu (ohniváček modrolesklý) a slouží i jako pastevní plochy pro velké lesní kopytníky (*Chábera, 1987*), (*Fliegl, 2009*).

3.9 Ochrana přírody a krajiny

Pro svoji přírodní jedinečnost, výskyt velmi zachovalé, přírodě blízké krajiny s rozlehlým komplexem lesů, rašelinišť, horských luk i ledovcových jezer a výskyt mnoha vzácných či ohrožených druhů i endemitů bylo území Šumavy již v roce 1963 vyhlášeno chráněnou krajinnou oblastí (CHKO). Nejcennější území (s výjimkou Černého a Čertova jezera a Boubína) bylo posléze v roce 1991 vyhlášeno národním parkem. Zbývající území CHKO se tak stalo jakýmsi ochranným pásmem národního parku.

Zájmové území se z velké části nalézá na území Národního parku Šumava, s výjimkou nerozlehlých partií při okrajích zájmového území. Zbývá část, oblast prameniště Křemelné, Úhlavy, Řezné a výše zmíněné okrajové partie se nachází v CHKO Šumava. V tomto území se nachází národní přírodní rezervace: „Černé a Čertovo jezero“, „Bílá strž“, „Boubínský prales“, dále pak přírodní rezervace: „Prameniště“, „Zhůřská pláň“, „Zhůřská hnízdiště“ a „Zhůřský lom“, „Páteříkova Hut“, „Poustka“, „Žezulka“, „Hamižná“, „Amálino údolí“, „Pod Popelní horou“, „Losenice II“, „Rašeliniště u Martinala“, „Najmanka“, „Pravětínská Lada“, „Niva Kořenského potoka“, „Hliniště“, „Zátoňská hora“ a Hornovltavické pastviny. Dále pak přírodní památky: „Brčálnické mokřady“, „Královský hvozd“, „Malý Polec“, „Pasecká slat“, „Pod Ostrohem“ a „Jilmová skála“ (<http://mapy.nature.cz>).

V oblasti národního parku jsou nejvýznamnější lokality vyhlášeny 1. zónami NP, jejichž množství sahá do počtu desítek a jsou většinou nevelkého rozsahu. Mimo tyto zóny se zde nachází rovněž několik přírodních památek: „Modravské slatě“ (rozprostírající se jihozápadním směrem od obce Modrava při státní hranici), „Tetřevská slat“, „Jezerní slat“, „Povydří“, „Kvilda-Pod políčky“, „Olšinka“, „Vltavské stráně“, „Pramen Vltavy“, „Borová Lada“, „Pod Šindlovem“, „Žďárecká slat“, „Buková slat“, „Kotlina Valné“ a „Strážný-Pod obecním lesem“.

Celé území navíc náleží do systému ochrany přírody Evropské unie Natura 2000. Celé zájmové území se nachází v Evropsky významné lokalitě (EVL) „Šumava“ a naprostá většina území náleží do ptačí oblasti „Šumava“. Navíc se celé zájmové území nachází uvnitř biosférické rezervace UNESCO s názvem „Šumava“, vyhlášené v roce 1990. Rašeliništní komplexy jsou taktéž chráněny Ramsarskou úmluvou o ochraně mokřadů. Za zmínku jistě stojí i fakt, že se území nachází v chráněné oblasti přirozené akumulace vod (CHOPAV). Dále je oblast Roklanských a Modravských plání a také Královský hvozd nadregionálním biocentrem v rámci Územního systému ekologické stability (ÚSES) (<http://mapy.nature.cz>).

3.10 Lokalizace experimentálních profilů

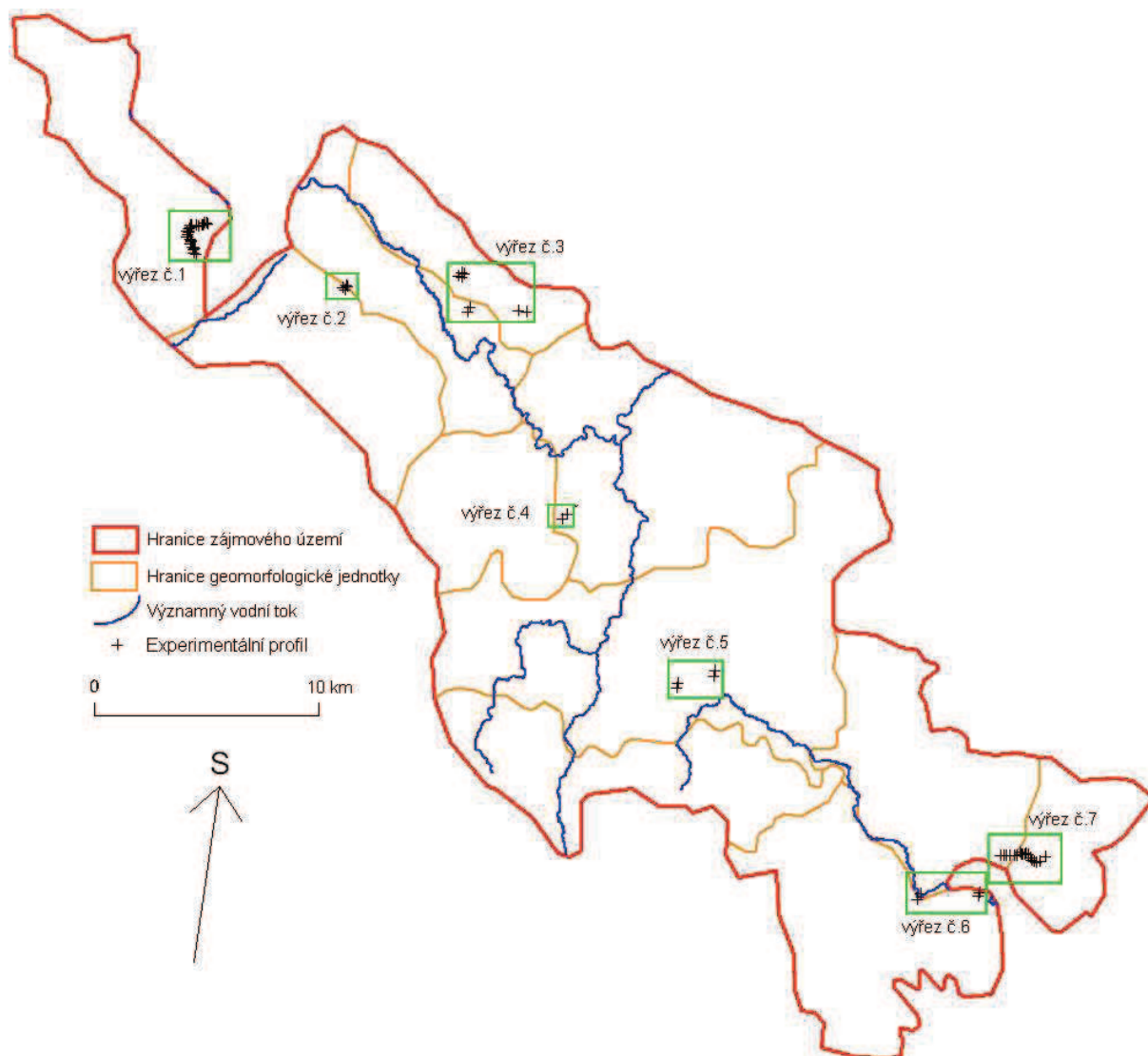
V rámci zájmového území bylo na základě zkušeností z minulých let vytipováno 14 experimentálních profilů s celkem 68 odběrnými body. Profily je možno rozdělit do dvou typů:

- 1) kontinuální profily s hlavním zkoumaným faktorem „nadmořská výška“, případně „expozice“
- 2) osamocené profily s hlavním zkoumaným faktorem „expozice“, případně „vegetace“

Profily prvního typu nalezneme na výrazných svazích s velkým převýšením, konkrétně na jižním a východním svahu hory Špičák, 1202 m n. m., (profil je tedy možno logicky nazvat „Špičák“). Zde se nacházejí body SV07-SV14 a SJ02-SJ14 ve výškách 1000 – 1175 m n. m., respektive 875 – 1175 m n. m. Dále na západním svahu hory Pažení, 1281 m n. m. v masivu Boubína (profil je tedy možno logicky nazvat „Boubín“). Zde se nacházejí body B01-B18 ve výškách 850 – 1275 m n. m. V těchto všech profilech jsou odběrné body vzdáleny zhruba 25 výškových metrů a nacházejí se ve velmi podobném vegetačním pokryvu, což umožňuje dobré posouzení vlivu nadmořské výšky na kvalitativní i kvantitativní charakteristiky sněhové pokrývky. Rovněž tak sklonitost svahů je až na malé výjimky ve východním svahu profilu „Špičák“ velmi podobná.

Profily druhého typu (C01-C11) lze nalézt po celém zájmovém území, v nadmořských výškách 835-1240 m n. m., v blízkosti veřejných pozemních komunikací pro snazší přístup. Tyto profily tvoří jakési dvojčky. 6 dvojic bodů se nachází ve vzrostlém lese (korunový zápoj nad body se pohybuje v rozmezí 0,80 – 0,90), 5 dvojic na louce s vyloučenou intercepcí korun stromů (ve dvou dvojicích bodů je však nutno počítat se zastíněním před slunečním svitem v ranních a večerních hodinách v důsledku poměrné blízkosti vzrostlého lesa). Oba body v rámci každé dvojice bodů nacházejících se ve vzrostlém lese mají velmi podobný korunový zápoj (viz tab. 5). Díky tomu a díky jejich lokalizaci je možno zkoumat vliv na charakteristiky sněhové pokrývky právě pouze jednoho fyzicko-geografického faktoru, a to konkrétně odlišné solární expozice.

Lokalizace experimentálních profilů v rámci zájmového území je znázorněna na obrázku 24, konkrétní lokalizace jednotlivých profilů pak v přílohách 2-8.



Obr. 24 – Lokalizace experimentálních profilů v rámci zájmového území (zdroj: VÚV T.G.Masaryka, upraveno)

V místě každého profilu bylo před sezónou 2012/2013 provedeno měření, jehož cílem bylo kvalifikovat poměr zastínění jednotlivých odběrných bodů korunami stromů. Více o této metodě je možno nalézt v následujících kapitolách (4.1 a 4.2). Přehled o vybraných charakteristikách jednotlivých profilů poskytuje následující tabulka (tab.5).

Tab. 5 - Vybrané charakteristiky experimentálních profilů

kód bodu	nadmořská výška [m n. m.]	podíl zakrytí oblohy	sklon [°]	kód bodu	nadmořská výška [m n. m.]	podíl zakrytí oblohy	sklon [°]
B1	850	0,92	4	C09S	1050	0	14
B2	875	0,91	12	C09J	1050	0	10
B3	900	0,92	12	C10S	945	0,85	8
B4	925	0,92	5	C10J	945	0,84	7
B5	950	0,81	11	C11S	945	0	6
B6	975	0,66	14	C11J	945	0	6
B7	1000	0,82	15	SV07L	1000	0,88	27
B8	1025	0,87	18	SV08L	1025	0,87	28
B9	1050	0,83	18	SV09L	1050	0,85	21
B10	1075	0,9	18	SV10L	1075	0,85	18
B11	1100	0,88	17	SV11L	1100	0,84	17
B12	1125	0,69	10	SV12L	1125	0,83	18
B13	1150	0,61	12	SV13L	1150	0,86	13
B14	1175	0,75	20	SV14L	1175	0,9	13
B15	1200	0,79	9	SJ02P	875	0	9
B16	1225	0,82	18	SJ03P	900	0	12
B17	1250	0,81	7	SJ04P	925	0	12
B18	1275	0,72	7	SJ07P	1000	0	16
C01S	885	0,9		SJ08P	1025	0	13
C01J	885	0,88		SJ10P	1075	0	13
C02S	835	0		SJ14P	1175	0	20
C02J	835	0		SJ02L	875	0,88	8
C03S	1160	0,8	10	SJ03L	900	0,9	11
C03J	1160	0,82	8	SJ04L	925	0,89	10
C04S	1240	0,82	15	SJ05L	950	0,85	17
C04J	1240	0,81	9	SJ06L	975	0,86	12
C05S	895	0		SJ07L	1000	0,87	17
C05J	895	0		SJ08L	1025	0,86	14
C06S	885	0,86		SJ09L	1050	0,9	13
C06J	885	0,86		SJ10L	1075	0,89	15
C07S	925	0		SJ11L	1100	0,91	17
C07J	925	0		SJ12L	1125	0,89	16
C08S	1050	0,86	14	SJ13L	1150	0,89	20
C08J	1050	0,89	10	SJ14L	1175	0,85	21

4 MATERIÁL A METODY

V následující kapitole jsou popsány jednotlivé zdroje dat, ať již převzatých či získaných vlastním terénním měřením.

4.1 Datové zdroje

Pro potřeby analýzy míry vlivu jednotlivých faktorů na formování a odtávání sněhové pokrývky bylo třeba získat data z různých zdrojů. Stručně je lze rozdělit následovně:

- 1) Data o charakteru sněhové pokrývky v zájmovém území získaná vlastním terénním měřením,
- 2) data o míře zastínění bodů experimentálních profilů korunami stromů
- 3) data o sklonu terénu v místě vybraných sněhoměrných bodů
- 4) digitální data složek krajiny ve formátu vrstev pro geografické informační systémy (GIS)

Data o charakteru sněhové pokrývky v zájmovém území získaná vlastním terénním měřením

Data byla pro potřeby práce získávána po dobu dvou zimních sezón podrobným expedičním měřením ve více profilech v zájmovém území (kap. 3.10). Během sezóny 2011/2012 proběhlo v lokalitě profilu „Špičák“ terénní měření celkem v pěti termínech, v sezóně 2012/2013 pak ve všech profilech v termínech třech. První termín v sezóně byl pokud možno volen v období největší mocnosti sněhové pokrývky těsně před nástupem definitivního procesu jejího tání, což se nakonec v sezóně 2012/13 povedlo téměř přesně, měření bylo provedeno dva dny po nástupu velmi mírného tání 27. a 28. února 2013. Druhé měření bylo provedeno 9. a 10. března 2013 a poslední až 18. a 19. dubna 2013 a to v důsledku velmi chladného jara. I v zimním období 2011/2012 byl expedičním měřením postihnut stav těsně před nástupem tání sněhu poměrně přesně. Metodika terénních výzkumů je popsána v následující kapitole.

Data o míře zastínění bodů experimentálních profilů korunami stromů

Hustý lesní porost je schopen zachytit větší množství sněhových srážek, které takto oddělené mají vyšší rychlost tání a často i tají dříve. Tento sníh se pak vůbec neukládá do sněhové pokrývky vytvořené na zemském povrchu a výsledkem je nízká vodní hodnota sněhu v těchto prostorech (*Řezníčková, 2012*). Důležitost míry zastínění korunami stromů detailně popisuje kapitola 2.2.3 a věnuje se jí mnoho autorů, dle nichž s jejím nárůstem klesá vodní hodnota sněhu na zemském povrchu (*Mindáš a Škvarenina, 2010, Ferda a Hladný et al., 1971*). Zjištění míry zastínění oblohy korunami stromů je velmi platnou metodou pro

předpověď vodní hodnoty sněhu (*Lopéz-Moreno a Latron, Lunberg et al., Pomeroy et al., in Řezníčková, 2012*).

Míra zastínění bodů (C_c - canopy coverage), v nichž došlo k měření charakteristik sněhové pokrývky, byla zjišťována pomocí digitálního fotoaparátu Nikon E995 spolu s objektivem Nikon FC-E8. Jedná se o takzvané „rybí oko“ s úhlem snímání cca 183°, což bohatě dostačuje potřebám výzkumu. Fotografie byly dále zpracovány programem „Can-Eye“ (*INRA, 2013*), který umožňuje například snadné vyhodnocení podílu oblohy, který je z daného místa vidět a tedy jaká část je zakrytá korunami vyšších dřevin. Vyhodnocení snímků a následné aplikace výsledků je popsána v následující kapitole.

Data o sklonu terénu v místě vybraných sněhoměrných bodů

Sklon svahů rovněž ovlivňuje charakteristiky sněhové pokrývky, i když výraznější vliv lze pozorovat až při sklonu nad 40° (*Blöschl et al., 1992*). Této hodnoty sklon svahů v experimentálních profilech zdaleka nedosahuje (maximum 28°), ale i přesto byl tento údaj změřen přímo v terénu pro každý bod zvlášť. To bylo provedeno sklonoměrem Suunto PM-5/360PC pro velkou většinu experimentální profilů. Naměřené hodnoty přehledně podává tab. 5.

Digitální data složek krajiny ve formátu vrstev pro geografické informační systémy

Pro práci s digitálními hydrografickými daty byla vybrána data z projektu „Digitální báze vodohospodářských dat“ (DIBAVOD) Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. Masaryka v Brně. Data jsou nadstavbou pro systém dat ZABAGED a jsou volně dostupná na webových stránkách VÚV. Byla použita následující data: A01 - CEVT (Centrální evidence vodních toků), A07 - hydrologické členění (rozvodnice IV. řádu), A11 – povodí vodoměrných stanic a E04 - vodoměrné stanice. Data byla stažena ve formátu ESRI shapefile a následně převedena do formátu .tab pro GIS software MapInfo.

Vrstva A01 je velmi podrobná, jsou v ní zobrazeny i velmi malé vodní toky, a proto je velmi vhodná i pro detailnější analýzu. Vrstva A07 rovněž vykazuje velmi vysokou přesnost danou především, stejně tak jako v případě vrstvy A01, velkým měřítkem, ve kterém je zpracována.

Další použitou digitální GIS vrstvou byla vrstva s vrstevnicemi se základním intervalem 5 m a měřítkem 1:25 000, jejímž autorem je Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad (VGHMÚř) Geografické služby Armády ČR se sídlem v Dobrušce. Tato digitální data vrstevnic zaujímají celou plochu zájmového území. Uvedený základní interval vrstevnic je zcela dostatečný pro potřebné analýzy v zájmovém prostoru, přesnost dat v bodech experimentálních profilů je však potřeba ověřit přímo v terénu.

Dalším zdrojem digitálních dat byla vlastní terénní měření pomocí ručního přístroje GPS, která byla prováděna v místech odběru sněhových vzorků váhovým sněhoměrem (viz níže). Data byla exportována z GPS přístroje a následně importována do prostředí GIS, kde

byly jednotlivé body zobrazeny v soustavě souřadnic a atributová tabulka doplněna o naměřená data s charakteristikami sněhu pro následné analýzy.

Meteorologická data

Pro účely této práce byla využita pouze data naměřená automatickými stanicemi Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK. Data ČHMÚ nebyla využita pro jejich nevhodnost pro studii v dané lokalitě (Jelínek, 2008).

Data naměřená automatickými stanicemi PřF UK jsou získávána přístroji vyrobenými českobudějovickou firmou Fiedler-Mágr. Data jsou měřena v desetiminutovém intervalu, shromažďována v řídicí jednotce a jednou denně odesílána mobilní sítí GSM na server výrobce, kde jsou dostupná uživateli. Odtud lze data vybraného časového intervalu stahovat ve formátu .csv kompatibilního s programem MS Excel. Žádná ze stanic není bohužel vybavena srážkoměrem s vyhříváním, takže nelze měřit úhrn srážek v zimním období. Klimatická stanice Březník je však vybavena čidly sledujícími základní meteorologické parametry (teploměr, vlhkoměr, pyranometr, anemometr), podobně je vybavena i nová stanice Modrava, která poskytuje i data o výšce a vodní hodnotě sněhu pomocí sněhoměrného polštáře. Ten však nebyl zatím uspokojivě zkalibrován. Všechny tyto přístroje dodávají data naměřená v desetiminutových intervalech, což je interval naprosto dostačující pro potřeby práce.

4.2 Metody výzkumu a zpracování dat

Následující kapitola má metodologický charakter, její součástí je i popis nejistot a možných chyb při terénním monitoringu a interpretaci dat.

V sezóně 2011/12 byl vytyčen nový sněhoměrný profil „Špičák“ ležící mimo dosud zkoumaná povodí. Byl vytyčen s cílem najít takový profil, v rámci něhož bude vliv některých fyzicko-geografických faktorů potlačen (anebo jeho vliv bude v profilu zhruba stejný) za cílem snadné analýzy vlivu zbývajících (zbývajících) klíčového faktoru na charakteristiky sněhové pokrývky. Po dlouhém hledání se toto povedlo právě v tomto profilu s cílem analyzovat vliv nadmořské výšky na sněhovou pokrývku. Toho bylo dosaženo tím, že v rámci profilu lze říci, že:

- vliv návětrného/závětrného efektu se nemění,
- je stejná expozice svahů,
- je velmi podobná druhová i věková skladba lesního porostu s podobným korunovým zápojem,
- je vliv větru a ostatních marginálních faktorů nízký/konstantní.

Po zkušenostech ze sezóny 2011/12 byla metodika upravena a rozšířena v sezóně další - 2012/2013. Základní cíle a charakter profilu zůstal zachován, avšak velký důraz byl kladen na přesnost místa odběru váhovým sněhoměrem (místa byla označena přímo v terénu) a také byly exaktně kvalifikovány body odběru co se týče korunového zápoje vegetace nad místem odběru

a sklonu svahů terénu v jejich místě. To umožňuje poměrně přesnější posouzení vlivu klíčových faktorů na sněhovou pokrývku, než bylo možné použitím původní metodiky. Z původního profilu „Špičák“ byla pro sezónu 2012/13 odejmuta jeho severní větev pro vliv závětrného efektu a rozličné skladby vegetace, což mělo výrazný a špatně popsatelný vliv na sněhovou pokrývku. Namísto ní byla jižní větev doplněna o větev východní, dále pak byla měření nově prováděna v profilu „Boubín“.

Tyto profily (popsány v kap. 3.10) byly dále doplněny jedenácti dalšími profily, v rámci nichž byla pozornost přesunuta na výzkum vlivu expozice (případně vegetačního krytu). Je to dáno následujícími charakteristikami umístění (v rámci dvojice bodů):

- totožná nadmořská výška
- totožné srážkové úhrny díky vyloučení vlivu závětrného efektu
- velmi podobný sklon svahů
- velmi podobný typ a hustota vegetačního pokryvu

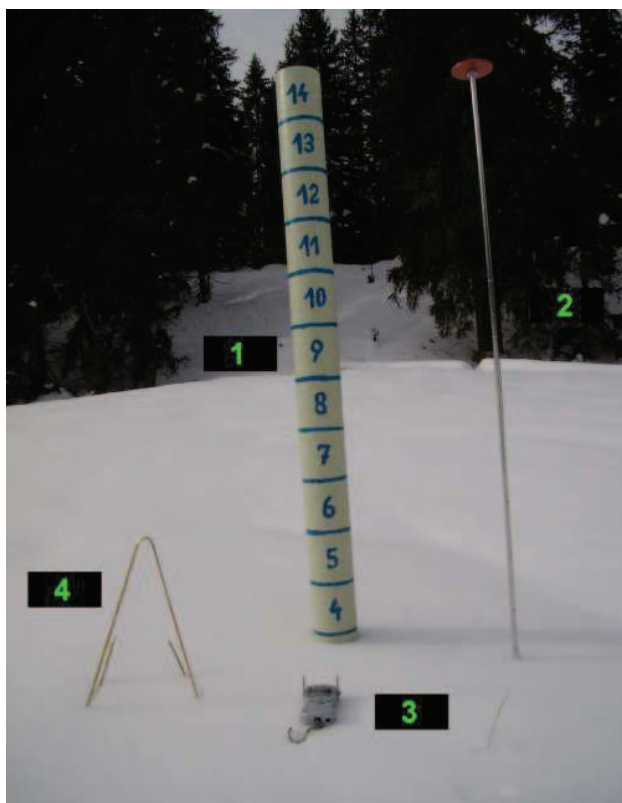
Expediční měření byla prováděna v několika málo termínech v experimentálních profilech znázorněných na v přílohách č. 2-8. Experimentální profily se nacházejí v různých dílčích povodích v zájmovém území. Na práci v terénu se podílelo několik studentů Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK a rovněž další dobrovolníci.

Malá intenzita měření je dána hlavně velkou časovou, ale relativně i lidskou a fyzickou náročností expedičního měření. Časová náročnost je kromě odlehlosti experimentálních profilů dána hlavně charakterem měření, které je prováděno v kroku 25 výškových metrů, což odpovídá vzdálenosti zhruba 100-150 m v případě profilů Špičák a Boubín. Vzdálenost okrajových bodů profilů je až 2 km od dosahu veřejnými pozemními komunikacemi, a to se značným převýšením a mimo lesní cesty. V případě ostatních profilů je jejich vzdálenost 100-1500 metrů od dosahu v zimě sjízdnými veřejnými pozemními komunikacemi. Rovněž i samotný proces měření je časově náročný.

Měření bylo prováděno v měrných bodech zaznamenaných ručním přístrojem GPS (viz kap. 4.1) a na základě zkušeností z předchozích let pro ne zcela dostatečnou přesnost tohoto zařízení byly body zpřesněné značkami přímo v terénu. Tyto značky byly umístěny již předem na podzim před sezónou 2012/13 a jsou snadno rozložitelné pro případ jejich ztráty, aby nedošlo ke znečištění životního prostředí. Pomocí přístroje GPS je pak v terénu dohledána poměrně malá oblast a v ní následně dohledána patřičná značka. Přímo u ní pak bylo provedeno měření, ve velké části případů byl dokonce dohledán přesný bod předchozího měření.

Tato přesnost se po zkušenostech z minulých sezón ukázala jako velmi důležitá. Charakteristiky sněhové pokrývky se totiž díky fyzicko-geografickým faktorům mění velmi rychle na malém území a pokud je třeba porovnávat výsledky měření mezi jednotlivými termíny měření, pak je nalezení totožného místa nesmírně důležité. Nezřídka se totiž v minulých letech stávalo, že během jarního tání došlo v některých bodech a v některých termínech k nárůstu například vodní hodnoty sněhu či průměrné výšky sněhové pokrývky, což je v případě absence srážek mezi danými termíny jev v přímém rozporu s logikou a lze ho připisat právě mírně odlišnému místu odběru sněhové pokrývky.

Pohyb během měření při přesunech mezi jednotlivými měrnými body byl v náročném terénu zajištěn pomocí sněžnic či běžeckých lyží. Samotné měření bylo většinou prováděno jedincem či dvojicí měřičů, kteří realizovali odběry sloupců sněhu přímo v terénu pomocí soupravy váhového sněhoměru SM 150-50, jenž byl vytvořen na pobočce ČHMÚ v Jablonci nad Nisou Rudolfem Hancvenclem (viz obr. 25).



Obr. 25 - Sněhoměrná souprava SM 150-50 (1 - odběrný válec, 2 - tyč pro měření výšky sněhové pokrývky (slouží zároveň k udusání sněhu ve válci), 3 - digitální váha, 4 - závěsné vahadlo; foto: J. Jelínek)

Celý proces měření se provádí v následujících krocích. Nejprve se odebere sloupec sněhu reprezentující okolí měrného bodu pomocí odběrného válce o ploše průřezu 50 cm^2 a výšce 150 cm (v případě větší mocnosti sněhové pokrývky je třeba odběr provádět po více částech), která se zasune kolmo na povrch sněhové pokrývky až na terénní podklad. Poté je ze strany odběrného válce odečtena výška sněhu s přesností na centimetry v místě odběru, která je zásadní pro zjištění hustoty sněhu. Následuje udusání sněhu ve válci pomocí tyče pro měření výšky sněhové pokrývky, což je důležité pro kompaktnost sloupce sněhu a jeho následné bezproblémové vyjmutí uvnitř válce. Dále následuje zvažení sněhu digitální vahou (model Kern HDB 10K 10N) a válce jako celku s přesností na $\pm 10 \text{ g}$. Následně je od hmotnosti celé soupravy odečtena předem známá hmotnost prázdného odběrného válce, čímž se zjistí váha sněhového vzorku v odebraném profilu.

Poté jsou v blízkém okolí odběru provedena čtyři měření výšky sněhu pomocí tyče pro měření výšky sněhové pokrývky, přičemž výpočtem aritmetického průměru těchto čtyř hodnot a hodnoty odečtené na sněhoměrném válci (tedy celkem pěti hodnot) lze získat hodnotu

průměrné výšky sněhu v místě odběru. Vynásobením této hodnoty s hustotou sněhu zjištěnou váhovým sněhoměrem lze vypočítat vodní hodnotu sněhu.

$$\rho = m / V = m / (S * h)$$
$$SWE = \rho * h_0,$$

kde ρ je hustota sněhu, SWE vodní hodnota, m hmotnost odebraného vzorku, S obsah průřezu odběrného válce, h mocnost sněhu odečtená pomocí odběrného válce a h_0 je průměrná výška sněhu v místě odběru získaná postupem uvedeným výše.

Měření bylo v profilech „Špičák“ a „Boubín“ prováděno s krokem 25 výškových metrů, což odpovídá rozdílu průměrných teplot vzduchu zhruba o 0,1°C (*Vysoudil, 1997, Singh a Singh, 2001*), v ostatních profilech přesně v místě, která vyhovovala danému účelu. Místa experimentálních profilů byla volena rovněž s ohledem na logistiku tak, aby byla co nejlépe přístupná sjízdnými veřejnými pozemními komunikacemi, ale také, aby vyhovovala účelu. Vzhledem k velké časové náročnosti byla měření i přesto prováděna od brzkého rána do doby po setmění. Každému měrnému bodu byly zapsány následující údaje:

- jedinečný identifikační číselný kód umožňující propojení dat
- hmotnost odebraného vzorku
- mocnost sněhové pokrývky v místě odběru
- průměrná mocnost sněhové pokrývky v blízkém okolí
- případné poznámky

Chyby měření při terénním výzkumu a interpretaci dat

Jak již bylo naznačeno, samotné měření je často ovlivněno subjektivním úsudkem měřiče a především rozličnými vlivy technického charakteru. Možné chyby vyplývají z následujícího:

1. Chyba měření může být způsobena přítomností překážek na zemském povrchu, jako například kámen střední velikosti, nakupené spadané větve stromů, velmi vzrostlé borůvčí či velmi nízká kleč. Dalším možným ovlivněním je přítomnost velmi měkké zeminy (např. v lokalitě rašeliniště), kdy často není při zasouvání sněhoměrného válce do sněhu možno bezpečně rozeznat dosažení zemského (rašelinného) povrchu. V těchto případech je třeba měření válcem opakovat na vhodnějším místě v blízkém okolí, což je však vzhledem k použité metodice v této práci vyloučeno.
2. Vzhledem k určité tloušťce stěn sněhoměrného válce také dochází při jeho zasouvání k hnutí sněhu mimo válec a neodebrání tak veškerého sněhu. Naměřená hodnota je tudíž nižší než skutečnost, na což upozorňuje např. *Němec in Jelínek (2008)*. Proto je nutné provádět odběr pomalým krouživým zasouváním. Vliv této skutečnosti je možno snížit

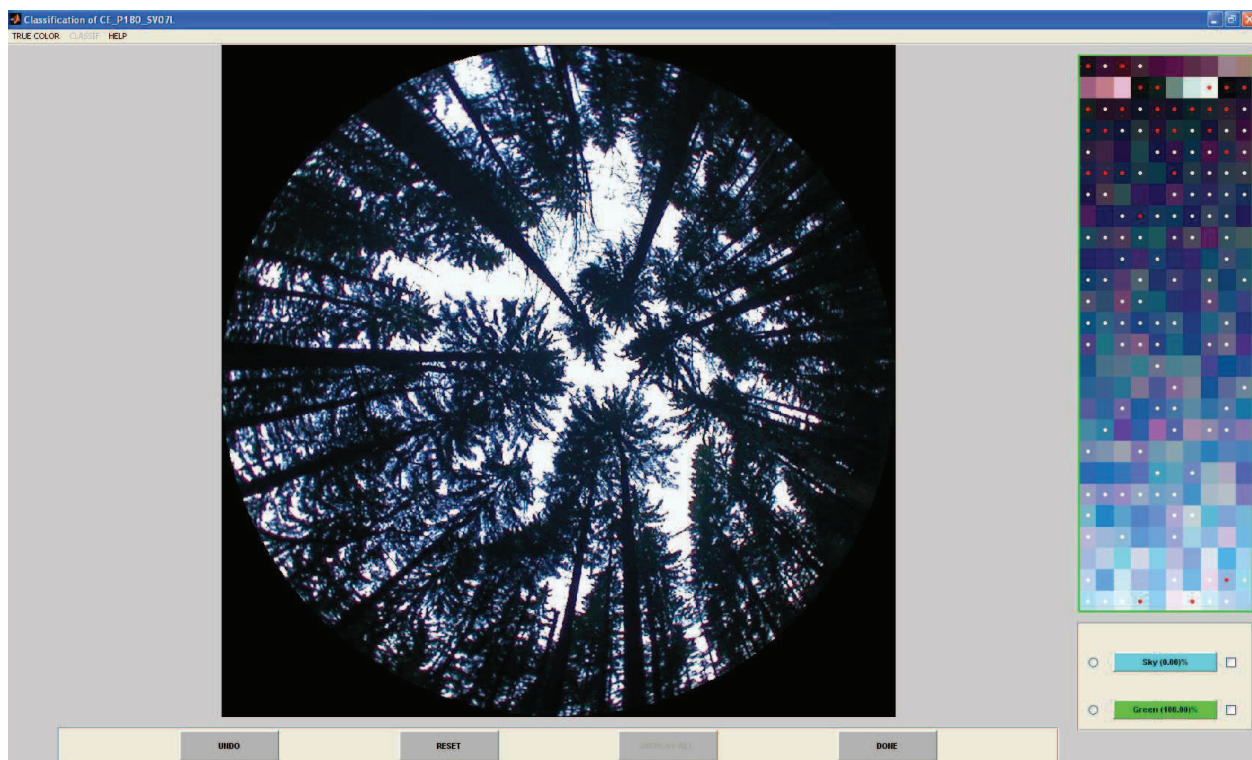
použitím sněhoměrného válce o větší ploše průřezu. V tomto případě je však velmi obtížné odebrat vzorek sněhu najednou (Sandev et al., 2006). Rovněž by došlo ke zvýšení hmotnosti sněhoměrné soupravy a tím ke snížení její mobility.

3. Odběr sněhového sloupce je nutné provádět opatrně i s ohledem na přítomnost zledovatělých vrstev ve sněhovém profilu vzniklých během oblev či působením větru. Tyto vrstvy je možné prorazit pouze značnou silou, což je v přímém rozporu se zadáním a tudíž tento necitlivý přístup může negativně ovlivnit přesnost měření.
4. Chyby v měření mohou také nastat při vážení použitím vah, jejichž přesnost je ± 10 g. V praxi dochází k naměření rozdílných hmotností, výjimečně s odchylkou až ± 100 g. Proto bylo vážení prováděno opakovaně a zapsána průměrná hmotnost.
5. Kvalitu měření ovlivňuje i změna vodní hodnoty sněhu v rámci jednoho dne měření, způsobená například silnými srážkami či výraznou oblevou. Během monitoringu ovšem tato skutečnost nikdy nenastala, a pokud ano, tak šlo o srážky či oblevu nevýrazného charakteru.
6. Chyby měření mohou vzniknout i přes přesné označení místa odběru, kdy se přesné místo odběru mezi jednotlivými termíny může lišit až o 1-2 metry. Rovněž tak místo odběru odběrným válcem nemůže být ze své podstaty zcela totožné, jelikož odběrem dojde k porušení sněhové vrstvy v daném místě.

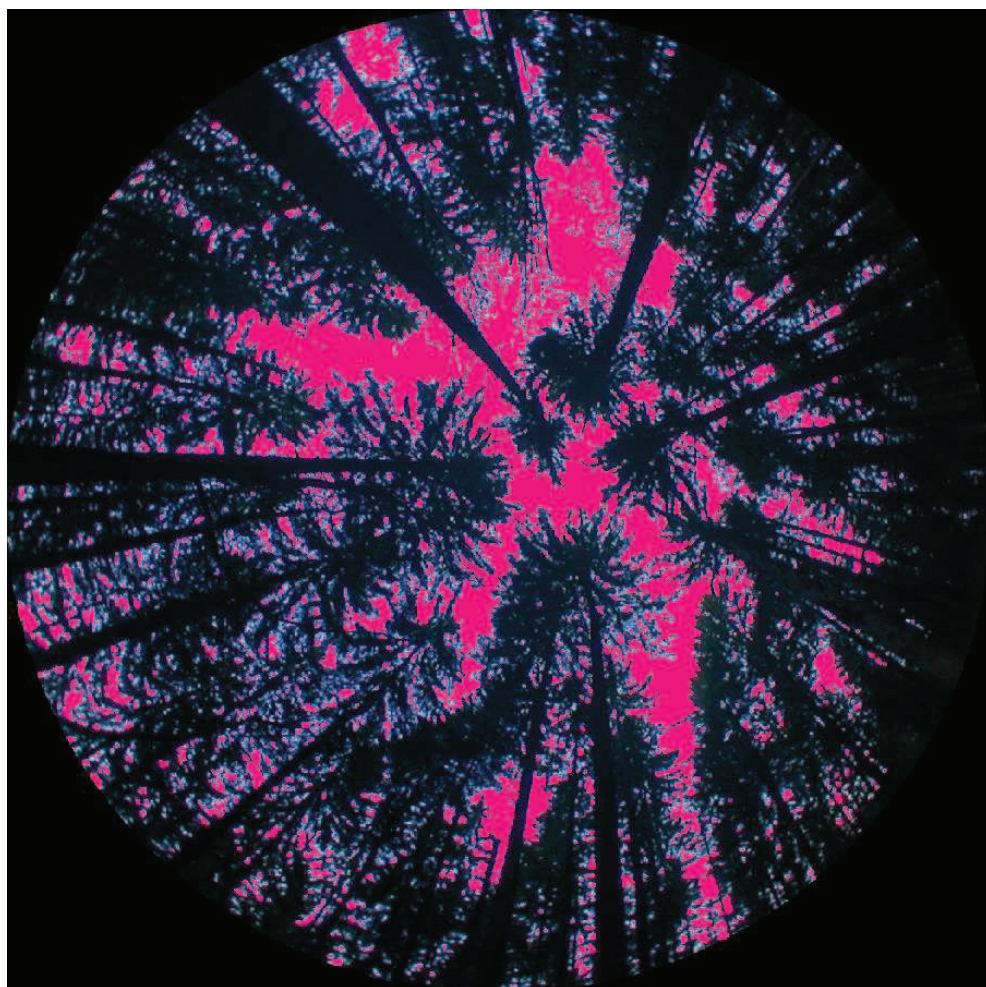
Vyhodnocení snímků korun stromů

Pořízení snímků korun stromů probíhalo v rámci předsezónní rekognoskace terénu, která proběhla v polovině listopadu. Při té byly (kromě výběru místa a jejich označení pomocí značek) pořízeny snímky korun stromu nad označeným místem. Termín těsně před napadnutím byl zvolen proto, aby nedošlo k ovlivnění vyhodnocení snímků sněhem zachyceným korunami stromů a také, aby nedošlo k ovlivnění vyhodnocení snímků listy stromů, které zpravidla v zimním období, ve kterém dochází k měření charakteristik sněhové pokrývky, nejsou v korunách přítomny.

Snímky byly posléze vyhodnoceny programem „Can-Eye“ (INRA, 2013), funkcí „hemispherical images“. Funkce byla nastavena na odpovídající bodové rozměry fotografií, jejich střed (zenit), rovněž byla nastavena funkce objektivu Nikon FC-E8. Snímek byl klasifikován do vzdálenosti 60° od zenitu, tedy v úhlu 120° . V menším úhlu k zemskému povrchu je pokrytí vegetací téměř sto procentní a nepředpokládá se, že by na hodnocené místo dopadaly srážky z těchto úhlů. Dále byla použita manuální klasifikace zakrytí oblohy korunami stromů, která umožňuje snadné rozlišení oblohy od vegetace v případě příliš tmavé oblohy, nebo příliš světlých odstínů vegetace (tedy malý rozdíl mezi oblohou a vegetací). Díky manuální klasifikaci bylo dosaženo přesnosti klasifikace zhruba ± 2 %, což je přesnost zcela dostačující. Podíl zakrytí oblohy korunami stromů u jednotlivých bodů je uveden v tab. 5.



Obr. 26 – Prostředí programu Can-Eye, manuální klasifikace (foto: autor)



Obr. 27 – Klasifikovaný podíl oblohy (červeně) programem Can-Eye, manuální klasifikace (foto: autor)

Počítačové zpracování dat pro následnou analýzu

Terénní data byla digitalizována do programu MS Excel, každý termín měření do samostatného listu dat. K jednotlivým bodům byla dopočtena vodní hodnota sněhu, hustota sněhu a připsán podíl zakrytí oblohy korunami stromů nad měrným místem, nadmořská výška bodu a sklon terénu v místě bodu.

Program MS Excel představuje vhodný nástroj na vyžadovanou analýzu vlivu vybraných faktorů na charakteristiky sněhové pokrývky. Jako jeho výstupy byly využity dvourozměrné grafy, doplněné o regresní křivku a koeficient determinace, viz kapitola 5.

5 ANALÝZA VLIVU KLÍČOVÝCH FAKTORŮ

Tato kapitola je věnována analýze vlivu klíčových faktorů na vývoj a hlavně tání (které má výrazný vliv na odtokový režim vodních toků pramenících na Šumavě) sněhové pokrývky, jejíž charakteristiky byly měřeny během expedičních měření provedených autorem, dobrovolníky, či studenty Katedry fyzické geografie a geoekologie v uplynulých dvou zimních sezónách. V analýzách jsou tedy brány v úvahu vybrané faktory a jejich vliv na dvě charakteristiky sněhové pokrývky: vodní hodnotu sněhu (*SWE*) a relativní hustotu sněhu (ρ).

Analyzovány byly faktory, které se na základě výzkumu prostorového rozložení sněhové pokrývky jeví jako klíčové (*Jelínek, 2008, Fliegl, 2009, Jelínek et al., 2011, Beitlerová, 2012*) a které lze pomocí záměrného výběru experimentálních profilů dobře analyzovat statistickými metodami zde použitými. Pro použití vícerozměrné statistické analýzy není dost dobře možné zabezpečit potřebnou velmi širokou datovou základnu (viz kap. 2.4). Shluková vícerozměrná statistická analýza rovněž umožňuje pouze relativní zjištění vlivu řady faktorů na charakteristiky sněhové pokrývky a nikoliv konkrétní výši jejich vlivu (*Pevná, 2012*).

Při analýzách byla zjišťován korelační koeficient R^2 a těsnost vztahu porovnávaných veličin byla popisována následujícím hodnocením (*Janko in Nosek, 1972*):

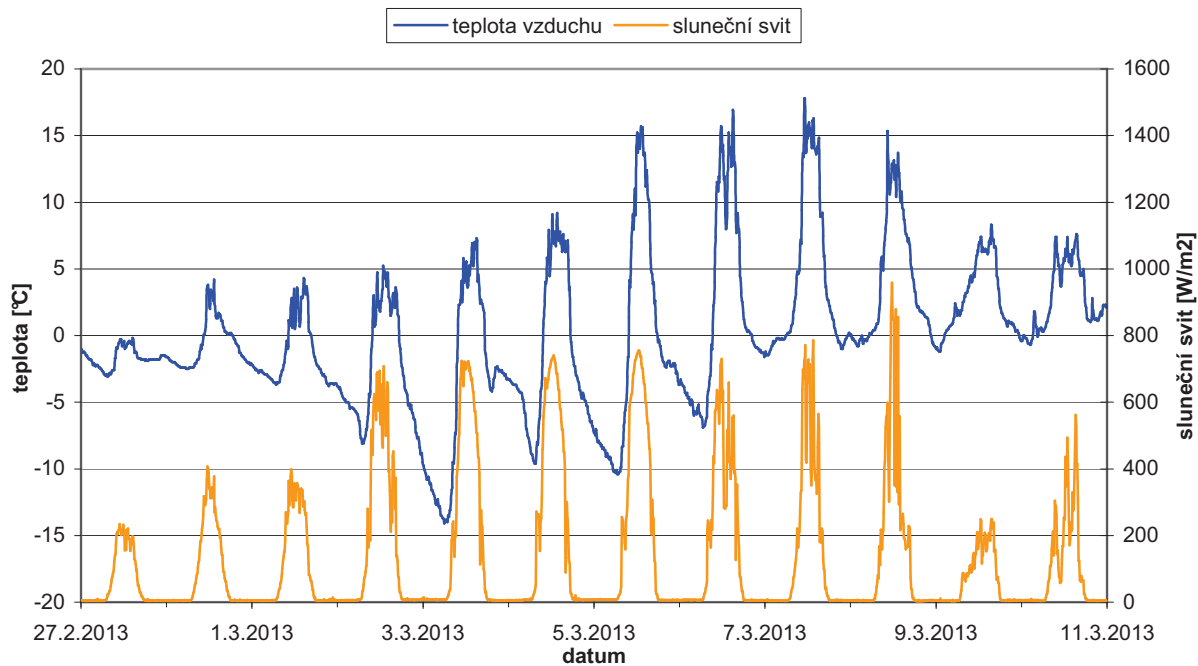
$R^2 > 0,9$	velmi těsný vztah, velmi vysoký stupeň vázanosti mezi proměnnými
$0,7 < R^2 < 0,9$	vysoký stupeň těsnosti vztahu
$0,5 < R^2 < 0,7$	význačná těsnost vztahu
$0,3 < R^2 < 0,5$	mírný stupeň těsnosti vztahu
$R^2 < 0,3$	nízký stupeň těsnosti vztahu

Analýzy byly prováděny v prostředí programu MS Excel, výstupem z programu jsou grafy znázorňující závislosti mezi studovanými veličinami. Do grafu byly zaneseny také regresní křivky a vypočten koeficient determinace (R^2), který udává, z kolika procent lze variabilitu popsat pomocí regresní rovnice (*Kučerová a Jeníček, 2012*). Typ regresní křivky (lineární, logaritmický, mocninný, exponenciální) byl volen s ohledem na nejvyšší hodnotu R^2 . Typ regresní křivky je uveden v daném grafu.

5.1 Nadmořská výška

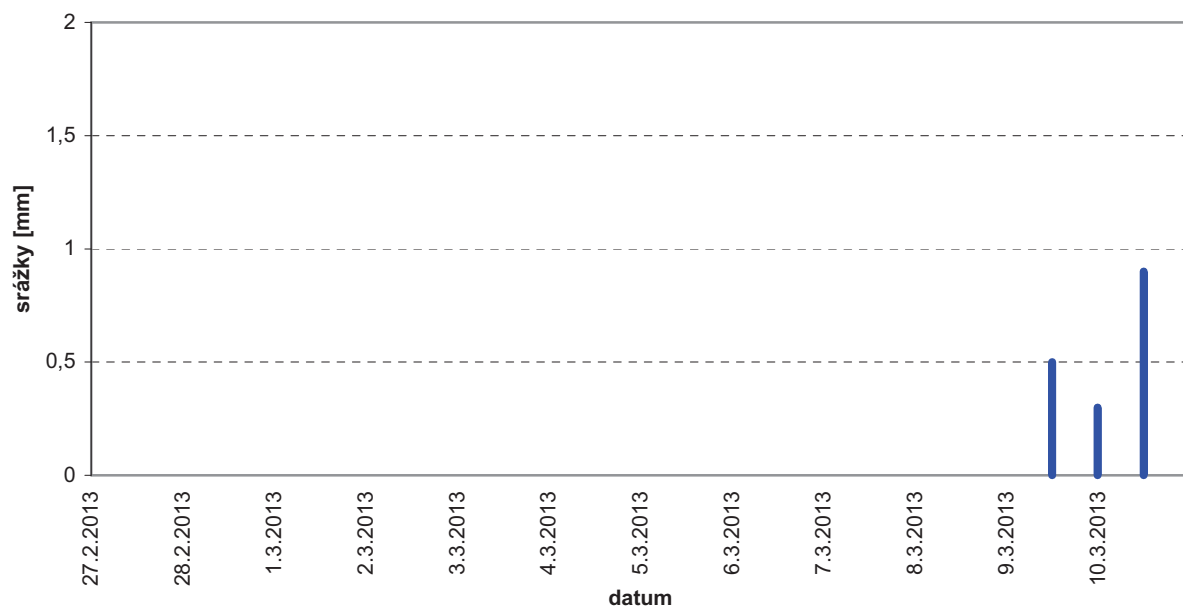
Tato kapitola je věnována vztahům mezi naměřenou vodní hodnotou sněhu (či hustotou sněhu) a nadmořskou výškou. Pro tento účel byly využity experimentální profily „Špičák“ (jih i východ) a „Boubín“. Obzvláště profily „Boubín“ a „Špičák jih“ jsou pro statistickou analýzu velmi vhodné, jelikož výškový rozdíl v profilu dosahuje hodnot 425 m, respektive 300 m, což jsou hodnoty, které umožňují poměrně dobrou analýzu tohoto faktoru (za dalších předpokladů, viz dále).

Teplota vzduchu mezi únorovým a březnovým termínem expedičního měření na stanici Modrava



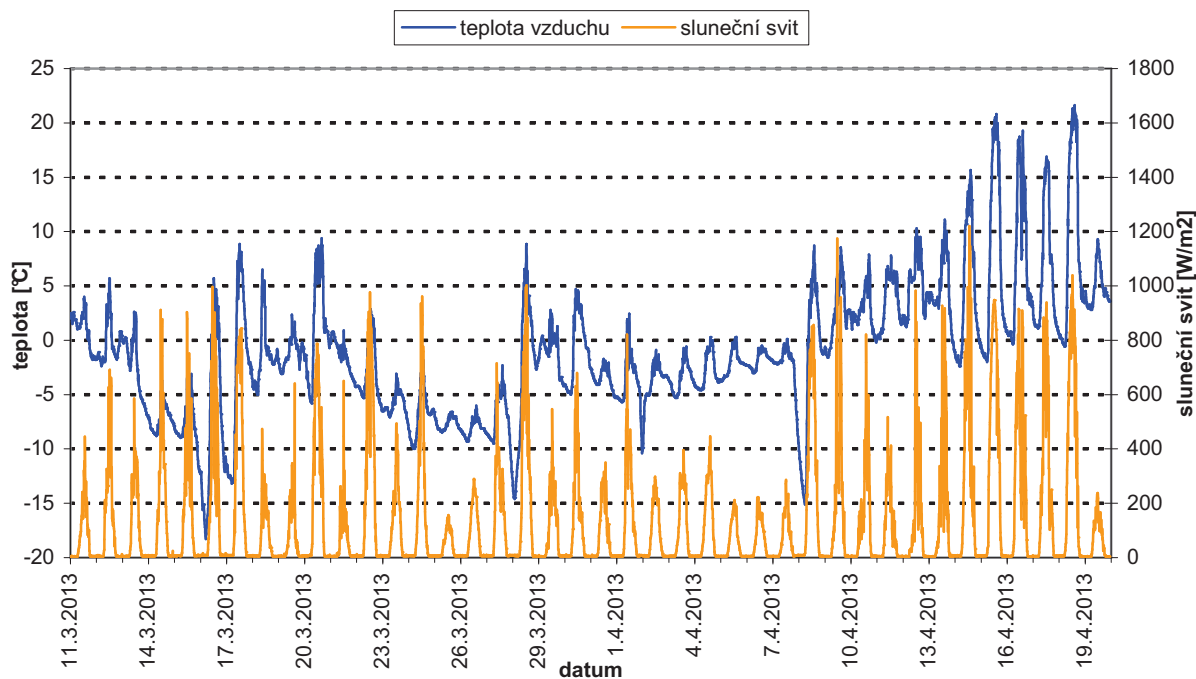
Obr. 28 - Teplota vzduchu ve dvou metrech nad zemským povrchem a sluneční svit mezi únorovým a březnovým termínem expedičního měření v sezóně 2012/2013 (zdroj: PřF UK)

Suma úhrnů srážek za 12 hodin mezi březnovým a dubnovým termínem expedičního měření na stanici Modrava



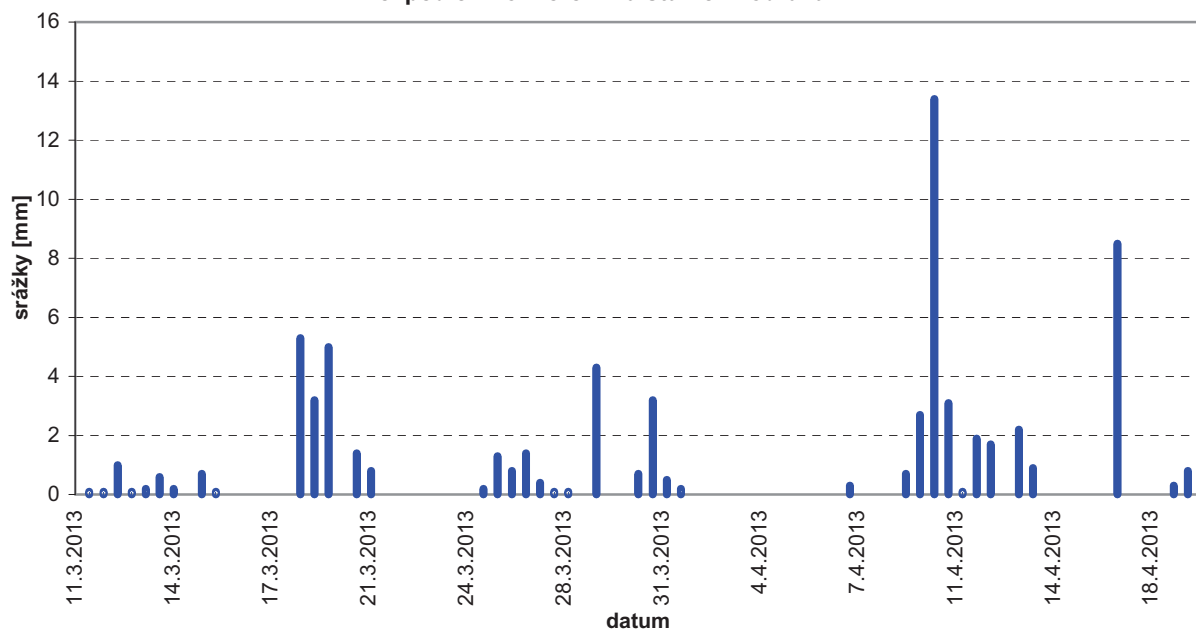
Obr. 29 - Dvanáctihodinové srážkové úhrny mezi únorovým a březnovým termínem expedičního měření v sezóně 2012/2013 (zdroj: PřF UK)

Teplota vzduchu mezi březnovým a dubnovým termínem expedičního měření na stanici Modrava



Obr. 30 - Teplota vzduchu ve dvou metrech nad zemským povrchem a sluneční svit mezi únorovým a březnovým termínem expedičního měření v sezóně 2012/2013 (zdroj: PŘF UK)

Suma úhrnů srážek za 12 hodin mezi březnovým a dubnovým termínem expedičního měření na stanici Modrava

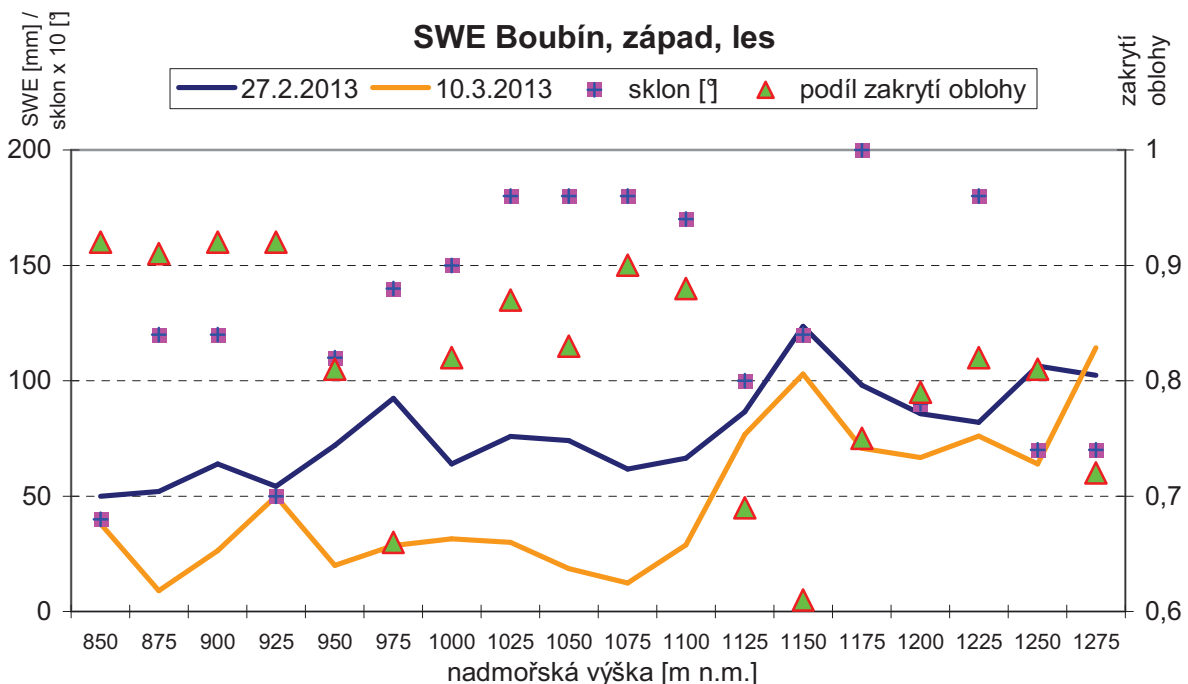


Obr. 31 - Dvanáctihodinové srážkové úhrny mezi únorovým a březnovým termínem expedičního měření v sezóně 2012/2013 (zdroj: PŘF UK)

Následující grafy znázorňují vodní hodnotu sněhu na jednotlivých měrných bodech seřazených dle jejich nadmořské výšky. Na první pohled je zřejmé, že vodní hodnota sněhu

(SWE) je závislá na nadmořské výšce. Nicméně je třeba brát v úvahu podíl zakrytí oblohy nad místem měření této charakteristiky sněhové pokrývky. Například v profilu „Boubín“ (obr. 32) je jasně patrný tento vliv na bodu v nadmořské výšce 1150 m. Zde dosahuje korunový zápoj pouhých 61 % a díky tomu je zde vodní hodnota sněhu nejvyšší z celého profilu a to i přesto, že se bod nachází o 125 metrů níže než bod nejvýše položený. Podobně i v případě bodu s nadmořskou výškou 975 metrů. Proto byly pro následnou analýzu vybrány jen body s podílem zakrytí oblohy 0,79 až 0,92, ostatní byly vynechány. Vybráním pouze bodů s podobným podílem zakrytí oblohy bylo docíleno toho, že byl téměř vyloučen rozdílný vliv faktoru vegetace na charakteristiky sněhové pokrývky a jediným zbývajícím faktorem ovlivňujícím sněhovou pokrývku je právě jen nadmořská výška.

Dále byly z analýzy vyjmuty body, na kterých došlo v průběhu jarního odtávání sněhu k nárůstu vodní hodnoty sněhu i přesto, že mezi termíny byly zaznamenány minimální srážkové úhrny (obr. 28-31). Někteří autoři (Kocum et al., 2009) sice tuto možnost zmiňují a dávají do příčiny s vlivem oteplení a následným opadem sněhu či tavné vody zachycené v korunách stromů při sněžení, daná anomálie však byla zjištěna jen na jednom izolovaném bodě a nikoliv na několika vedlejších. Z toho lze soudit, že nárůst vodní hodnoty sněhu během jarního tání byl zapříčiněn chybou v měření (viz kap. 4.2). V případě profilu „Boubín“ se však výskyt tohoto jevu shoduje s výrazněji odlišným korunovým zápojem, takže bod B18 ve výšce 1275 metrů byl vyřazen rovněž v důsledku nízkého podílu zakrytí oblohy.

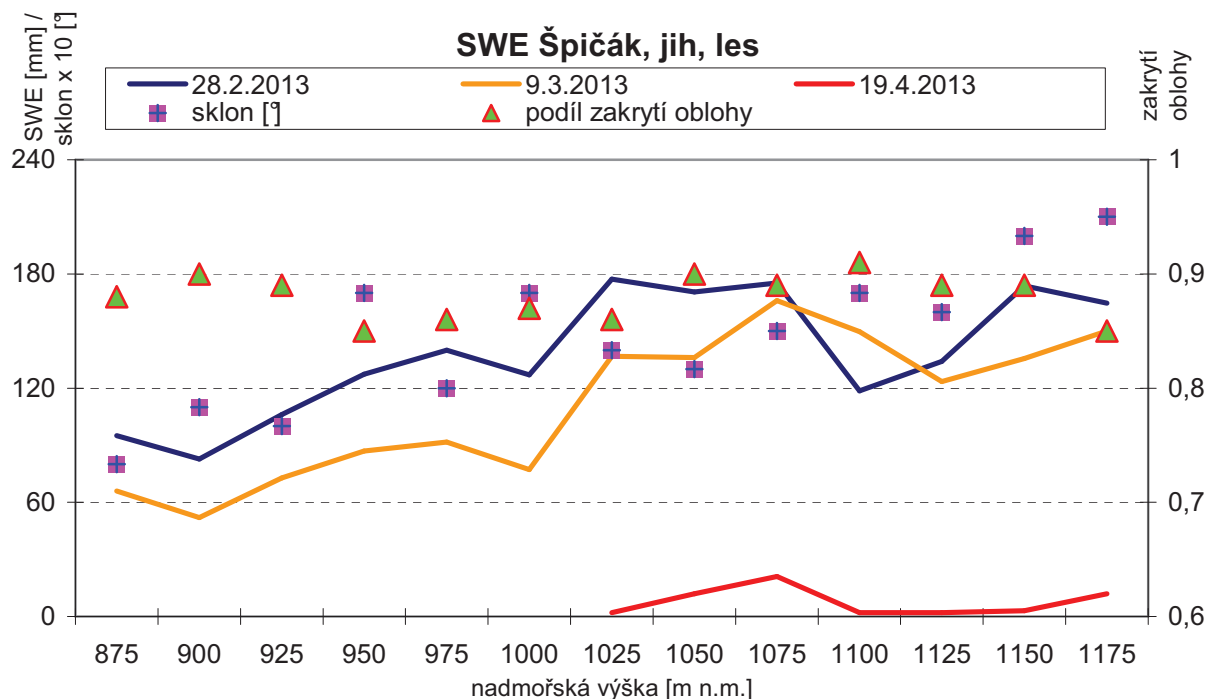


Obr. 32 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Boubín v zimním období 2012/2013, naměřená data spolu s korunovým zápojem a sklonem svahů

V případě profilu „Špičák jih“ nebyl z důvodu výrazně odlišného korunového zápoje vyřazen žádný bod, jelikož se zde hodnoty pokrytí oblohy pohybují v rozmezí 0,85 až 0,91, což

lze považovat za hodnoty velmi blízké, tudíž na všech bodech je vliv faktoru „vegetace“ zhruba totožný.

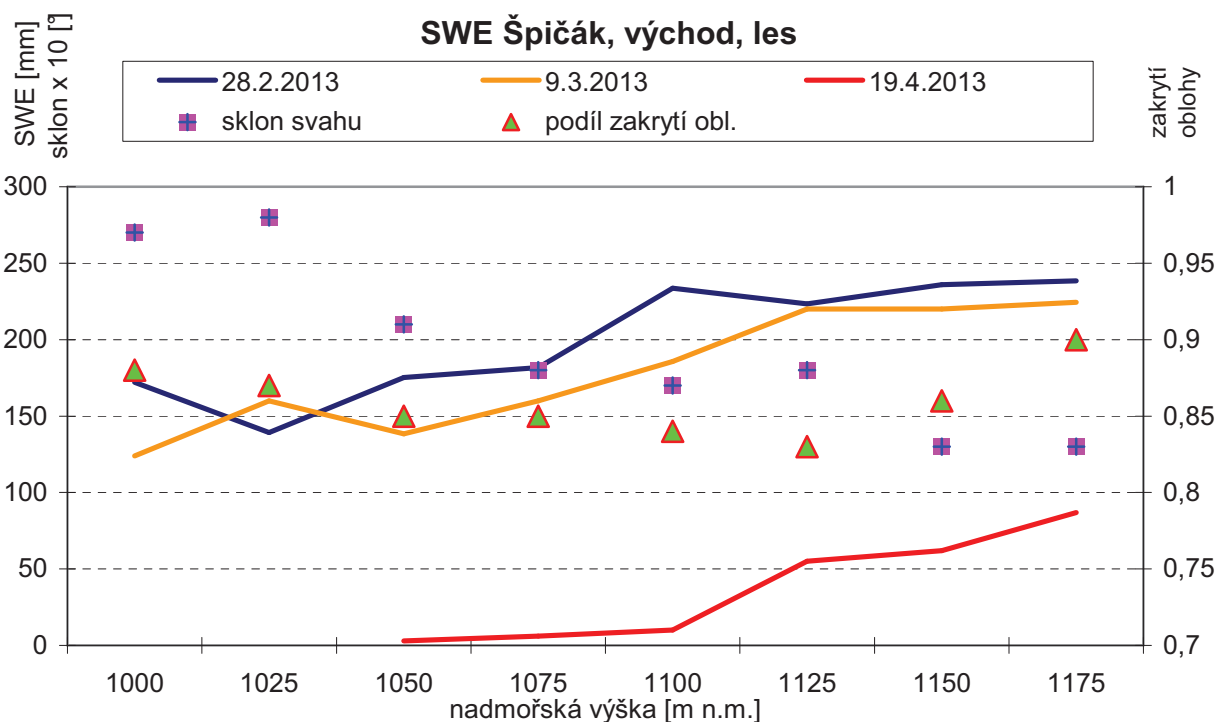
Byl však vyřazen bod SJ11L v nadmořské výšce 1100 m, a to z výše zmíněného důvodu nárůstu vodní hodnoty sněhu v průběhu jarního odtávání, způsobeného pravděpodobně chybou v měření. Obloha je nad tímto bodem zakryta z 91 %, takže vyřazením tohoto bodu se tato hodnota v bodech zbylých pohybuje v rozmezí 0,85 – 0,90. Profil je zobrazen na obr. 33.



Obr. 33 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák jih v zimním období 2012/2013, naměřená data spolu s korunovým zápojem a sklonem svahů

Rovněž tak v případě profilu „Špičák východ“ nebyl z důvodu výrazně odlišného korunového zápoje vyřazen žádný bod, jelikož se zde hodnoty pokrytí oblohy pohybují v rozmezí 0,83 až 0,90, což lze považovat za hodnoty velmi blízké, tudíž na všech bodech je vliv faktoru „vegetace“ zhruba totožný. Byl však vyřazen bod SV08L v nadmořské výšce 1025 m, a to z důvodu nárůstu vodní hodnoty sněhu v průběhu jarního odtávání, způsobeného pravděpodobně chybou v měření. Profil je zobrazen na obr. 34.

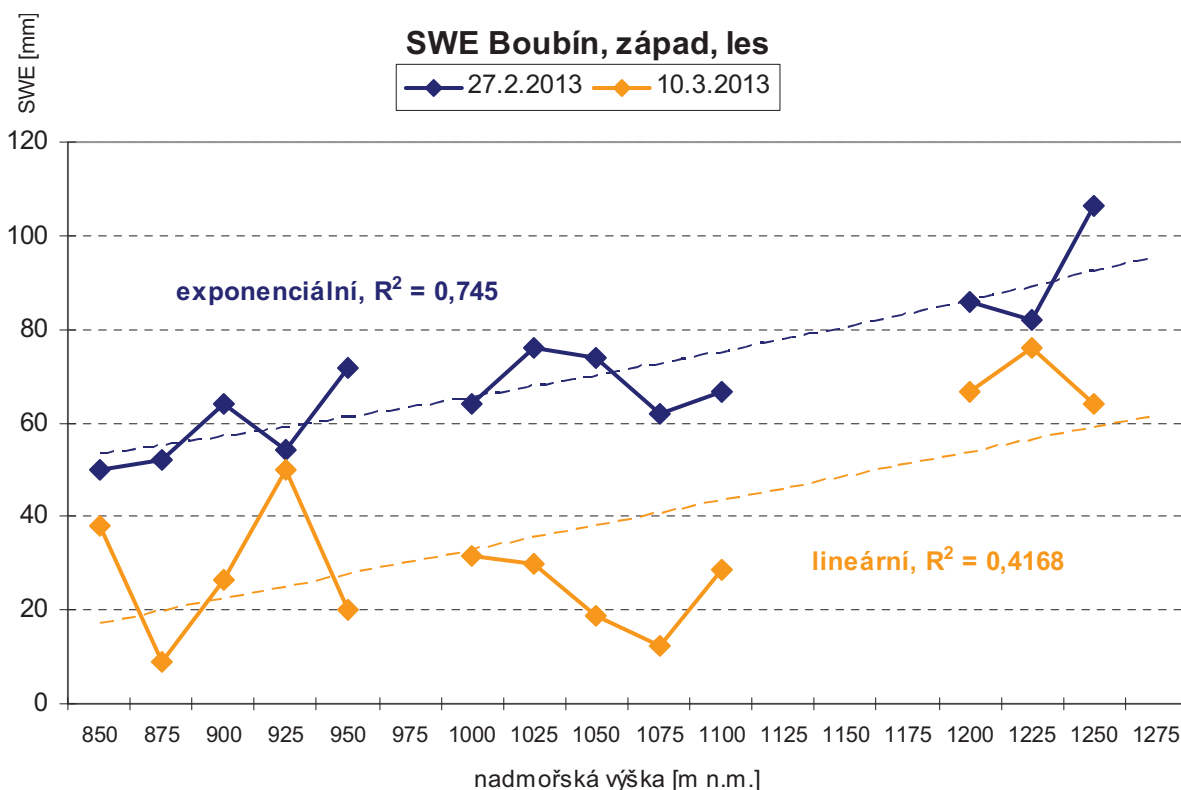
V dalších grafech je znázorněna vodní hodnota sněhu ve výše zmíněných profilech poté, co byly odstraněny nevyhovující body. Ty byly doplněny regresní křivkou takového typu, který vykazoval nejvyšší těsnost vztahu. Jeho typ je vždy uveden v grafu, spolu s koeficientem determinace R^2 . Ve většině případů se jedná o vysoký stupeň těsnosti vztahu nadmořské výšky s vodní hodnotou sněhu, ve dvou případech můžeme hovořit dokonce o velmi těsném vztahu. Naopak v jednom případě se jedná jen o mírný stupeň těsnosti, a to při druhém termínu měření v profilu „Boubín“.



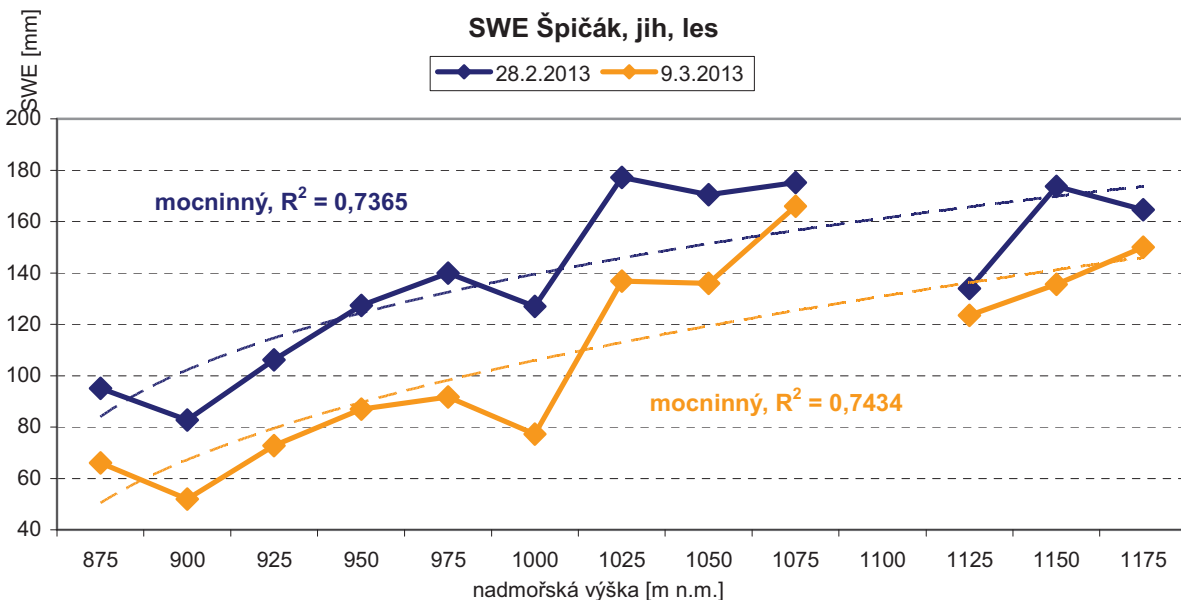
Obř. 34 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák východ v zimním období 2012/2013, naměřená data spolu s korunovým zápojem a sklonem svahů

Ve všech profilech je velmi dobře patrný nárůst vodní hodnoty sněhu s nadmořskou výškou, v obou profilech „Špičák“ se tento trend v průběhu zimy zvyrazňuje a také je tento vztah více těsný. V případě profilu „Boubín“ se na západním svahu gradient SWE pohybuje kolem 11 mm / 100 m výšky, u profilu „Špičák jih“ je to cca 30-32 mm / 100 m a v profilu „Špičák východ“ se hodnoty pohybují mezi 46-69 mm / 100 m výšky. Při porovnání jižní a východní orientace svahu profilu „Špičák“ je patrný vliv jižní expozice, kdy na jižním svahu bylo dosaženo o desítky milimetrů nižší vodní hodnoty sněhu, což bude pravděpodobně způsobeno větším vlivem solární radiace, kdy východní svahy vykazují podstatně menší ovlivnění než svahy jižní (a západní, viz kap. 2.2.2). Příčina vyššího gradientu u východního svahu je poměrně hůře vysvětlitelná, nicméně díky vyššímu gradientu u svahu s východní expozicí lze předpokládat, že ve výšce kolem 900 m n. m. bude vodní hodnota sněhu u obou profilů velmi podobná. Nižší polohy jižního profilu jsou oproti vyšším polohám totiž lépe chráněny před solárním zářením, obzvláště pozdních odpoledních hodinách, kdy je slunce nízko nad obzorem, a to vysokým hřbetem Jezerní hory, vystupujícím k jihu.

Všeobecně nízké hodnoty SWE u profilu „Boubín“ (méně než 50 % SWE nežli v profilech „Špičák“) jsou dány jeho polohou za hlavním šumavským hřbenem, kde jsou pozorovány nižší srážkové úhrny. Velmi nízký gradient vodní hodnoty sněhu s nadmořskou výškou je opět hůře vysvětlitelný, nicméně souhlasí s hypotézou uvedenou výše-celý profil je velmi dobře osluněn po celé odpoledne a navečer.



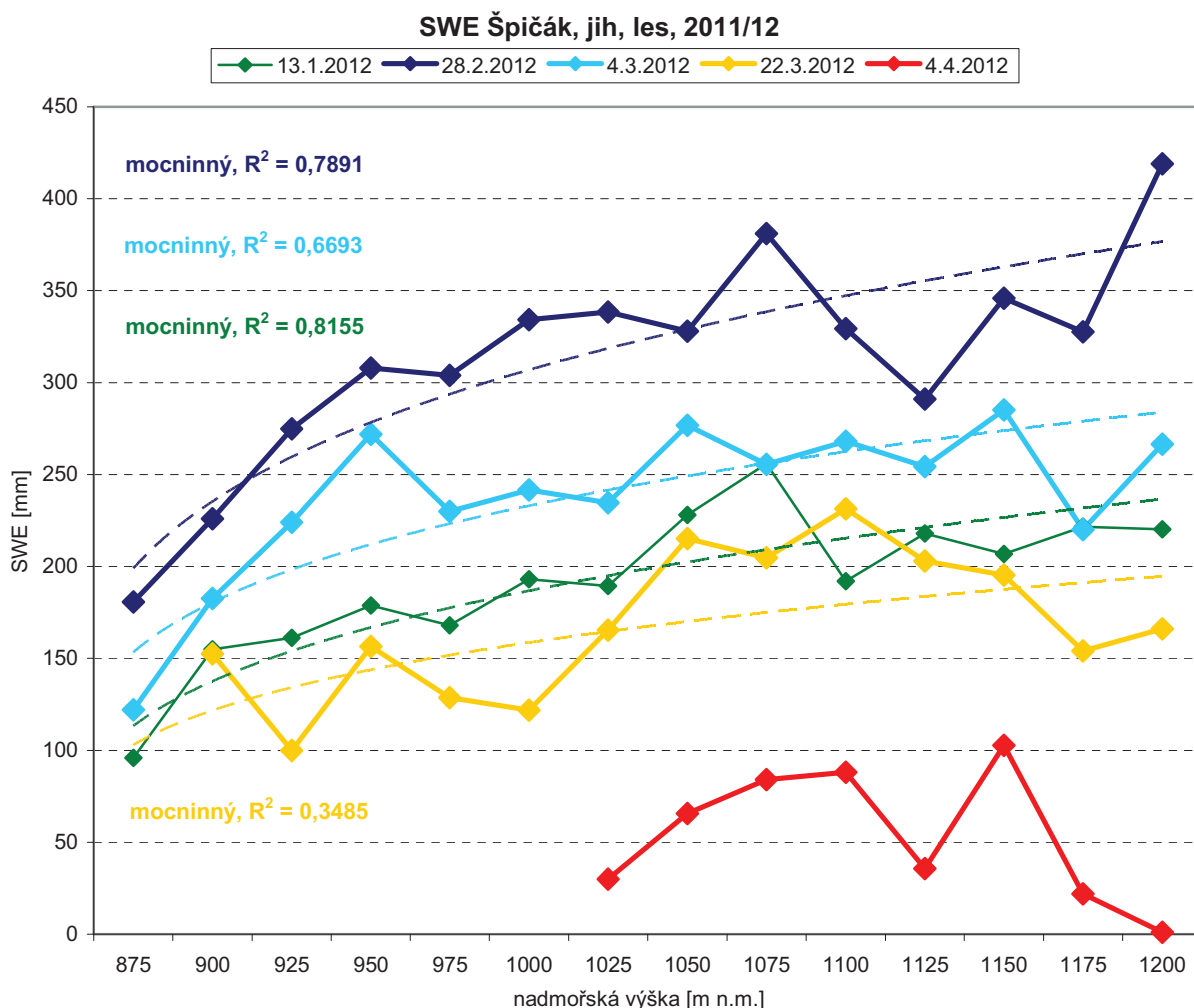
Obr. 35 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Boubín v zimním období 2012/2013, po bodové redukci regresní křivkou



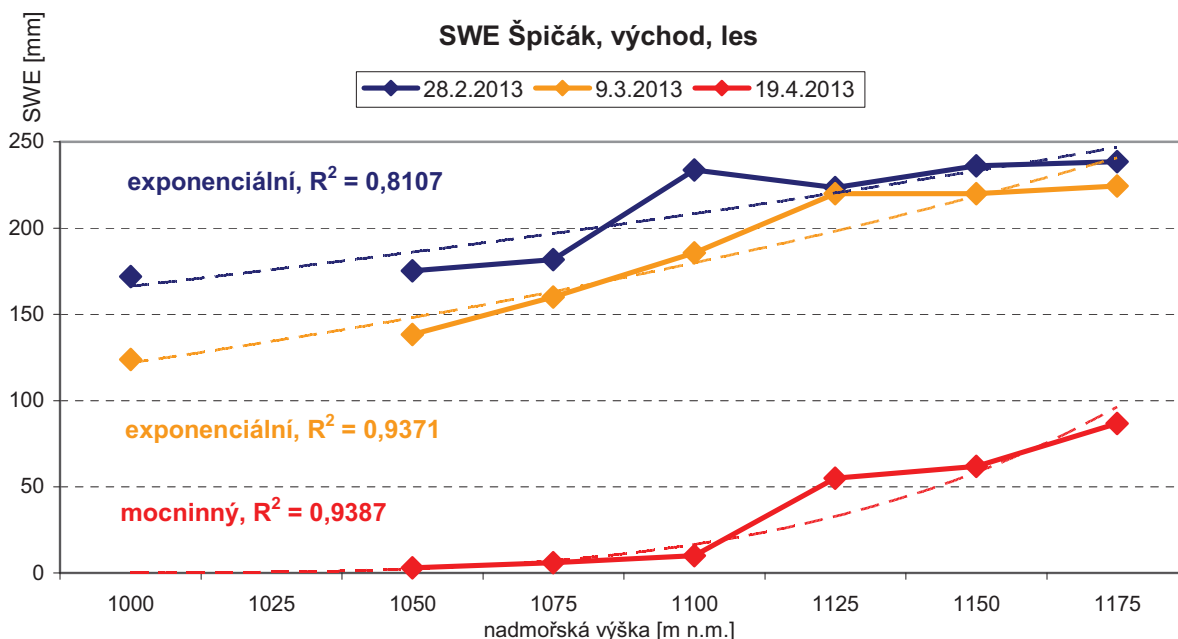
Obr. 36 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák jih v zimním období 2012/2013, po bodové redukci s regresní křivkou

Na následujícím grafu je možno pozorovat nárůst SWE s nadmořskou výškou v předchozí sezóně 2011/2012. Je zde dobře vidět pokles gradientu v průběhu jarní sezóny (z cca 40 na 28 mm / 100 m) a také pokles těsnosti vztahu SWE na nadmořské výšce (z těsnosti vysoké až na mírnou těsnost vztahu). Je také možno pozorovat nižší hodnoty SWE na nejvyšše

položených bodech s větší sklonitostí svahů, což je podobný jev jako v sezóně 2012/13 (viz obr. 40). Je však třeba zdůraznit, že v této zimě nebyla data pořizována stejnou metodikou, popsanou výše. Body se nacházely ve stejných nadmořských výškách, ale jejich lokalizace byla lehce odlišná a také nebyla ve všech termínech zcela přesná, rovněž nebyl změřen korunový zápoj. Proto je třeba uvedené interpretace brát jako orientační a doplňkové.



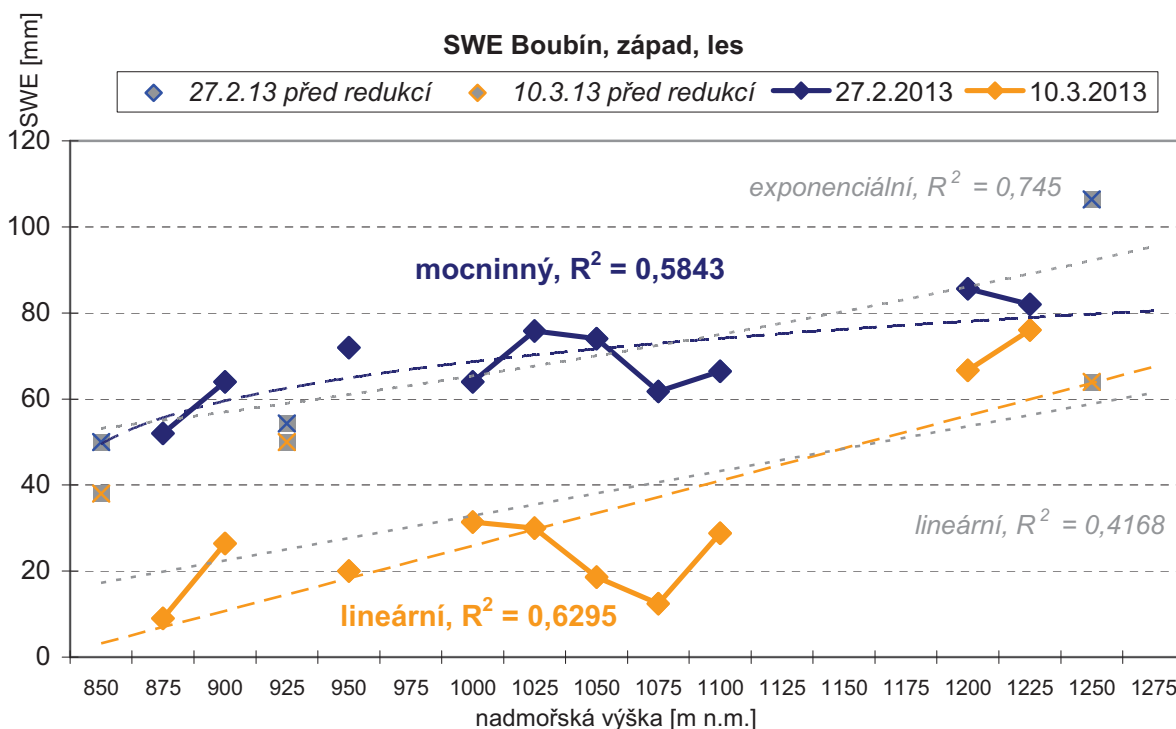
Obr. 37 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák jih v zimním období 2011/2012, s regresními křivkami



Obr. 38 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák východ v zimním období 2012/2013, po bodové redukci s regresní křivkou

V každém z bodů všech tří profilů byl změřen sklon svahů na kterých se body nacházejí, a to i přesto, že dle *Blöschla et al. (1992)* dochází k vlivu sklonitosti na sněhovou pokrývku výrazněji až při sklonu nad 40° . Maximální naměřený sklon 28° je relativně hluboko pod touto hranicí. Ve třech dalších grafech tedy byly z analýzy vyjmuty body výrazně se odlišující svým sklonem, byl tedy využit velmi podobný postup jako v případě zastínění oblohy korunami stromů: velmi podobný sklon bude mít velmi podobný efekt na sněhovou pokrývku, tudíž jej můžeme v analýzách zanedbat.

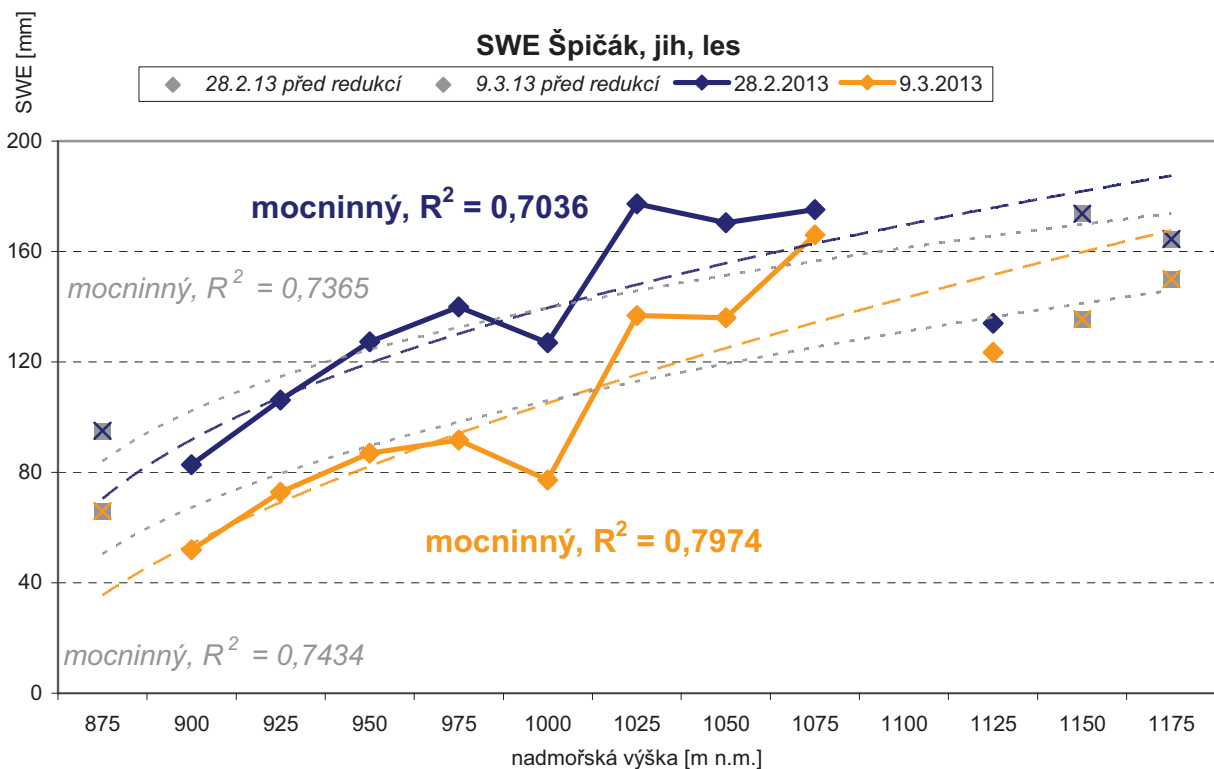
V případě profilu „Boubín“ byly tedy navíc (kromě bodů s odlišným korunovým zápojem) odstraněny body, které byly svým sklonem mimo zvolený interval, a to $\langle 9^\circ; 18^\circ \rangle$. Díky této redukci byly vyřazeny další tři body, a to v nadmořských výškách 850, 925 a 1250 m.



Obr. 39 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Boubín v zimním období 2012/2013, po redukcí bodů s nevyhovujícím korunovým zápojem a sklonem a s regresními křivkami

Na grafu výše jsou vidět pouze malé změny způsobené tímto krokem, v případě prvního termínu měření došlo k poklesu těsnosti vztahu z vysokého na význačný a také k mírnému poklesu gradientu SWE s nadmořskou výškou, v případě druhého termínu měření došlo k přesnému opaku, tudíž nelze pozorovat žádný vliv sklonitosti svahu nižší než 9° (v tomto případě vliv sklonitostí 4, 5 a 7°).

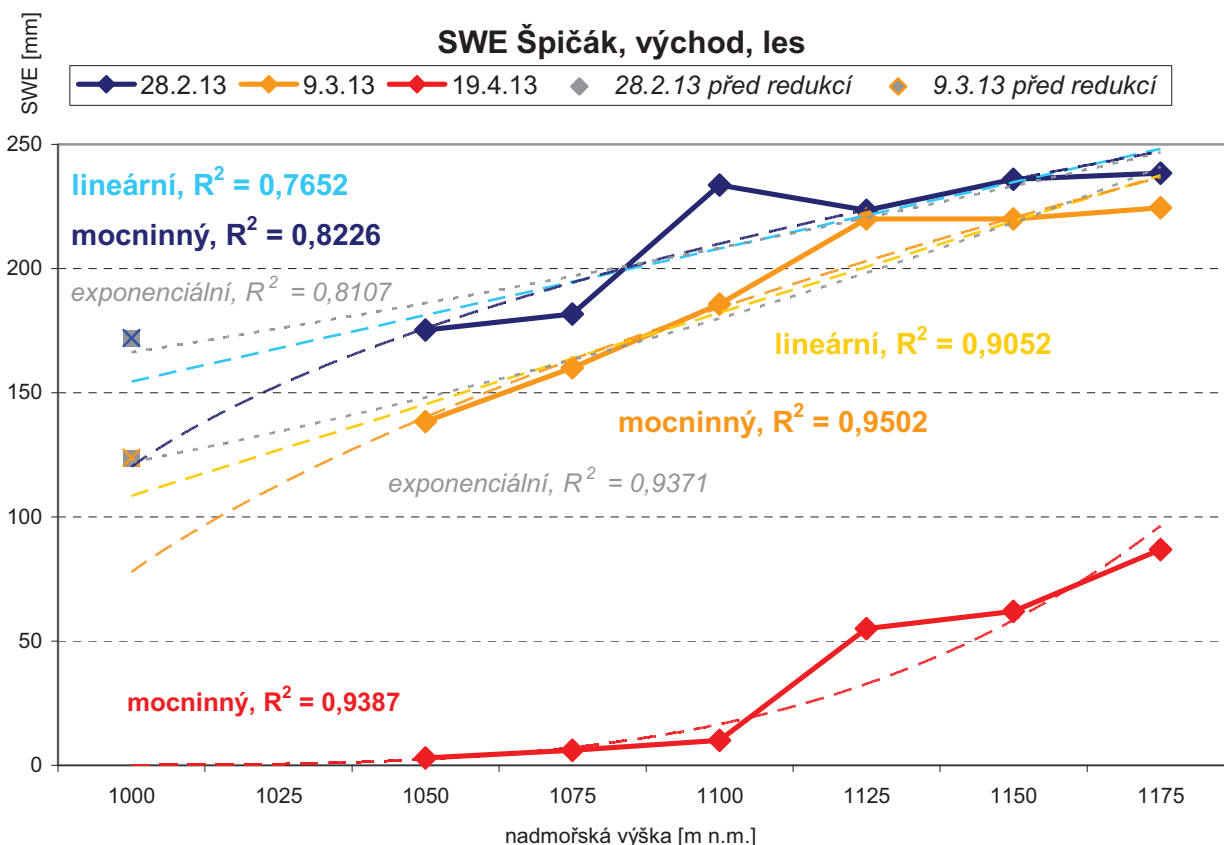
V případě profilu „Špičák jih“ byly navíc odstraněny body, které byly svým sklonem mimo zvolený interval, a to <10°; 17°>. Díky této redukcí byly vyřazeny další tři body, a to v nadmořských výškách 875, 1150 a 1175 m.



Obr. 40 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák jih v zimním období 2012/2013, po redukcí bodů s nevyhovujícím korunovým zápojem a sklonem a s regresními křivkami

Na grafu výše jsou vidět jen poměrně malé rozdíly, v obou případech je možno opět pozorovat vysoký stupeň těsnosti vztahu vodní hodnoty sněhu a nadmořské výšky. V obou případech však došlo k nárůstu gradientu SWE s nadmořskou výškou, což je dobře patrné hlavně v horních partiích profilu, kde se body nacházejí na více ukloněných svazích. Můžeme tedy hovořit o negativním vlivu sklonitosti svahů na SWE, což dokumentují i poměrně vysoké hodnoty v bodě ve výšce 875 m, který se naopak nachází jen ve velmi mírném svahu. Toto však zřejmě platí jen pro svahy s jižní orientací (viz profil „Špičák východ“). To může být způsobeno tím, že na jižních svazích sluneční paprsky dopadají kolměji na více svažité zemský povrch a tedy přísun energie využitelný pro tání sněhové pokrývky je větší.

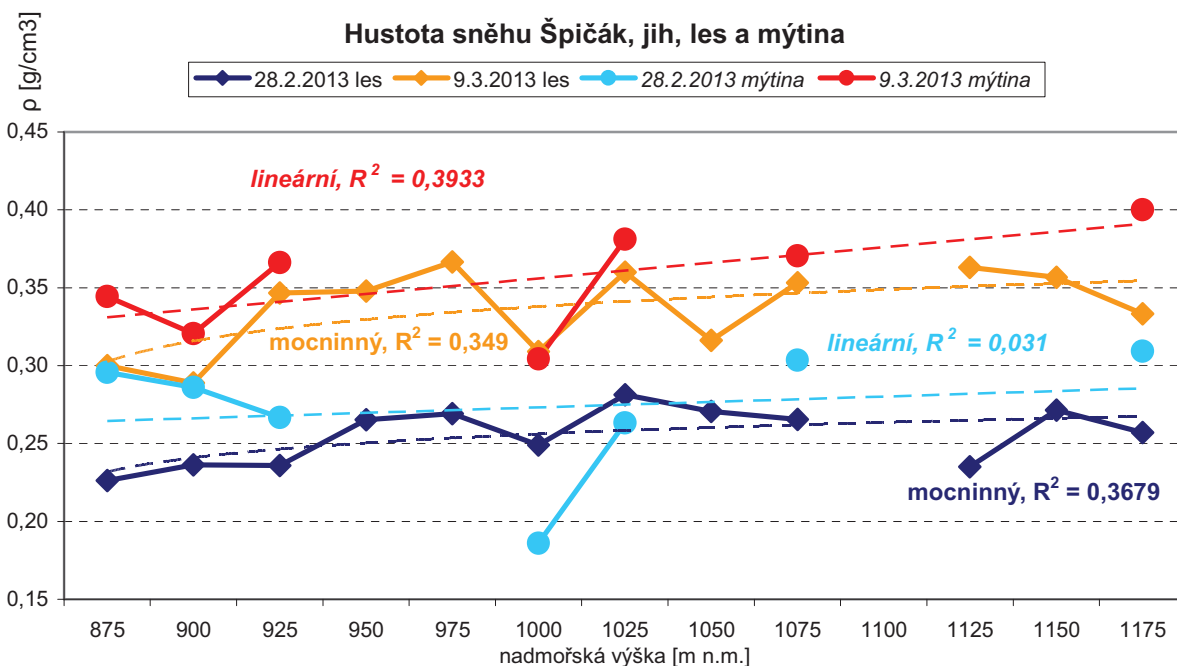
V případě profilu „Špičák východ“ byly vyřazeny dva body, které byly svým sklonem mimo zvolený interval, a to $\langle 13^\circ; 21^\circ \rangle$, z nichž bod ve výšce 1025 m byl předem vyřazen z důvodu nárůstu vodní hodnoty sněhu během tání. Tudiž došlo k redukcí o jeden bod, a to krajní ve výšce 1000 m, viz obr. 41, na kterém je rovněž vidět šedou barvou body tímto krokem odebrané.



Obr. 41 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák východ v zimním období 2012/2013, po redukcí bodů s nevyhovujícím sklonem a s regresními křivkami

Na grafu výše je dobře vidět, že odebráním bodu ve výšce 1000 m n. m. z důvodu přílišného sklonu došlo k mírnému zvýšení těsnosti vztahů a také k nárůstu gradientu SWE s nadmořskou výškou, a to jak při použití těsnější mocninné regresní křivky, tak i méně těsné lineární regresní přímky. Díky tomu, že pomocí regresní křivky velmi těsně popisující vztah dvou proměnných můžeme i předpovídat vývoj mimo zkoumané rozmezí, je možno tvrdit, že v případě nižší sklonitosti svahu v místě bodu ve výšce 1000 m by byla pravděpodobně naměřena nižší hodnota SWE. To je však v přímém rozporu s výsledky výzkumu *Blöschla et al. (1992)*. Je tedy možné soudit, že v případě východní expozice svahu profilu „Špičák“ nemá nárůst sklonu svahu negativní vliv na hodnoty SWE.

Ve výše uvedených experimentálních profilech byl rovněž analyzován vliv nadmořské výšky na hustotu sněhu (ρ), a to stejnými metodami. Na obrázku 42 je znázorněn vliv nadmořské výšky na hustotu sněhu v profilu „Špičák jih“ v lese a na mýtině. Z něho vyplývá, že prakticky nelze vypočítat jakýkoliv vliv nadmořské výšky na hustotu sněhu. Hodnoty koeficientu determinace jsou poměrně mírné, hustota s nadmořskou výškou jen nepatrně roste. V ostatních profilech je tomu často naopak, ale regresní křivka je opět téměř rovnoběžná s osou x. Z tohoto důvodu nebyly ostatní grafy uvedených profilů v této práci publikovány. Výše uvedené výsledky potvrzují práci *Fliegl (2009)*. Jsou však dobře patrné mírně vyšší hodnoty hustoty sněhu na mýtinách. To lze odůvodnit vyšším vlivem větru na sněhovou pokrývku či větší mírou tání při teplých a slunečných dnech. Rovněž jsou nekryté plochy více vystaveny dešťovým srážkám, které jsou v lesním porostu tlumeny intercepcí (*Fliegl, 2009*).

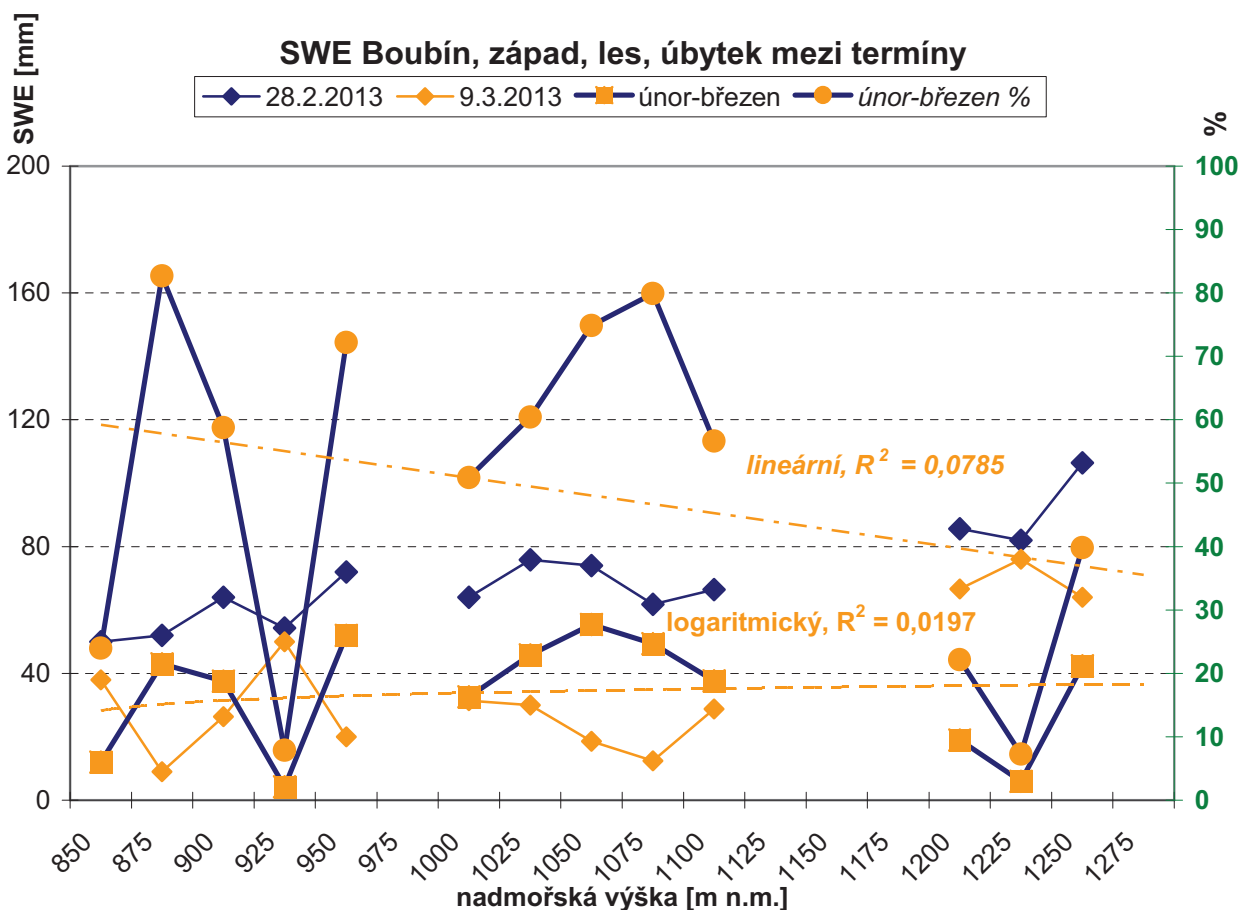


Obr. 42 - Závislost hustoty sněhu na nadmořské výšce v lese a na mýtině v experimentálním profilu Špičák jih v zimním období 2012/2013, po bodové redukci s regresní křivkou

V následujících grafech je vedle vodní hodnoty sněhu v experimentálních profilech zobrazen úbytek vodní hodnoty mezi termíny v průběhu jarního tání, a to jak absolutní ([mm]), tak i relativní ([%]), a to vůči stavu ve výchozím termínu.

Je zde dobře vidět, že s nadmořskou výškou relativní úbytek vodní hodnoty sněhu mezi termíny klesá rychleji, než absolutní úbytek, což je dáno vyššími hodnotami SWE v bodech s vyšší nadmořskou výškou. Rovněž i těsnost vztahu je vyšší u relativního úbytku.

Na obrázku 43 jsou patrné výrazné rozdíly mezi jednotlivými body v profilu „Boubín“, profil se chová poněkud atypicky, jelikož absolutní úbytek vodní hodnoty sněhu s nadmořskou výškou neklesá (jak je patrné v obou dalších profilech „Špičák“), ale velmi slabě roste. Relativní úbytek vodní hodnoty již klesá, ale těsnost vztahů je velmi nízká, tudíž v zásadě nelze vůbec hovořit o závislosti úbytku vodní hodnoty sněhu mezi termíny na nadmořské výšce.



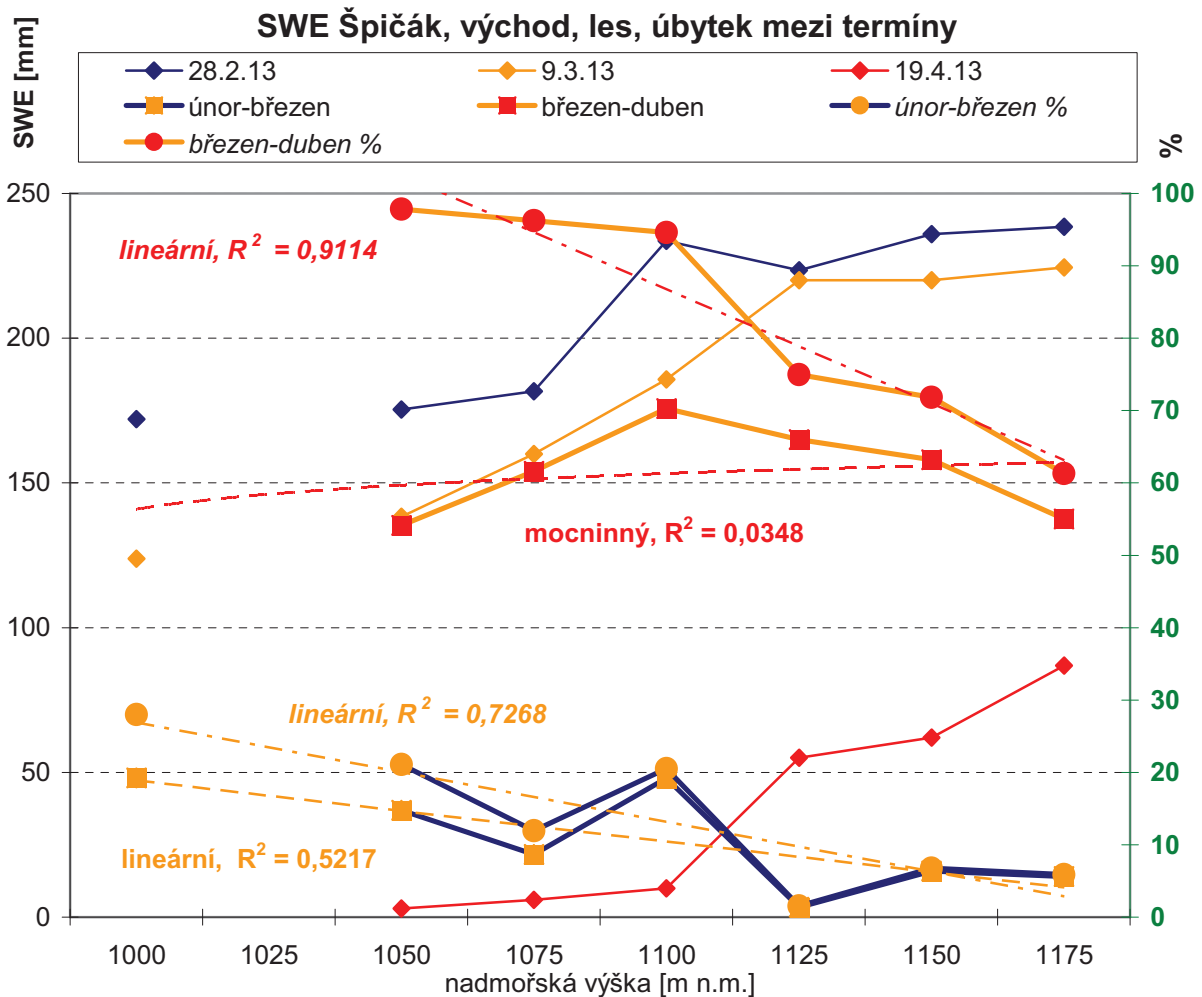
Obr. 43 - Závislost absolutního a relativního úbytku vodní hodnoty sněhu mezi termíny na nadmořské výšce v lesním porostu v experimentálním profilu Boubín v zimním období 2012/2013, po bodové redukci s regresními křivkami

Naproti tomu v profilu „Špičák východ“ je těsnost vztahu relativního a absolutního úbytku SWE s nadmořskou výškou mezi termíny 28.2. a 9.3. význačná či vysoká, a tak můžeme hovořit o vztahu úbytku vodní hodnoty sněhu mezi termíny na nadmořské výšce. Mezi termíny 9.3. a 19.4. nelze v případě absolutního úbytku hovořit o jakémkoliv vztahu, v případě relativního úbytku je naopak vztah na nadmořské výšce velmi těsný. Hodnoty absolutního úbytku jsou však výrazně ovlivněny téměř minimálními hodnotami SWE v bodech ve výškách 1050, 1075 a 1100 m n. m., kdy sněhová pokrývka na těchto bodech již byla nesouvislá.

Z obrázku 44 je dobře patrné, že oba ukazatele s nadmořskou výškou zjevně klesají (až na absolutní úbytek mezi březnovým a dubnovým termínem), absolutní úbytek vodní hodnoty sněhu mezi únorovým a březnovým termínem klesá od zhruba 50 mm ve výšce 1000 m n. m. až po cca 15 mm v nadmořské výšce 1175 m. Pokles relativního úbytku s nadmořskou výškou je ještě výraznější, hodnoty se pohybují zhruba od cca 27 % až po méně než 5 % v nadmořské výšce 1175 m.

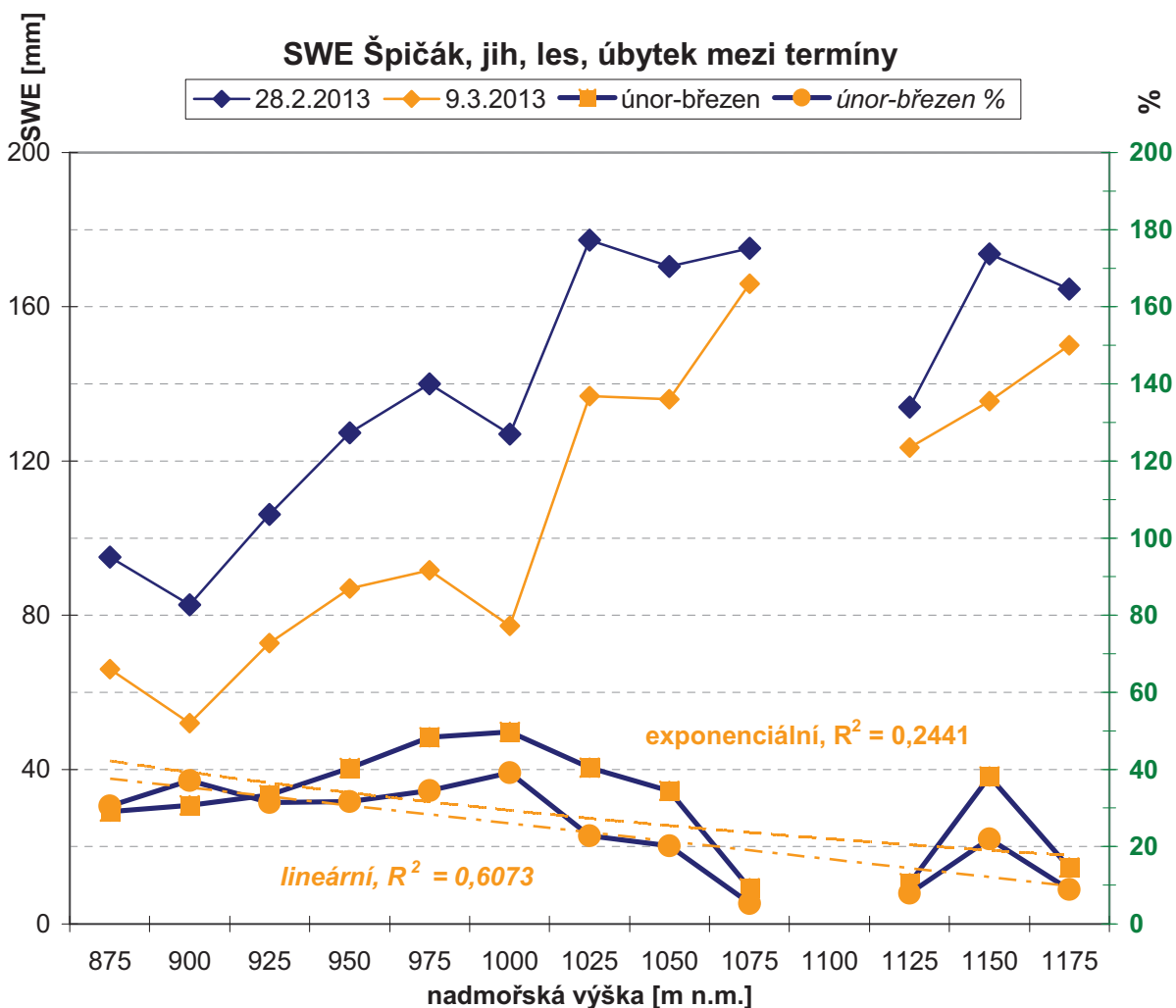
V případě úbytku mezi březnovým a dubnovým termínem nelze hovořit o vlivu nadmořské výšky na absolutní úbytek (i když ten v případě bodů ve výšce 1100-1175 m n. m. klesá), relativní úbytek však s nadmořskou výškou významně klesá, a to ze 100 % (ve spodních

partiích sněh mezi termíny zcela roztál) k zhruba 60 % úbytku ve výšce 1175 m n. m. Je však třeba zdůraznit, že během dubnového měření se již sněhová pokrývka ve spodních partiích profilu nenalézala a ve středních částech byla velmi nesouvislá a nízká, což mohlo způsobit zásadní chyby v měření, a tedy způsobit významné nejistoty v této interpretaci.



Obr. 44 - Závislost absolutního a relativního úbytku vodní hodnoty sněhu mezi termíny na nadmořské výšce v lesním porostu v experimentálním profilu Špičák východ v zimním období 2012/2013, po bodové redukci s regresními křivkami

Velmi podobné závislosti lze pozorovat i na profilu „Špičák jih“ (obr. 45) s tím rozdílem, že těsnost vztahu v případě vlivu nadmořské výšky na absolutní rozdíl vodní hodnoty sněhu mezi měřeními je opět poměrně nízký (i když vyšší než v případě profilu „Boubín“). Konkrétně se hodnoty relativního úbytku SWE pohybují od zhruba 38 % ve výšce 875 m n. m. až po cca 10 % ve výšce 1175 m n. m. Relativní úbytek v nadmořské výšce 1000 m je zhruba 26 %, což je hodnota velmi blízká hodnotě zjištěné na profilu „Špičák východ“. Těsnost vztahu v případě relativního úbytku SWE s nadmořskou výškou je význačná. V případě nízké těsnosti vztahu u absolutního rozdílu se rozdíly pohybují zhruba od 41 mm do 18 mm, ale v důsledku zmíněné skutečnosti z tohoto trendu nelze vyvozovat žádné výsledky.



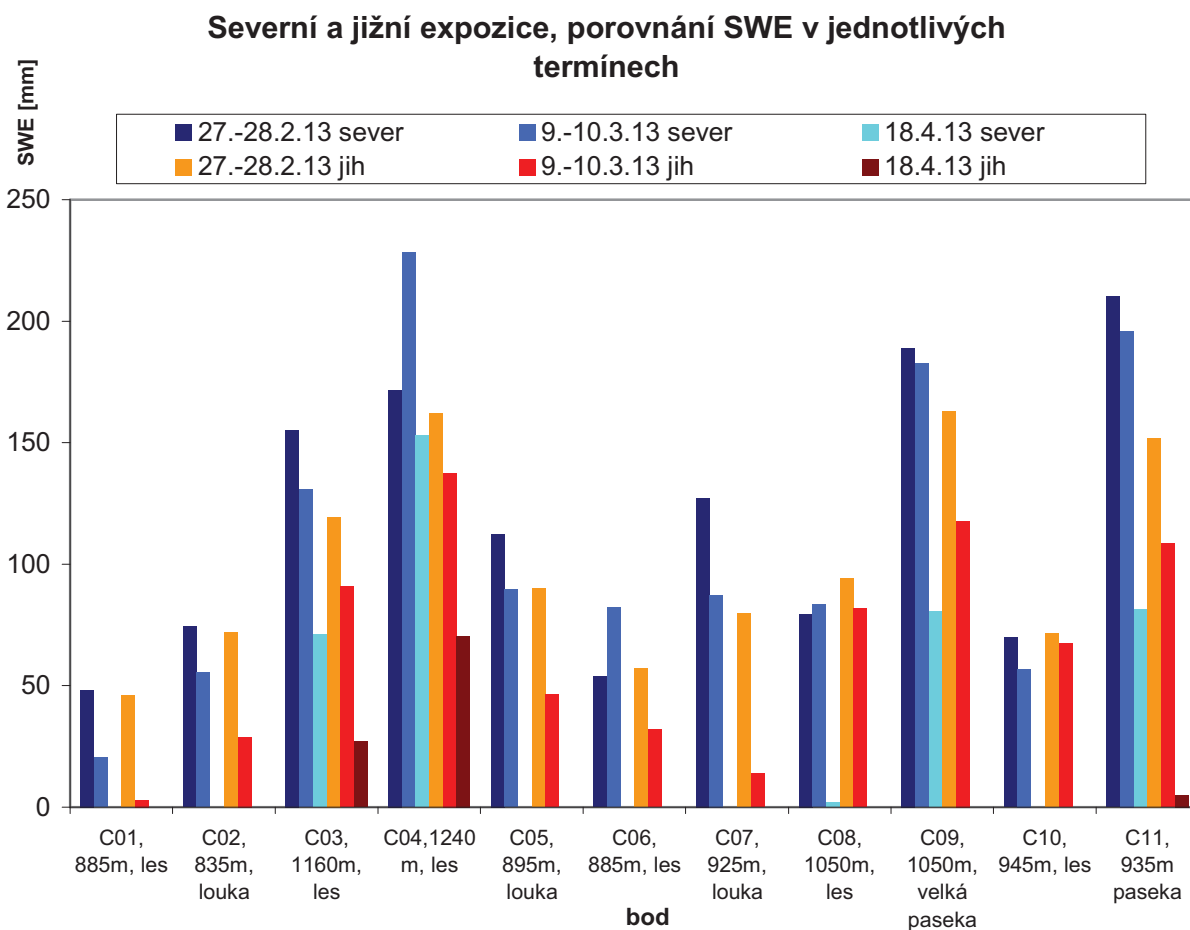
Obr. 45 - Závislost absolutního a relativního úbytku vodní hodnoty sněhu mezi termíny na nadmořské výšce v lesním porostu v experimentálním profilu Špičák jih v zimním období 2012/2013, po bodové redukci s regresními křivkami

5.2 Expozice

Vliv expozice má dle některých autorů (*Murray a Buttler in Varhola et al., 2010*) větší vliv na sněhovou pokrývku než vegetační pokryv. Byl zkoumán na dvojicích bodů, nacházejících se po celém zájmovém území. Jedná se o profily C01-C11, které jsou popsány v kapitole 3.10. Jak již bylo řečeno, v rámci dvojice bodů umístěných v lesním porostu jsou hodnoty podílu zakrytí oblohy korunami stromů velmi podobné (maximální rozdíl je 3 %), tudíž tento fyzicko-geografický faktor má stejný vliv na charakteristiky sněhové pokrývky na oba body, tudíž ho lze z analýzy rovněž vypustit.

Na obr. 46 je možné pozorovat vliv expozice na vodní hodnotu sněhu v rámci experimentálních profilů-dvojbodů. Je dobře patrné, že v průběhu zimní sezóny roste vliv expozice, kdy během prvního měření byly často naměřeny velmi podobné hodnoty v bodech se severní i jižní expozicí, zatímco při druhém měření byly již rozdíly podstatně výraznější. To je

bezsporu dáno delší dobou působení oslunění, zvýrazněným počasím s malou oblačností mezi termíny měření (viz obr. 28-31). Je dobře patrné, že ve většině bodů dokonce nedošlo v severních expozicích k výraznějšímu úbytku vodní hodnoty sněhu mezi únorovým a březnovým termínem, a to jak v lesním porostu, tak i na louce či na pasece. V případě dubnového termínu je již vidět výrazný vliv tání, a to jak v bodech s jižní expozicí, tak i severní. Ve mnohých bodech pak sněhová pokrývka odtála zcela.



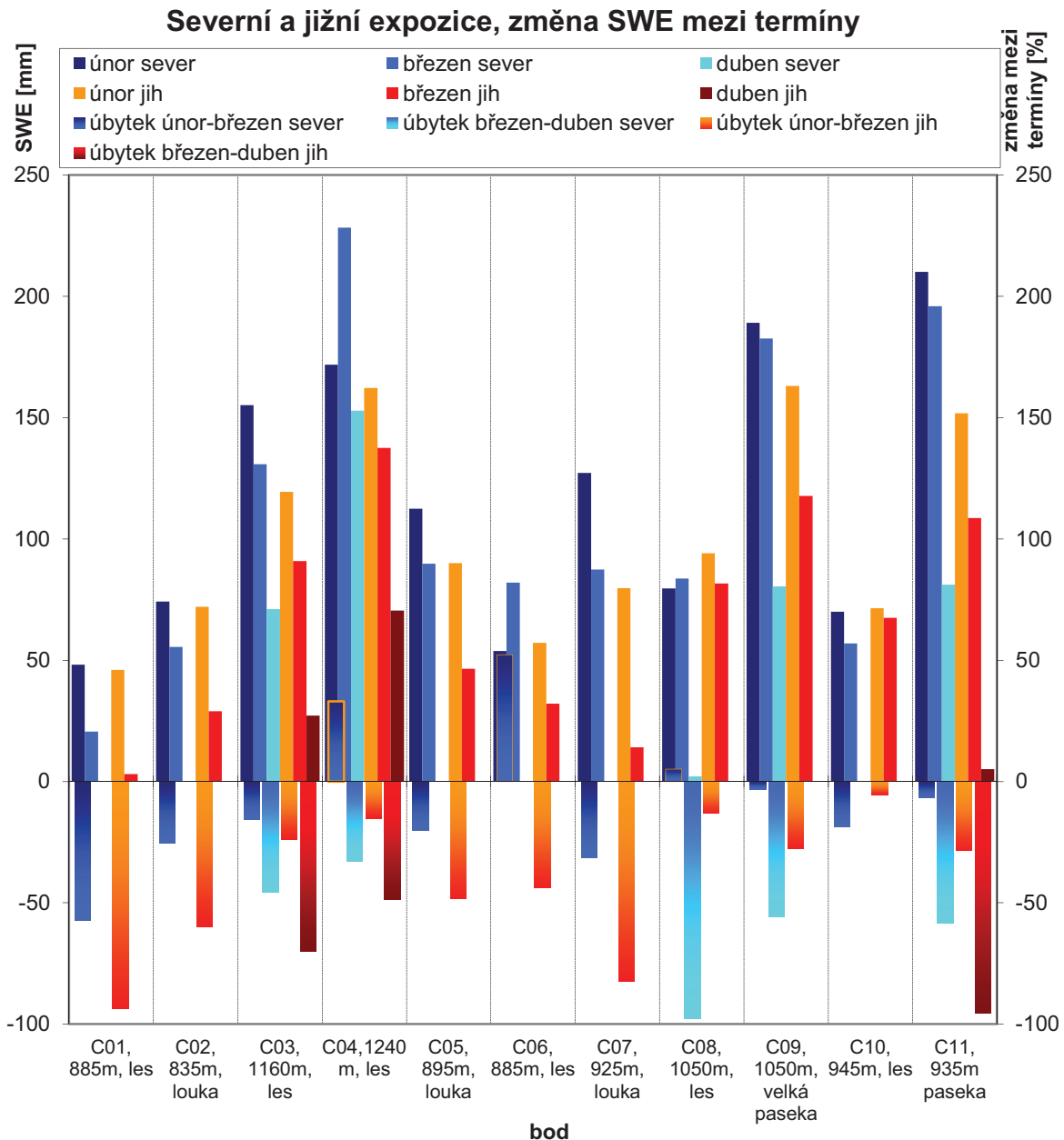
Obr. 46 - Závislost vodní hodnoty sněhu na expozici v lesním porostu, louce a na pasece ve třech termínech v jednotlivých experimentálních profilech v zimním období 2012/2013

Na následujícím grafu byly znázorněny procentuální úbytky vodní hodnoty sněhu za období mezi termíny měření vůči výchozímu termínu. Z nich jasně vyplývá, že mezi únorovým a březnovým měřením největší procentuální úbytky nastaly v bodech s celkově nižší vodní hodnotou sněhu a také v nelesních bodech se středními hodnotami SWE. Na bodech v lesním porostu se středními hodnotami SWE (kolem 70-140 mm, C08, C10 a C03) došlo jen k mírnému úbytku vodní hodnoty, maximálně do hodnoty 24 %. To může být zapříčiněno zastíněním sněhové pokrývky stromy před slunečním zářením. U výše položených bodů s vysokou vodní hodnotou sněhu byly procentuální úbytky velmi malé, často i neznamenné, a vzhledem k možným chybám měření zcela nesignifikantní.

Je třeba zdůraznit, že v případě severní expozice profilu C04 došlo k nárůstu SWE během tání sněhové pokrývky. To bylo pravděpodobně způsobeno chybným měřením

v únorovém termínu (s přihlédnutím k výši vodní hodnoty sněhu v termínu dubnovém). To může vést k nepřesné interpretaci v případě úbytku mezi únorovým a březnovým termínem.

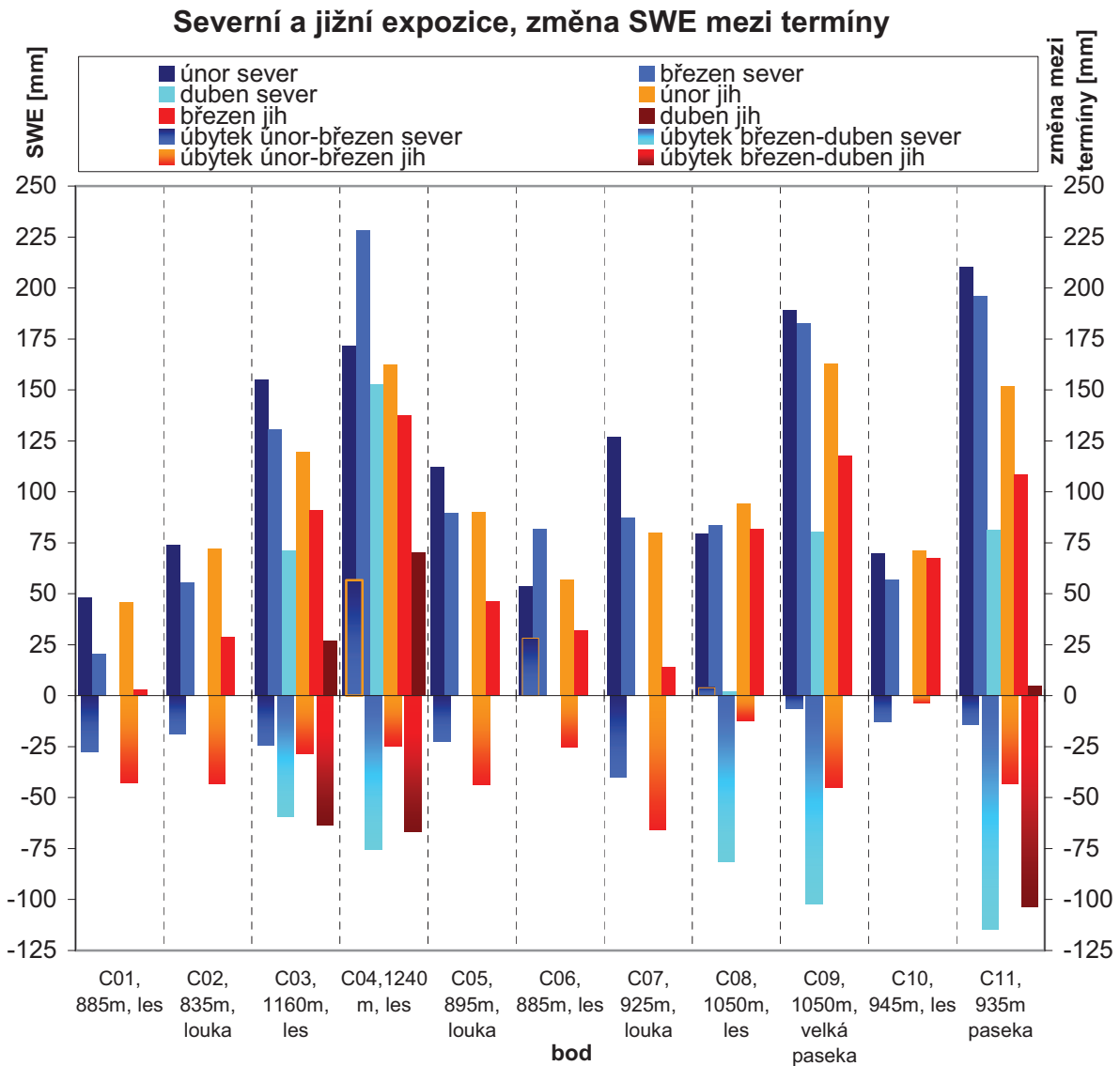
Úbytek vodní hodnoty sněhu mezi březnovým a dubnovým termínem lze pozorovat pouze na několika málo profilech (C03, C04 a C11, částečně také C08 a C09), na většině sních odtál zcela. V případě profilů C03, C04 a C11 je možno sledovat podstatně vyšší míru úbytku SWE na bodech s jižní expozicí než na bodech s expozicí severní. Relativní úbytky jsou v případě severní expozice 46, 33 či 59 %, v případě jižní expozice 70, 49 či 95 %. Je tedy dobře vidět i vliv nadmořské výšky, kdy byl u nejnvýše položeného profilu zaznamenán nejnižší relativní úbytek. V případě profilů C08 a C09 byla sněhová pokrývka zaznamenána jen v bodech se severní expozicí, relativní úbytky mezi termíny v bodech se severní expozicí pak byly pozorovány na hodnotách 98 a 56 %. V případě severní expozice v profilu C08 a jižní expozice v profilu C11 byla v dubnovém termínu na bodech přítomna pouze nesouvislá sněhová pokrývka malé výšky, což může vést k chybám měření a případně ne zcela přesné interpretaci.



Obr. 47 - Závislost vodní hodnoty sněhu na expozici v lesním porostu, louce a na pasece a procentuální rozdíl mezi jednotlivými měřeními ve třech termínech v jednotlivých experimentálních profilech v zimním období 2012/2013

V případě absolutního úbytku mezi únorovým a březnovým termínem (obr. 48) je však možno pozorovat velmi podobné hodnoty na svazích s jižní expozicí, a to zpravidla v rozmezí 12-45 mm (nepočítáme-li krajní hodnoty 4 mm a 66 mm). Z toho v pěti bodech byl naměřen téměř shodný úbytek 43-45 mm (body C01, C02, C05, C09 a C11). Je zároveň patrné, že ve výše položených bodech byl úbytek vodní hodnoty jen nepatrně nižší než u níže položených bodů s nízkými vodními hodnotami. Je to poměrně překvapivé, jelikož bychom mohli očekávat, že tavná voda z povrchu sněhové pokrývky bude zadržena v hlubších vrstvách sněhové pokrývky. V případě severní expozice jsou úbytky také velmi podobné, v případě vynechání bodů s nárůstem vodní hodnoty sněhu v průběhu jarního tání (zapříčiněné

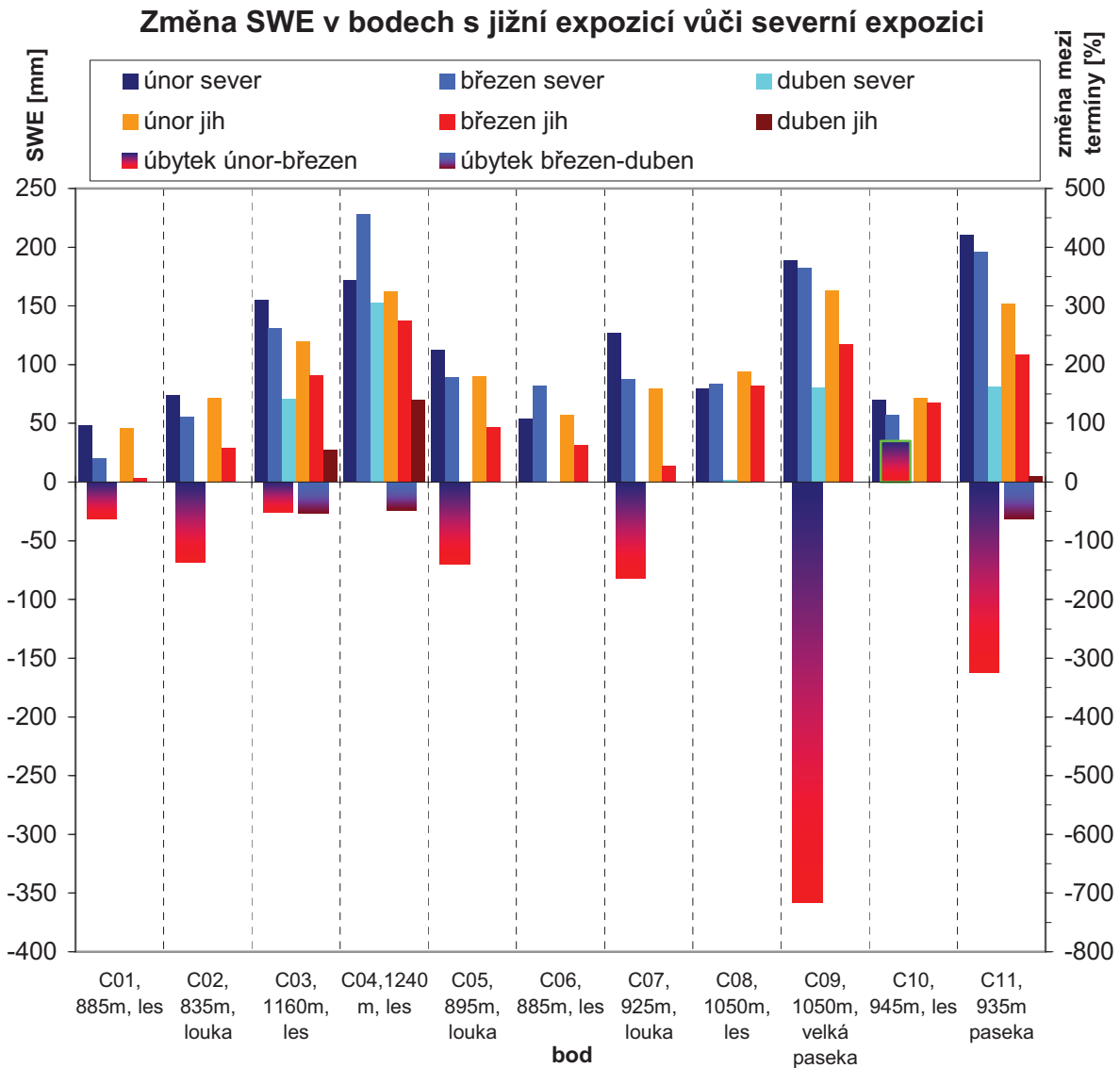
pravděpodobně chybou v měření) se pohybují v rozmezí 6-40 mm. Zde je však dobře patrný nižší úbytek vodní hodnoty u bodů s vysokými hodnotami SWE, je to dáno celkově nižším úbytkem na svazích se severní expozicí. Je třeba zdůraznit, že v případě severní expozice profilu C04 došlo k nárůstu SWE během tání sněhové pokrývky. To bylo pravděpodobně způsobeno chybným měřením v únorovém termínu (s přihlédnutím k výši vodní hodnoty sněhu v termínu dubnovém). To může vést k nepřesné interpretaci v případě úbytku mezi únorovým a březnovým termínem.



Obr. 48 - Závislost vodní hodnoty sněhu na expozici v lesním porostu, louce a na pasece a absolutní rozdíl mezi jednotlivými měřeními ve třech termínech v jednotlivých experimentálních profilech v zimním období 2012/2013

Absolutní úbytek mezi březnovým a dubnovým termínem lze mezi jižní a severní expozicí pozorovat pouze u několika málo profilů (C03, C04 a C11). Je poměrně překvapivé, že rozdíl mezi úbytkem v bodech s jižní expozicí a v bodech s expozicí severní je velmi malý, a to u všech třech profilů. Ve dvou z nich došlo dokonce k menšímu absolutnímu úbytku v bodech s jižní expozicí než v bodech s expozicí severní (C04 a C11). V případě lesního

profilu C03 byl velmi malý rozdíl pozorován i mezi únorovým a březnovým profilem. Při srovnání s profilem C11, nacházejícím se na pasece a tedy více ovlivněným přímým slunečním zářením, lze soudit, že v případě pozdního jara (kdy lze očekávat zralou sněhovou pokrývku) je rychlost tání poměrně podobná. Na počátku jara (kdy lze předpokládat záporné teploty sněhové pokrývky) je rychlost tání na svazích se severní orientací nižší. To může být způsobeno nižším přísunem slunečního záření a delší dobou potřebnou k ohřátí celé sněhové pokrývky na teplotu 0°C. V pozdním jaře jsou pak výchozí podmínky totožné.



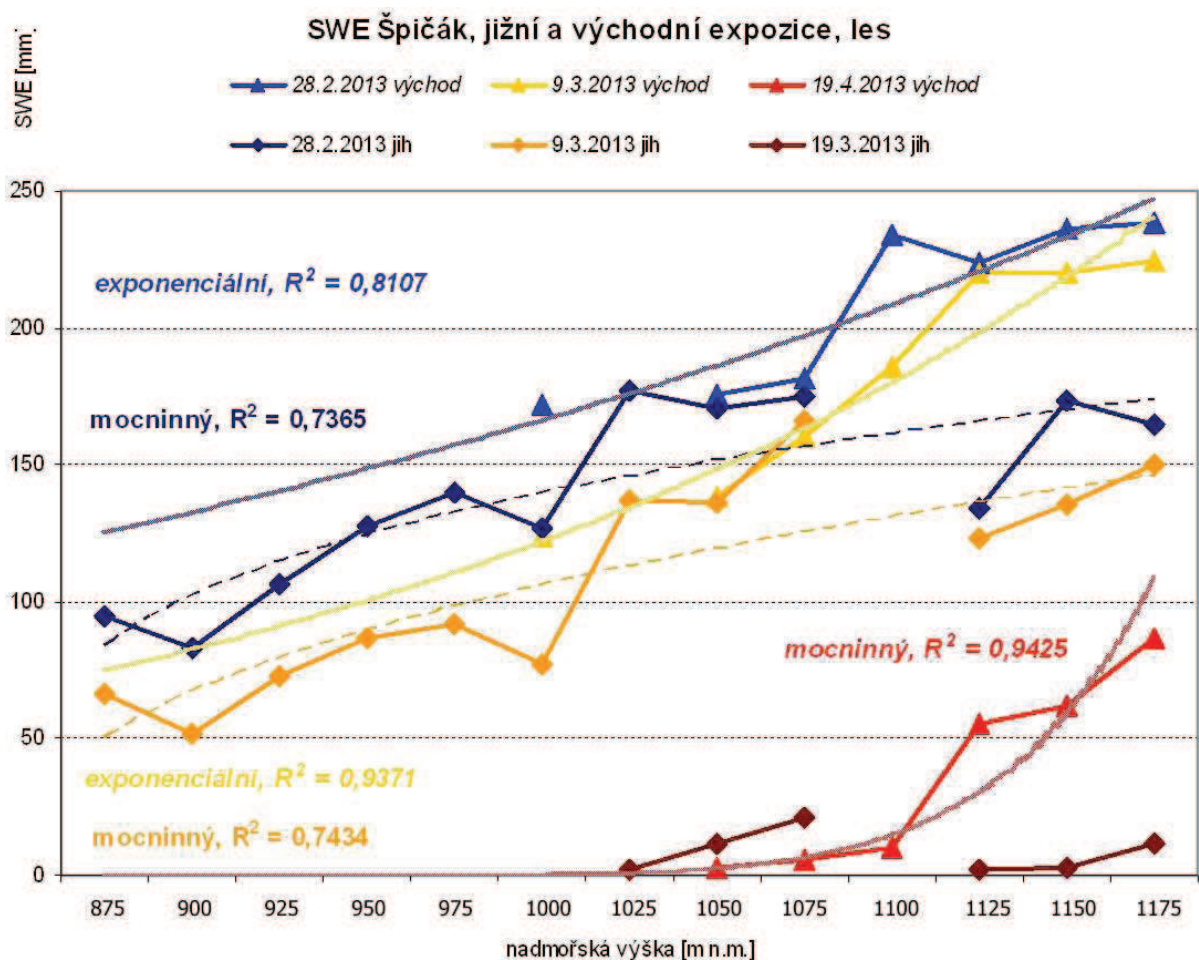
Obr. 49 - Závislost vodní hodnoty sněhu na expozici v lesním porostu, louce a na pasece a procentuální rozdíl mezi svahem s jižní expozicí vůči svahu se severní expozicí, ve třech termínech v jednotlivých experimentálních profilech v zimním období 2012/2013

Na obrázku 49 je znázorněn procentuální rozdíl mezi úbytkem vodní hodnoty sněhu na svahu s jižní expozicí vůči svahu s expozicí severní. Hodnoty jsou v případě rozdílu mezi únorovým a březnovým termínem velmi proměnlivé, což je dáno hlavně velmi malými úbytky vodní hodnoty sněhu na některých svazích se severní expozicí (například bod C09). Hodnoty

se pohybují od cca 50 % až po více jak sedminásobek úbytku na svahu se severní expozicí (bod C09). V jednom případě došlo na svahu s jižní expozicí dokonce k menšímu úbytku vodní hodnoty sněhu, než na svahu s expozicí severní (bod C10). To je dáno hlavně velmi nízkými rozdíly mezi jednotlivými měření, které mohou být rovněž částečně způsobeny možnými chybami měření.

Rozdíl mezi březnovým a dubnovým termínem bylo možné porovnat jen na třech bodech (C03, C04 a C11). V případě pokročilého jarního tání jsou rozdíly velmi podobné, kolem 50 %, konkrétně 54, 48 a 63 %. Vyšší rozdíl u bodu C11 je možné zdůvodnit vyšší intenzitou přímého slunečního svitu na sněhovou pokrývku na pasece se severní expozicí. V případě profilu C03 lze hovořit o stejném rozdílu rychlosti odtávání mezi expozicemi v brzkém jarním termínu, tak v období pozdního jara (březen-duben). Obecně však lze říci, že na louce či na pasece je rozdíl v rychlosti tání mezi expozicemi větší než v případě lesa, který tlumí negativní vliv jižní expozice (viz profily C08+C09 a C10+C11).

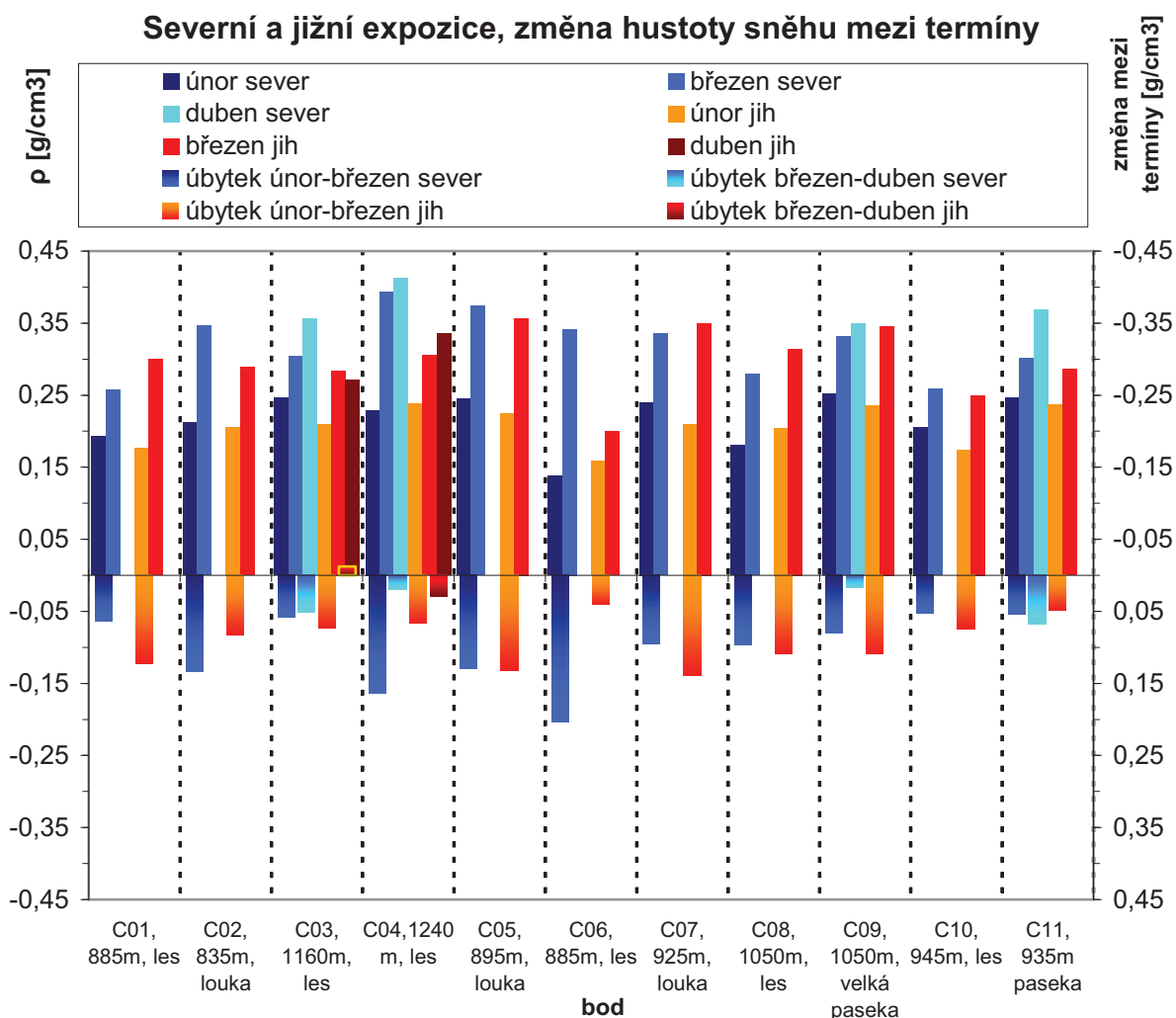
Na následujícím grafu je porovnána vodní hodnota sněhu v profilech „Špičák jih“ a „Špičák východ“. Je z něj na první pohled patrná výrazně vyšší hodnota SWE na svahu s východní expozicí a to i přesto, že sklon východních svahů je o něco vyšší (vyšší sklon svahů má negativní vliv na SWE (*Blöschl et al., 1992*)), korunový zápoj je téměř shodný. Ani negativní vliv závětrného efektu na svah s východní expozicí je velmi nepravděpodobný, v sezóně 2011/2012 byl pozorován výrazný závětrný efekt v severní větvi profilu „Špičák“ (*Beitlerová a Fliegl et al., 2012*), vliv tohoto efektu na východní svah by tedy logicky měl být nižší než v případě severní expozice. I přesto, že východní větev profilu „Špičák“ nezahrnuje nadmořské výšky 875-975 m, které se vyskytují v profilu „Špičák jih“, lze díky tomu, že vztah SWE a nadmořské výšky je v tomto profilu vysoký či se jedná o těsný vztah, do jisté míry předpovědět vodní hodnotu sněhu na svazích s východní expozicí i v těchto výškách. Díky tomu můžeme pozorovat až o 50 % vyšší SWE na východním svahu hory Špičák v únorovém a březnovém termínu. V případě dubnového termínu se v bodech na jižním svahu sněhová pokrývka již téměř nenacházela, na východním svahu byla její pozorovatelná vodní hodnota až přes 50 mm.



Obr. 50 - Závislost vodní hodnoty sněhu na expozici a nadmořské výšce v lesním porostu, ve třech termínech v experimentálních profilech Špičák jih a Špičák východ v zimním období 2012/2013

Na následujícím grafu je znázorněna hustota sněhu v rámci experimentálních dvojbodů. Je dobře patrné, že v průběhu zimní sezóny hustota sněhu roste, a to ve všech případech kromě rozdílu mezi březnovým a dubnovým termínem na jižní expozici profilu C03. V případě termínu 27. - 28.2.2013 se hustoty pohybují kolem 0,2 až 0,25 g.cm⁻³ (s výjimkou lesního profilu C06 s hustotou kolem 0,15 g.cm⁻³), v případě termínu 9.-10.2.2013 pak kolem hodnot 0,25-0,35 g.cm⁻³ (s výjimkou jižní expozice profilu C06 s hustotou 0,2 g.cm⁻³ a severní expozice profilu C04 s hustotou 0,394 g.cm⁻³). Během měření provedeného 18.4.2013 byla sněhová pokrývka přítomna pouze na několika málo profilech a její hustota se pohybovala od 0,271 g.cm⁻³ až po 0,413 g.cm⁻³ v případě severní expozice v profilu C04.

Vliv expozice na hustotu sněhu je však neprůkazný. V části profilů nalezneme vyšší hustotu sněhové pokrývky v bodech se severní expozicí, v části naopak s expozicí jižní. Ani z rozdílů mezi termíny měření není možné rozeznat výraznější vliv expozice na hustotu sněhové pokrývky (obr. 51).



Obr. 51 - Závislost hustoty sněhu na expozici v lesním porostu a na pasece a absolutní rozdíl mezi jednotlivými měřeními ve třech termínech v jednotlivých experimentálních profilech v zimním období 2012/2013

5.3 Vegetační pokryv

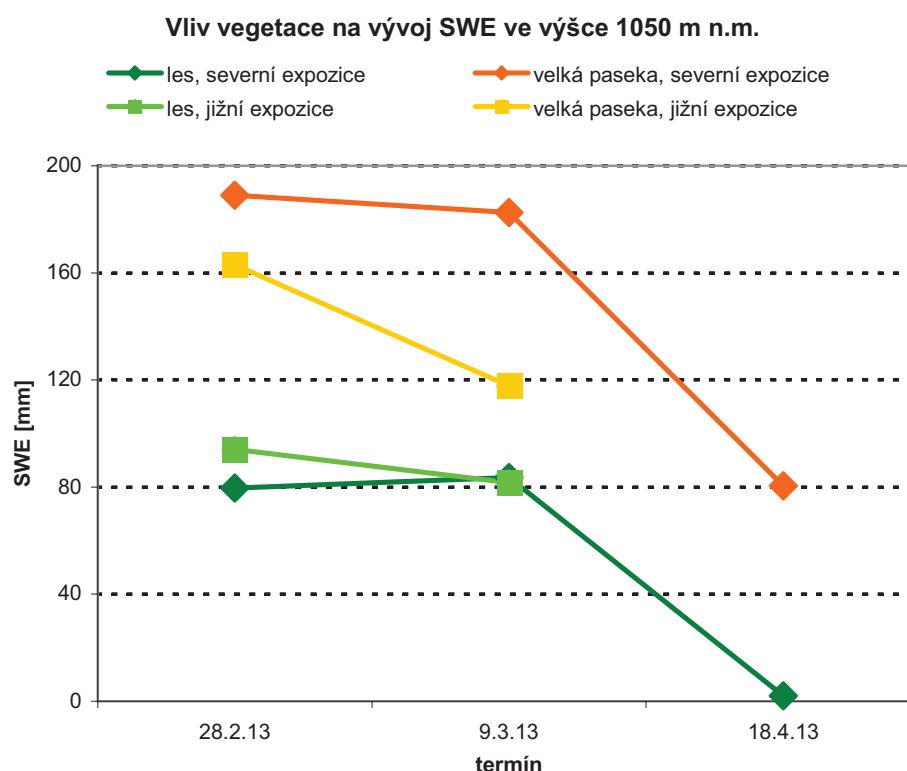
Tato kapitola je věnována vztahům mezi naměřenou vodní hodnotou sněhu (či hustotou sněhu) a vegetačním pokryvem. Výběr experimentálních profilů nebyl pro tuto analýzu optimalizován, ale i přesto bylo možno pro tento účel využít experimentální profil „Špičák jih“ a pak také experimentální expoziční profily C08+C09 a C10+C11, jelikož vzdálenost profilů C08 a C09 se pohybuje v řádu desítek metrů, rovněž tak vzdálenost profilů C10 a C11. Jeden z nich je vždy profil s body umístěnými na lesní pasece, druhý profil je umístěný v lese (viz tab. 5 a příloha 3 a 4). To umožňuje velmi dobrou analýzu vlivu vegetačního profilu na vodní hodnotu a hustotu sněhové pokrývky.

Na následujícím grafu (obr. 52) je vidět vývoj vodní hodnoty sněhu v průběhu jarního tání v profilech C08+C09, v severní expozici v lese a na pasece, a v jižní expozici v lese a na pasece.

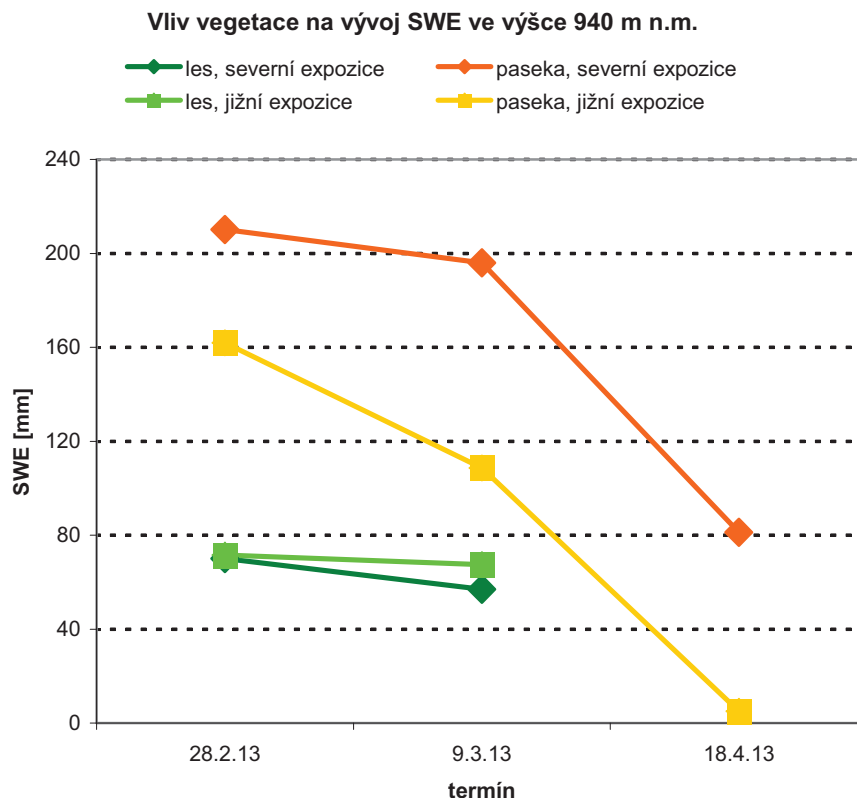
Je dobře vidět vyšší SWE v lesní pasece než v smrkovém lese o korunovém zápoji 86-89 %, a to i více než dvojnásobný v případě severní expozice a téměř dvojnásobný v případě expozice jižní. Rozdíly v SWE mezi druhy vegetačního pokryvu se v bodech se severní expozicí pohybují kolem 79-110 mm či zhruba 36-69 mm v případě jižní expozice. V případě jižní expozice nebyla v dubnovém termínu na pasece a v lese sněhová pokrývka pozorována.

O něco vyšších hodnot bylo dosaženo i v případě profilů C10+C11 ve výšce zhruba 940 m n. m. (obr. 53). Zde byl pozorován až trojnásobek SWE na lesní pasece se severní expozicí než v smrkovém lese s korunovým zápojem 85 %, v případě jižní expozice byl na lesní pasece pozorován zhruba 1,5 až 2 násobek SWE než v lese s korunovým zápojem 84 %, což jsou hodnoty výrazně vyšší než byly pozorovány v rámci jiných studií po celém světě. Rozdíly v SWE mezi druhy vegetačního pokryvu se pohybují kolem 140 mm či zhruba 41-90 mm v případě jižní expozice. V dubnovém termínu nebyla v lese sněhová pokrývka pozorována na bodech s jižní i severní expozicí.

V obou případech byl pozorován výrazný úbytek SWE na pasece s jižní expozicí, v lese se stejnou expozicí byl pozorován úbytek minimální. Nebyly však potvrzeny výsledky výzkumu, který provedl *Murray a Buttle (in Varhola et al., 2010)* v javorovém lese a otevřené ploše (kap. 2.2.2), což mohlo být způsobeno odlišným druhovým složením zkoumaného lesa.

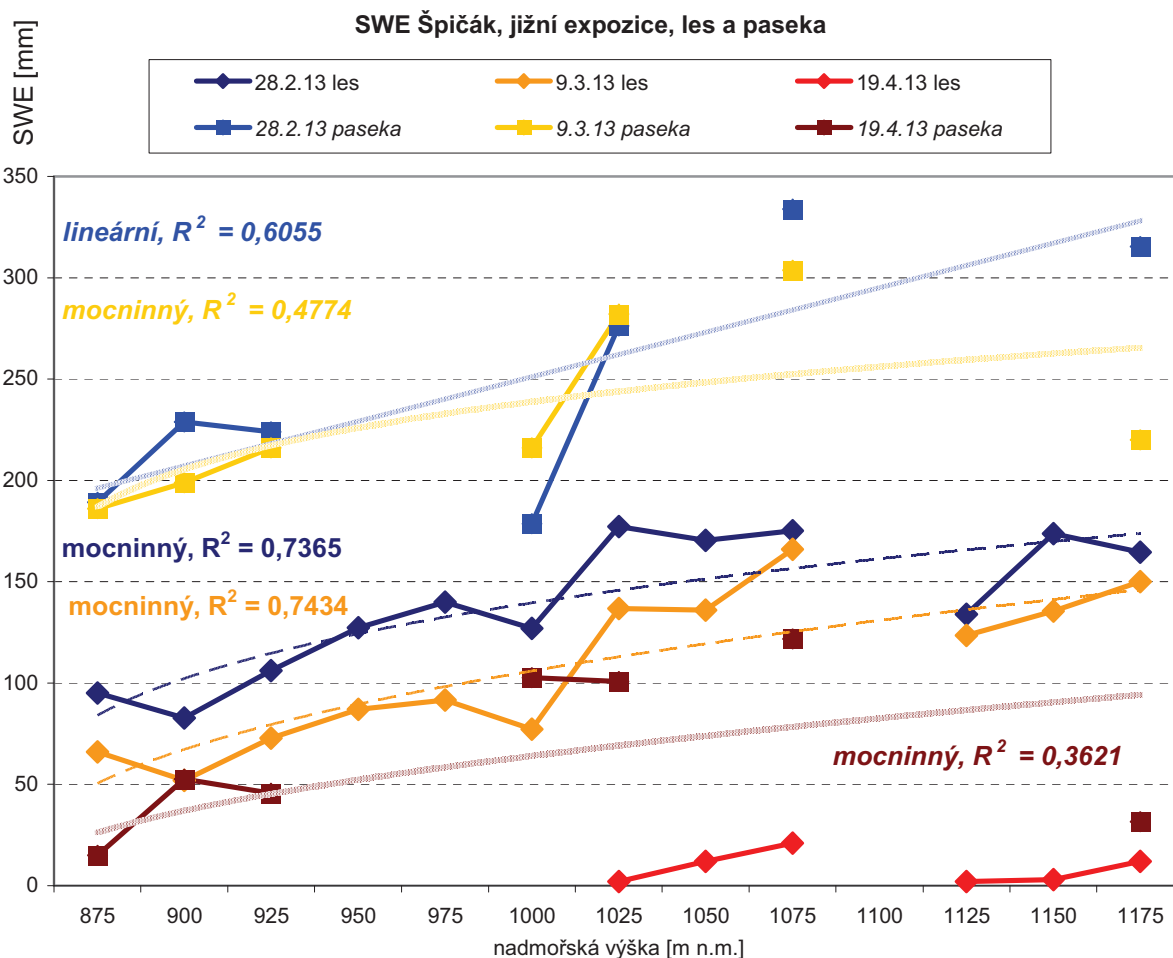


Obr. 52 - Závislost vodní hodnoty sněhu na vegetaci ve výšce 1050 m n. m. v bodech se severní a jižní expozicí ve třech termínech v zimním období 2012/2013



Obr. 53 - Závislost vodní hodnoty sněhu na vegetaci ve výšce 940 m n. m. v bodech se severní a jižní expozicí ve třech termínech v zimním období 2012/2013

Na následujícím grafu (obr. 54) je zobrazena vodní hodnota sněhu v profilu „Špičák jih“, a to jak v lese, tak na lesní pasece. Jejich umístění však nepokrývá celý výškový profil a vyskytují se v něm pouze sporadicky. Kvůli této okolnosti není možné brát následující analýzu jako zcela průkaznou, rovněž tak díky vztahu SWE a nadmořské výšky, který můžeme v případě pasek považovat jen za význačný či mírný. V grafu můžeme pozorovat zhruba o 70 % až o 270 % vyšší SWE na pasece v případě březnového termínu expedičního měření. Absolutní rozdíl vodní hodnoty sněhu se v případě únorového termínu pohybuje zhruba kolem hodnot 110-150 mm, v případě březnového termínu kolem 120-130 mm, což jsou hodnoty výrazně vyšší než v případě profilů výše. Je však potřeba podotknout, že absolutní hodnoty SWE jsou v případě profilu „Špičák jih“ až o celou třetinu vyšší. V případě dubnového termínu byla sněhová pokrývka v lese buď zcela roztátá, nebo se zde nacházela v nesouvislé a velmi tenké vrstvě, rozdíl SWE mezi lesem a pasekou se v horní části profilu pohyboval až kolem 100 mm. Zde je však třeba opět podotknout, že těsnost vztahu SWE na pasece na nadmořské výšce je zde pouze mírná a také velmi nízká a nesouvislá pokrývka v lesním porostu skýtá prostor pro výrazné chyby měření.

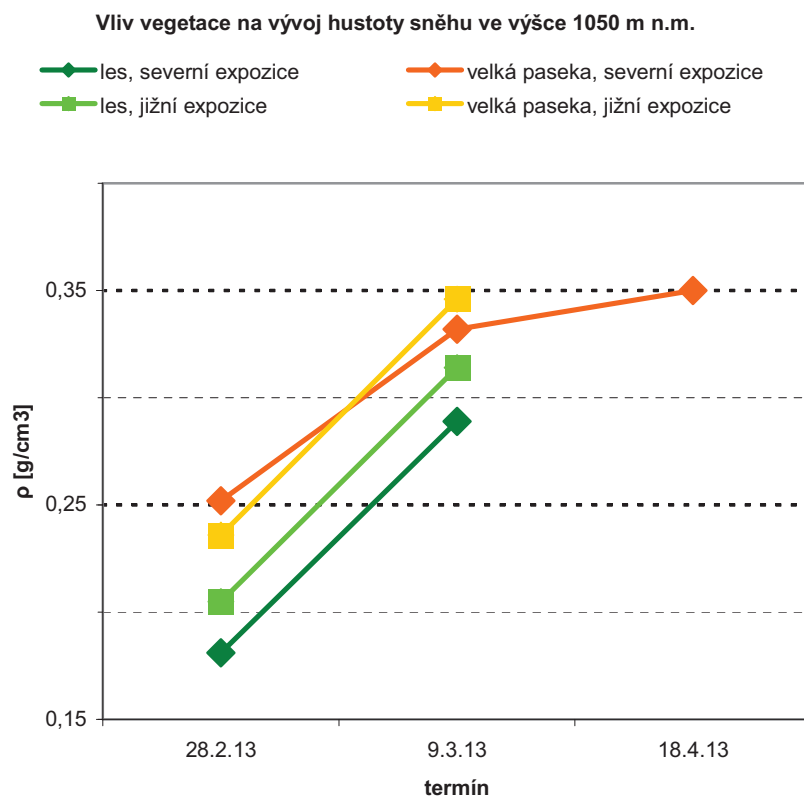


Obr. 54 - Závislost vodní hodnoty sněhu na vegetaci v profilu Špičák jih ve třech termínech v zimním období 2012/2013

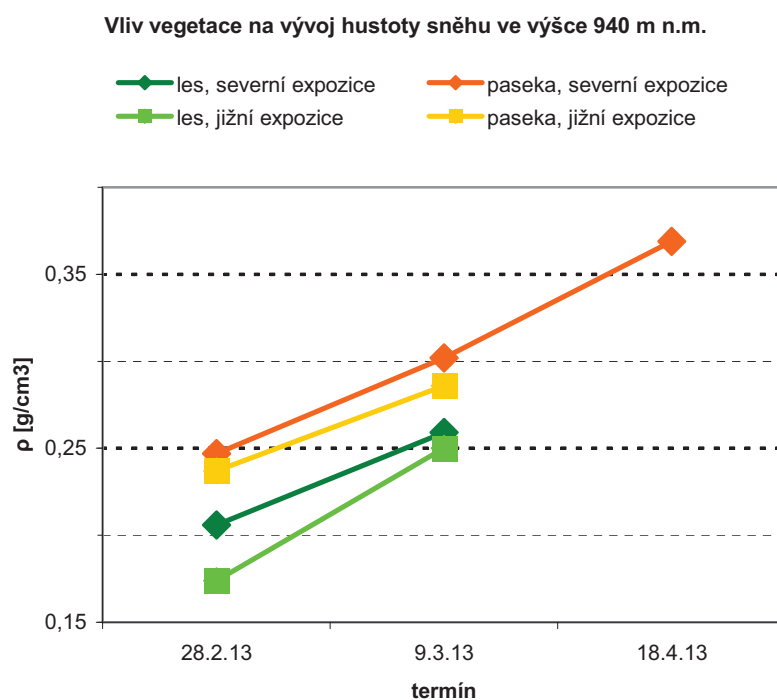
Na následujícím grafu je vidět vývoj hustoty sněhu v průběhu jarního tání v profilech C08+C09, v severní expozici v lese a na pasece, a v jižní expozici v lese a na pasece.

Je dobře vidět vyšší hustota sněhu v lesní pasece než v lese o korunovém zápoji 86-89 %. Rozdíly v hustotě se mezi druhy vegetačního pokryvu pohybují kolem 0,043 až 0,071 g.cm⁻³ či zhruba kolem 0,031 g.cm⁻³ v případě jižní expozice. V případě jižní expozice nebyla v dubnovém termínu na pasece a v lese sněhová pokrývka pozorována.

O něco nižších hodnot hustoty sněhu bylo dosaženo v případě profilů C10+C11 ve výšce kolem 940 m n. m. (obr. 56). Zde byly pozorovány rozdíly v hustotě sněhu mezi lesem (korunový zápoj 85 %, respektive 84 %) a pasekou pohybující se kolem 0,041-0,043 g.cm⁻³ v případě severní expozice či zhruba 0,036-0,063 g.cm⁻³ v případě jižní expozice. V dubnovém termínu nebyla v lese sněhová pokrývka pozorována na bodech s jižní i severní expozicí. Lze tedy říci, že hustota sněhové pokrývky je na lesních mýtinách o zhruba 0,05 g.cm⁻³ vyšší než v lese, což je hodnota zhruba dvojnásobná než v případě profilu „Špičák jih“, viz graf na obrázku 42. V případě profilu „Špičák jih“ je pak těsnost vztahu pouze mírná až nízká, a tak nelze těmto údajům přiřknout velkou váhu.



Obr. 55 - Závislost hustoty sněhu na vegetaci ve výšce 1050 m n. m. v bodech se severní a jižní expozicí ve třech termínech v zimním období 2012/2013



Obr. 56 - Závislost hustoty sněhu na vegetaci ve výšce 940 m n. m. v bodech se severní a jižní expozicí ve třech termínech v zimním období 2012/2013

6 DISKUZE

Sněhová pokrývka je důležitým přírodním jevem, který ovlivňuje nejen fyzicko-geografickou, ale rovněž i socioekonomickou sféru Země. Z hydrologického hlediska je hlavně významnou zásobárnou vody, a proto je třeba znát zákonitosti jejího vývoje a hlavně zániku, při kterém se ze sněhové pokrývky uvolňuje voda, zapojující se do hydrologického procesu. Pro předpověď objemu a rychlosti odtoku tavné vody je proto nezbytná znalost míry jejího ovlivnění jednotlivými fyzicko-geografickými faktory. Jejich míra se velmi výrazně liší v prostoru i čase.

Hodnocení výsledků této diplomové práce je možné rozdělit do několika oblastí. Byla provedena detailní rešerše teoretických i praktických výstupů publikovaných v české i zahraniční literatuře týkajících se klíčových faktorů ovlivňujících formování sněhové pokrývky v kontextu geografických podmínek Šumavy, která navazuje na rešerši provedené v rámci bakalářské práce autora (*Fliegl, 2009*). Při rozboru zahraniční literatury je však nezbytný určitý odstup od výsledků, které byly v této práci prezentovány. Výsledky často vznikají ve výrazně odlišných podmínkách od těch na Šumavě a jsou často prezentovány v rovině daných odlišných podmínek. Jejich vztažení do prostředí zájmového území této práce je tedy možné jen v relativní rovině. Míra ovlivnění klíčovými faktory z regionálního hlediska je v práci rovněž zpracována, a to v kapitole 2.3.

Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území včetně detailní charakteristiky experimentálních profilů (kap. 3) čítajících celkem 68 odběrných bodů umožňuje komplexní geografické porovnání zájmového území jak s jinými územími ve střední Evropě, tak i v dalších oblastech, které jsou územím zájmu studií zabývajících se hydrologií sněhu.

6.1 Metodika monitoringu sněhové pokrývky a její optimalizace

Jednou ze stěžejních částí práce je snaha o optimalizaci či úpravu metodiky monitoringu sněhové pokrývky v konkrétních podmínkách Šumavy. Ta prochází neustálým vývojem a podléhá nespočtu inovací, které mají za cíl optimalizovat monitoring pro vybraný účel. Ten se může výrazně lišit. Může se jednat o přesný odhad zásob vody ve zkoumaném povodí (*Jelínek, 2008, Beitlerová, 2012*), sběr dat pro vícerozměrnou faktorovou analýzu (*Pevná, 2012*) nebo vliv ekotonového efektu na sněhovou pokrývku (*Řezníčková, 2012*). Pro potřeby této práce byl monitoring sněhové pokrývky optimalizován s cílem co nejpřesnější analýzy vybraných klíčových fyzicko-geografických faktorů na vybrané charakteristiky sněhové pokrývky: vodní hodnotu sněhu (SWE) a hustotu sněhu (ρ). Cílem bylo v rámci zvoleného experimentálního profilu analyzovat vliv pouze jednoho vybraného klíčového faktorů na sněhovou pokrývku. To mělo být umožněno tím, že vliv ostatních faktorů byl vhodným výběrem lokace profilu buďto redukován na minimum, anebo měl být v rámci daného experimentálního profilu pokud možno konstantní a tedy mít tedy stejný vliv na charakteristiky sněhové pokrývky v celém profilu.

Kvantifikace některých faktorů je jednoduše odvoditelná či měřitelná (nadmožská výška, expozice, hustota vegetace pomocí míry zastínění korunami stromů, sklon svahů), míra jiných je zjistitelná poměrně obtížně (velikost přijímaného dlouhovlnného záření, možný vliv závětrného efektu) a charakteristiky jiných zase není prakticky možné sledovat na všech bodech experimentálních profilů (teplota vzduchu, rychlost a směr větru, velikost srážkových úhrnů). Tato fakta vnášejí do jednotlivých analýz a následných interpretací výstupů určitou nejistotu. Její míře byla v rámci jednotlivých postupů vždy dána seriózní váha.

Při výběru lokalizace experimentálních profilů byl brán zřetel hlavně na faktory z první kategorie, v případě dalších faktorů byl vliv některých zanedbán (přijímané dlouhovlnné záření) a vliv závětrného efektu (srážkového stínu) byl potlačen na základě zkušeností z minulých zimních sezón (v sezóně 2011/12 se srážkový stín výrazně projevil v profilu „Špičák sever“, který nebyl z tohoto důvodu pro potřeby této práce využit), nebo velmi malou vzdáleností jednotlivých bodů v experimentálním profilu, na které se může vliv srážkového stínu projevit naprosto neznatelně.

I přes veškerou snahu a zkušenost při výběru optimálního experimentálního profilu byla vždy na konci sezóny objevena určitá nedokonalost v jeho charakteristikách, a to zpravidla na základě analýzy naměřených dat, vedoucí k jeho opuštění (viz výše) či pozměnění, a případně také k lepšímu výběru nového profilu v sezóně další.

Dalším prvkem v optimalizaci metodiky monitoringu sněhové pokrývky v podmínkách Šumavy bylo zvýšení přesnosti odběru sněhového sloupce váhovým sněhoměrem a měření výšky sněhové pokrývky. V průběhu loňských sezón se ukázalo, že přesnost ručního turistického přístroje GPS v lesním porostu není dostatečná, při nepřítomnosti stop po předcházejícím měření nebylo možné nalézt stejný bod odběru a mohlo dojít k odchylce až 15 m. To by nebyl až takový problém při sběru dat o sněhové pokrývce pro potřeby odhadu akumulované vody v experimentálním povodí, ale vnáší to výrazné odchylky do výstupních dat v případě, že je cílem analýza změny charakteristik sněhové pokrývky mezi časovými termíny. Proto je naprosto klíčové nalézt přesné místo odběru v předchozím termínu. S tímto cílem byly před sezónou 2012/13 umístěny v terénu textilní značky, které přesné místo označovaly. To však narazilo na několik problémů: v případě jejího umístění na kmen stromu občas došlo k jejich pootočení větrem a výzkumník poté mohl odběr provést až o zhruba 3 metry mimo. Textilní značky byly také umísťovány s protichůdnými požadavky: jejich viditelnost nesměla být velmi daleká (pak by hrozilo jejich odstranění náhodným výskytem sabotéra), ale na druhou stranu musely být naležitelné samotným výzkumníkem. To se ve dvou případech ukázalo jako ne dost dobře možné, značka musela být v místě určeném pouze přístrojem GPS umístěna znova a musel být znovu změřen korunový zápoj nad místem nové terénní značky. Naštěstí se tato událost odehrála během prvního termínu měření, takže výsledky tím nebyly ovlivněny.

Dalším problémem při sběru dat o sněhové pokrývce byla samotná metoda jejich pořízení v přesně nalezeném místě. Odběr váhovým sněhoměrem totiž patří mezi destruktivní metody, v dalších termínech tudíž není možné provést odběr v naprosto stejném místě, je třeba jej provést ve vzdálenosti zhruba 30 cm. V případě velmi členitého povrchu terénu (velké kameny, klády, větve, husté borůvčí) může dojít až k znatelnému ovlivnění naměřených hodnot

(viz kap. 4.2). Dále je třeba velké opatrnosti při pohybu výzkumníka, který svým pohybem po sněhovém povrchu mění výšku sněhové pokrývky a také její hustotu. Snahou je tedy změna těchto charakteristik v co nejmenší ploše tak, aby v dalším termínu měření existovala místa, kde je možné provést odběr váhovým sněhoměrem. To s sebou nese pomalejší provedení odběru a tedy větší časovou náročnost celé sněhoměrné kampaně.

I přes množství nejistot spojených s monitoringem sněhové pokrývky na Šumavě se domnívám, že v práci použité postupy monitoringu sněhové pokrývky představují pozitivní krok směrem k zefektivnění výstupů při současném snížení jeho finanční a personální náročnosti (kap. 2.4).

Jiným problémem při získávání dat je výběr termínů měření. To naráží na několik problémů a komplikací. Snahou je vystihnout prvním měřením období největší akumulace sněhové pokrývky v dané zimní sezóně před jarním táním a další měření provádět v takových intervalech, které vzhledem k chodu meteorologických podmínek zabezpečí signifikantní úbytek mocnosti sněhové pokrývky. Ten však nesmí být příliš velký, aby bylo možné provést 3-4 měření v sezóně s přítomností dostatečné vrstvy sněhové pokrývky (alespoň 10 cm souvislé vrstvy) pro získání optimální datové základny pro následnou analýzu. Odhad úbytku mocnosti sněhové pokrývky je i přes relativně vyspělé komunikační technologie poměrně nelehký, jelikož odběrné profily nejsou sledovány přístrojem s dálkovým přenosem dat a úbytek je třeba hodnotit na základě úbytku sněhové pokrývky v jiných místech. Jejich vzdálenost od experimentálních profilů je řádově v kilometrech, ale variabilita sněhové pokrývky je v kontextu zájmového území velmi vysoká. Důsledkem pak může být naprosto nezatelný úbytek mocnosti sněhové pokrývky, nebo naopak úbytek příliš velký. Tomuto důsledku také nahrává široká variabilita fyzicko-geografických podmínek v rámci experimentálních profilů (nadmožská výška, vzdálenost od hlavního šumavského hřebene, expozice svahů, vegetační pokryv), kdy ve stejném termínu měření můžeme v některých profilech pozorovat minimální mocnost sněhové pokrývky (březnový termín roku 2013, profil „Boubín“ a C01) a v jiném velmi malý rozdíl mocnosti sněhové pokrývky vůči termínu předchozímu (březnový termín roku 2013, profil „Špičák východ“, C04 a C08). Nepřesný dálkový odhad úbytku sněhové pokrývky se pak projevil v případě dubnového termínu sněhoměrné kampaně, kdy neočekávaně vysoké teploty vzduchu způsobily extrémně rychlé tání sněhové pokrývky i v lesním prostředí. Důsledkem toho byla přítomnost sněhové pokrývky jen na malé části experimentálních profilů (viz kap. 5). Danému problému nezabránil ani fakt, že se autor v zájmovém území osobně pohyboval jen 5 dní před uskutečněným dubnovým termínem měření. Z této zkušenosti lze vyvodit závěr, že uskutečnění dubnového termínu pouze o jeden den dříve by pravděpodobně mělo velmi pozitivní dopad na kvalitu získaných dat pro následnou analýzu. Přesnější odhad úbytku mocnosti sněhové pokrývky je vzhledem k finanční a časové náročnosti expedičního měření sněhové pokrývky důležitým úkolem do budoucna a může být zajištěn například kalibrací již instalovaných zařízení s dálkovým přenosem dat, případně spoluprací s místním pozorovatelem.

Nejistoty do následné analýzy vnáší rovněž přerušení jarního tání mezi termíny měření a přechodný návrat zimního rázu počasí. Problém nenastává při zastavení tání sněhové pokrývky, ale sněhovými srážkami a opětovným přírůstkem mocnosti sněhové pokrývky, který

zvysuje vodní hodnotu sněhu a snizuje jeho hustotu. To byl případ i období mezi březnovým a dubnovým termínem měření charakteristik sněhové pokrývky v roce 2013. Srážkové úhrny při sněžení však byly poměrně malé (obr. 28-31). Tato událost i přesto poněkud komplikuje správnou analýzu vlivu vybraných klíčových fyzicko-geografických faktorů na tání sněhové pokrývky. Ta je ostatně hlavním přínosem této práce.

6.2 Analýza vlivu klíčových fyzicko-geografických faktorů

Analyzovány byly faktory, které se na základě výzkumu prostorového rozložení sněhové pokrývky jeví jako klíčové (*Jelínek, 2008, Fliegl, 2009, Jelínek et al., 2011, Beitlerová, 2012*) a které lze pomocí záměrného výběru experimentálních profilů dobře analyzovat základními statistickými metodami. Pro použití vícerozměrné statistické analýzy není dost dobře možné zabezpečit potřebnou velmi širokou datovou základnu (viz výše). Shluková vícerozměrná statistická analýza rovněž umožňuje pouze relativní zjištění vlivu řady faktorů na charakteristiky sněhové pokrývky a nikoliv konkrétní výši jejich vlivu (*Pevná, 2012*).

Jedním z výsledků jsou grafy znázorňující nárůst vodní hodnoty sněhu s nadmořskou výškou, který se vyznačuje zpravidla vysokou těsností vztahů, nižší těsnost však vykazuje profil „Boubín“, který vykazuje i výrazně nižší gradient, a to i s přihlédnutím k celkově menší (méně než poloviční) hodnotě SWE. Důvod tohoto jevu vyžaduje další výzkum pro jeho objasnění. Dále byly v průběhu zimní sezóny pozorovány poměrně velmi nízké hodnoty SWE ve střední části profilu (body ve výšce 1025-1100 m n. m.). Padla domněnka, že je toto způsobeno vyšší sklonitostí svahů v těchto bodech a proto byly sklony operativně v průběhu dubnového termínu exaktně kvalifikovány sklonoměrem. Výsledky tohoto měření však neukazují zásadně odlišné hodnoty (17 či 18°) od průměru v daném profilu ($\theta = 12,6^\circ$). Přičítat nízké hodnoty SWE mírně vyššímu sklonu svahů by bylo v rozporu s literaturou (*Blöschl et al., 1992*) a také s analýzou v profilu „Špičák východ“. Jediným možným vysvětlením by mohlo být výrazné zvýraznění vlivu sklonitosti v případě svahů se západní expozicí oproti svahům s expozicí východní. Profil „Boubín“ však vykazoval po celou sezónu poměrně nízké a hlavně rozkolísané hodnoty charakterizující sněhovou pokrývkou s jejich poměrně atypickým chodem. Tyto skutečnosti však před sezónou 2012/13 nebyly známy a jak již bylo řečeno, objevují se zpravidla po skončení a zhodnocení zimní sezóny.

Nárůst gradientu SWE s nadmořskou výškou během jarní sezóny prezentovaný *Pecušovou a Holkem (2002)* byl potvrzen jen v profilu „Špičák východ“ a „Špičák jih“ v sezóně 2012/13, naopak v sezóně 2011/12 byl pozorován pokles gradientu, prezentovaný *Kučerovou a Jeničkem (2012)*. Je však třeba brát v úvahu, že měření charakteristik sněhové pokrývky v profilu „Špičák jih“ bylo v sezóně 2011/12 prováděno dle starší, méně exaktní metodiky.

Analýza vlivu nadmořské výšky na rychlost úbytku SWE během jarního tání přinesla ne zcela jasné výsledky, těsnost tohoto vztahu je velmi proměnlivá jak mezi profily, tak i mezi

termíny, můžeme hovořit o velmi těsném vztahu až nízkém stupni těsnosti). V žádném případě však nelze hovořit o nárůstu rychlosti tání s nadmořskou výškou.

Vliv nadmořské výšky na hustotu sněhu v lesním porostu i na pasekách nebyl metodikou použitou v této práci odpovídajícím způsobem zjištěn a nejasné závěry tak odpovídají předchozím analýzám provedeným v kontextu Šumavy (*Jelínek, 2008, Fliegl, 2009*).

Zajímavých výsledků bylo dosaženo v rámci analýzy vlivu expozice na vodní hodnotu sněhu, což je vztah, který není ve světové i domácí literatuře zdaleka tak podrobně popisován jako vliv vegetačního pokryvu či nadmořské výšky na SWE, přitom její vliv je neoddiskutovatelný a postřehnutelný pouhým okem i nezaujatého pozorovatele. To bylo také prací potvrzeno, včetně rychlejšího odtávání sněhové pokrývky na svazích s jižní orientací, umocněné absencí lesního krytu, který tání na těchto svazích výrazně zpomaluje. Spolehlivost závěrů analýz však byla snížena jednak chybným měřením (v několika případech došlo k nárůstu SWE v průběhu jarního tání, během kterého nebyly pozorovány téměř žádné srážky), ale především nevhodným výběrem data třetího, dubnového měření. V tomto termínu došlo na většině profilů k úplnému odtátí sněhu (viz výše), což zabránilo jakékoliv analýze. Vliv expozice bylo tedy možno analyzovat porovnáním pouze dvou měření, což neumožňuje dobré zhodnocení vlivu v průběhu celé jarní sezóny a snižuje váhu takové analýzy.

Výběr lokalizace jednotlivých profilů byl optimalizován se zaměřením na analýzu vlivu nadmořské výšky a expozice na charakteristiky sněhové pokrývky. Z tohoto důvodu je datová základna pro analýzu vlivu vegetačního pokryvu na charakteristiky sněhové pokrývky užší. I tak ji však bylo možné provést na několika málo profilech. Výsledky potvrzují mnohé dříve vyvozené závěry, ale zároveň ukazují až třikrát vyšší hodnoty SWE na pasekách (porostových oknech), než které byly naměřeny v blízkém lesním (zpravidla smrkovém) porostu s korunovým zápojem 84-89 %. Jedním z možných vysvětlení jsou obecně nižší vodní hodnoty sněhu v sezóně 2012/13 (*Fliegl, 2009*), případně i nižší nadmořská výška experimentálních profilů (*D'Eon, 2004*). Pro přesnější analýzu by bylo vhodné provést měření charakteristik sněhové pokrývky v rámci většího množství experimentálních profilů (což však limituje ekonomická, lidská i finanční náročnost expedičního měření sněhové pokrývky) a také pokračovat v započatém výzkumu i v následujících zimních obdobích.

7 ZÁVĚR

Tato práce navazující na výsledky bakalářské práce autora (*Fliegl, 2009*) potvrdila určité zákonitosti spojené se sněhovou pokrývkou, u jiných však poukázala na nejednoznačnost dříve vyvozených závěrů. Přinesla rovněž i výsledky do jisté míry překvapivé, což dává podnět k dalšímu výzkumu této problematiky. Provedené analýzy jednoznačně ukázaly nejen na vysokou variabilitu charakteristik sněhové pokrývky v prostoru i čase, ale hlavně na velmi proměnlivý vliv zkoumaných faktorů na sněhovou pokrývku. Jednotlivé analýzy poskytují velmi cenná zjištění z hlediska dalšího výzkumu v této oblasti. Pro potřeby analýz bylo využito zejména výsledků tří sněhoměrných kampaní provedených v sezóně 2012/2013 a částečně také dalších pěti provedených v předchozí sezóně 2011/2012. Nejvýznamnějším faktorem ovlivňujícím charakter formování a tání sněhové pokrývky v pramenných oblastech vodních toků na Šumavě byl shledán vegetační pokryv, což je v naprostém souladu i s odbornou literaturou, která se touto problematikou zabývá. Kromě toho je mezi klíčové faktory v konkrétním území Šumavy nutné zahrnout především expozici svahů (i vzhledem k existenci orografického efektu) a nadmořskou výšku.

Práce zároveň poukázala na limity a nedostatky použité metodiky sběru dat charakterizujících sněhovou pokrývku a analýz popisujících vliv vybraných klíčových fyzicko-geografických faktorů na charakteristiky sněhové pokrývky a ukázala možnosti, jakým způsobem tyto nedostatky v dalších zimních sezónách odstranit či eliminovat díky její další optimalizaci. Úkolem do budoucna tedy může být drobná úprava stávajících experimentálních profilů případně opuštění nevyhovujících, ale také například jejich rozšíření pro lepší sběr dat pro analýzu vlivu vegetačního pokryvu na sněhovou pokrývku. To by mohlo být dle předpokladů provedeno s malou dodatečnou finanční a časovou náročností. Dalším způsobem, jak optimalizovat analýzy vlivu klíčových faktorů na sněhovou pokrývku, je podrobnější využití meteorologických dat zaznamenaných mezi jednotlivými termíny expedičního měření automatickými meteorologickými stanicemi. Ty jsou rozmístěny v zájmovém území poměrně nepravidelně a s různou hustotou, avšak vůči experimentálním profilům využitým pro potřeby této práce je jejich lokalizace poměrně blízká, v řádu několika kilometrů. Je však potřeba mít na paměti, že meteorologické podmínky se v zájmovém území mohou měnit poměrně rychle i na malém území, a tak není možné cokoli přebírat a analyzovat bez kritického nadhledu.

Výsledky práce, ať už týkající se optimalizace monitoringu nebo faktorových analýz, v tomto smyslu otevřely nové otázky, na které je třeba se soustředit v rámci dalšího směřování výzkumů v exponovaném území Šumavy.

8 SEZNAM POUŽITÝCH PRAMENŮ

8.1 Použitá literatura

ANDĚRA, Miloš, et al. Šumava : příroda, historie, život. Petr Zavřel; Miloslav Boháček. 1. vyd. Praha : Miloš Uhlíř - Baset, 2003. 800 s. ISBN 80-7340-021-9.

ALBRECHT, J., et al. Chráněná území ČR VIII: Českobudějovicko. Praha: AOPK ČR a EkoCentrum Brno, 2003. 808 s. ISBN 80-86064-65-4

ANDERSON, Henry W., R.M. RICE a A.J. WEST. Snow in forest openings and forest stands. Proc. Soc. of American Foresters Mtg. 1958.

BALATKA, Břetislav a Jan KALVODA. Geomorfologické členění reliéfu Čech. 1. vyd. Praha: Kartografie Praha, 2006. ISBN 80-7011-913-6.

BARTÁK, Zdeněk. Hydrologické předpovědi v povodí vodního díla Nýrsko. 1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 1995, 49 s. ISBN 80-858-1328-9.

BEITLEROVÁ, Hana. Aplikace degree-day modelu akumulace a tání sněhu v povodí Ptačího potoka. Praha, 2012. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Michal Jeníček.

BEITLEROVÁ, Hana, Ondřej FLIEGL, Jan JELÍNEK, Michal JENÍČEK a Jan KOCUM. Monitoring akumulace a tání sněhové pokrývky v pramenné oblasti Otavy. In: JENÍČEK, Michal a Dana KUČEROVÁ. XVII. mezinárodní stretnutie snehárov: Sborník příspěvků ze semináře. Praha: Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, 2012, s. 47-55.

BERCHA, Šimon, Libor DUCHÁČEK, Jan JIRÁK a Václav VAJSKEBR. Porovnání interpolované vodní hodnoty sněhu s terénním měřením v Hrubém Jeseníku. In: XV. mezinárodní stretnutie snehárov: Sborník příspěvků ze semináře. Jablonec nad Nisou: Český hydrometeorologický ústav, Oddělení hydrologického výzkumu, 2010, s. 83-87. ISBN 978-80-213-2027-7.

BLÖSCHL, G., R. KIRNBAUER. An analysis of snow cover patterns in a small Alpine catchment. In Hydrological Processes. Volume 6, 1992, s. 99-109.

COLBECK, S. C., et al. The international classification for seasonal snow on ground. International Commission of Snow and Ice of IAHS, 1990.

CULEK, Martin, et al. Biogeografické členění České republiky. Praha: Enigma, 1995. ISBN 80-85368-80-3.

CULEK, Martin, et al. Biogeografické členění České republiky : II. díl. 1. vyd. Praha : Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, 2005. 590 s. ISBN 80-86064-82-4.

DEWALLE, David R., RANGO, Albert. Principles of snow hydrology. 1st edition. Cambridge : Cambridge University Press, 2008. 410 s. ISBN 978-0-521-82362-3.

- DÉRY, Stephen J. The role of blowing snow in the hydrometeorology of the Mackenzie River Basin [s.l.], 2001. 190 s. Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, McGill University, Montréal, Québec. Dizertační práce.
- D'EON, Robert G. Snow depth as a function of canopy cover and other site attributes in a forested ungulate winter range in southeast British Columbia. *BC Journal of Ecosystems and Management*. 2004, č. 3
- DOHNAL, Zdeněk, et al. Československá rašeliniště a slatiniště. Věroslav Šimeček. 1. vyd. Praha : Nakladatelství ČSAV, 1965. 336 s., mapky rašelinišť.
- DVOŘÁK, Petr. Atlas počasí : ilustrovaný. Arnošt Moucha; Petr Dvořák. 1. vyd. Cheb : Svět křidel, 2003. 138 s. ISBN 80-86808-02-5.
- EHLER, Cornel, Klaus SEIDEL, Jaroslav MARTINEC. Advanced Analysis of the Snow Cover based on Satellite Remote Sensing for the Assessment of Water Resources. IAHS '97, Rabat, Morocco, 1997. 9 s.
- FAFLÁK, Jiří. Problematika lýkožrouta smrkového v NP Šumava - Aplikace do geografického vzdělávání. Praha, 2010. 67 s. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze. Vedoucí práce Tomáš Matějček.
- FERDA, Jaroslav, Josef HLADNÝ, L. Bubeníčková, J. Pešek. Odtokový režim a chemismus vod v povodí Horní Otavy se zaměřením na výskyt rašelinišť. *Sborník prací HMÚ v Praze, sv. 17*. Praha: HMÚ, 1971. s. 22-126.
- FLIEGL, Ondřej. Vliv fyzicko-geografických faktorů na vývoj sněhové pokrývky: případová studie povodí horní Otavy. Praha, 2009. 80 s. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Jan Kocum. Oponent práce Michal Jeníček.
- GARY, H. L. *Snow Accumulation and Melt Along Borders of a Strip Cut in New Mexico*, Res. Note RM-279. Rocky Mtn. For. Range Exp. Sta.: US Department of Agriculture, Forest Service, 1974.
- GELFAN, Alexander N., J. W. POMEROY a L. S. KUCHMENT. Modeling Forest Cover Influences on Snow Accumulation, Sublimation, and Melt. *Journal of hydrometeorology, special section*. 2004, č. 5, s. 785-803.
- HANKOVÁ, Radka, Zbyněk KLOSE, Jirka PAVLÁSEK, Petra SKALSKÁ. Kvantitativní a kvalitativní vývoj sněhové pokrývky na experimentálním povodí Modrava 2 . In: XIII. mezinárodné stretnutie snehárov: Sborník príspevkov. Bratislava: Slovenský hydrometeorologický ústav, 2008, s. 35-42.
- HRÁDEK, F., KUŘÍK, P. *Hydrologie*. Praha : ČZU, 2002, 280 s. ISBN 80-213-0950-4
- HRÍBIK, Matúš, ŠKVARENINA, Jaroslav. Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v biosférickej rezervácii Poľana, v zimách 2003/04, 2004/2005. In 11. stretnutie snehárov : Sborník ze semináře. 1. vyd. [s.l.] : ČHMÚ, Oddělení aplikovaného hydrologického výzkumu, 2006. s. 30-40.
- HRÍBIK, Matúš, ŠKVARENINA, Jaroslav. Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. In 12. stretnutie snehárov : Zborník zo seminára. 1. vyd. [s.l.] : Matúš Hríbik, Ladislav Holko, Jaroslav Škvarenina, 2007a. s. 88-98.
- HRÍBIK, Matúš, ŠKVARENINA, Jaroslav. Les a sneh. In 12. stretnutie snehárov : Zborník zo seminára. 1. vyd. [s.l.] : Matúš Hríbik, Ladislav Holko, Jaroslav Škvarenina, 2007b. s. 119-146.

HRÍBIK, Matúš, ŠKVARENINA, Jaroslav. Dynamika snehovej pokrývky na výškovom tranzekte Kráľovej hole - Nízke Tatry, v zime 2005/06. In 12. stretnutie snehárov : Zborník zo seminára. 1. vyd. [s.l.] : Matúš Hríbik, Ladislav Holko, Jaroslav Škvarenina, 2007. s. 75-79.

HRÍBIK, Matúš, Andrea MAJLINGOVÁ, Jaroslav ŠKVARENINA, Daniela KYSELOVÁ a Helena HLAVATÁ. Sneh ako potenciál vzniku jarných povodní v orografickom celku Poľana. In: XIII. mezinárodné stretnutie snehárov: Sborník príspevkov. Bratislava: Slovenský hydrometeorologický ústav, 2008, s. 83-92.

CHÁBERA, Stanislav, et al. Příroda na Šumavě : Přírodovědný průvodce. 1. vyd. České Budějovice : Jihočeské nakladatelství, 1987. 181 s.

JANSKÝ, Bohumír. Retence vody v povodí. In: Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205/03/Z046: Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní, 2004, s. 59-70.

JANSKÝ, Bohumír, ŠOBR, Miroslav, et al. Jezera České republiky : Současný stav geografického výzkumu. 1. vyd. Praha : Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze, 2003. 216 s. ISBN 80-86561-05-4.

JELÍNEK, Jan. Hydrografie a režim odtoku v povodí Roklanského potoka. Praha, 2006. 37 s. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí bakalářské práce Bohumír Janský.

JELÍNEK, Jan. Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky v hydrologických letech 2007 a 2008. Praha, 2008. 85 s. , 1 CD. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí diplomové práce Bohumír Janský.

JELÍNEK, Jan, Michal JENÍČEK, Jakub ČURDA a Hana BEITLEROVÁ. Monitoring akumulace a tání sněhové pokrývky v pramenné oblasti Otavy. In: a L. HOLKO. XVI. mezinárodné stretnutie snehárov: Zborník príspevkov zo seminára. Liptovský Mikuláš: Ústav hydrológie SAV, 2011, s. 37-40.

JENÍČEK, Michal a Alice TAUFMANNOVÁ. Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu: Výběr z výsledků výzkumu Katedry fyzické geografie a geoekologie v letech 2009 a 2010. In: XV. mezinárodné stretnutie snehárov: Sborník příspěvků ze semináře. Jablonec nad Nisou: Český hydrometeorologický ústav, Oddělení hydrologického výzkumu, 2010, s. 43-51. ISBN 978-80-213-2027-7.

JOST, Georg, Markus WEILER, David R. GLUNS a Younes ALILA. The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. Journal of Hydrology. 2007, č. 247, s. 101-115.

KANTOR, Petr, František ŠACH, Vladimír ČERNOHOUS a Zdeněk KARL. Srážkoodtokové poměry horských lesů a jejich možnosti při zmírňování extrémních situací - povodní a sucha: Redakčně upravená roční zpráva za rok 2006. Brno, Opočno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 2006.

KEMEL, M. Klimatologie, meteorologie, hydrologie. ČVUT, Praha, 2000, 290 s.

KITTREDGE, J. *Forest Influences*. New York: McGraw-Hill, 1948.

KOCUM, Jan. Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Otavy. Praha, 2012. 206 s. Disertační práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Bohumír Janský.

KOCUM, Jan, Jan JELÍNEK, Michal JENÍČEK. Monitoring sněhové pokrývky a vyhodnocení sněhových zásob na Šumavě a v Krušných horách. In: Hanková, R., Klose, Z., Pavlásek, J. XIV. Medzinárodné stretnutie snehárov: Sborník příspěvků. Praha: ČZU v Praze. Fakulta životního prostředí, 2009. s. 105- 113. ISBN 978-80-213-2027-7

KREČMER, V. Vodohospodářské vlivy lesů. Studijní informace lesnictví, ÚVTI, Praha, 1969.

KUČEROVÁ, Dana a Michal JENÍČEK. Prostorové rozložení sněhové pokrývky v experimentálním povodí Krušných hor. In: JENÍČEK, Michal a Dana KUČEROVÁ. XVII. mezinárodní setkání sněhářů: Sborník příspěvků ze semináře. Praha: Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, 2012, s. 8-13.

KUBÍČEK, Jiří. Analýza srážkových dat z centrální Šumavy. Praha, 2006. 81 s. , tabulky, grafy. Česká zemědělská Univerzita v Praze. Vedoucí diplomové práce Jiří Pavlásek.

MINDÁŠ, Jozef, Jaroslav ŠKVARENINA. Lesy Slovenska a voda. Zvolen: Vydavateľství Technické Univerzity ve Zvolene. 2010. 129 s.

MOLOTCH, Noah P., Peter D. BLANKEN, Mark W. WILLIAMS, Andrew A. TURNIPSEED, Russell K. MONSON a Steven A. MARGULIS. Estimating sublimation of intercepted and sub-canopy snow using eddy covariance systems. Hydrological processes. 2007, č. 21, s. 1567-1575.

NOSEK, Miloš. Metody v klimatologii. Praha: Academia, 1972, 433 s.

Ottova encyklopedie, Česká republika. Praha: Ottovo nakladatelství, 2006. ISBN 80-7360-456-6.

PECUŠOVÁ, Z., HOLKO, L. Vplyv vegetácie na gradient vodnej hodnoty snehovej pokrývky a určovanie priemernej hustoty snehu na snehomernom profile. Acta Hydrologica Slovaca, 3, 1, 2002, s. 3–9.

PETERS, J. G. The effects of clearcutting deciduous forest on net radiation exchange and snowmelt in central Pennsylvania. Unpublished MS Thesis, The Pennsylvania State University, 1980.

POBEDINSKIJ, A.V., KREČMER. V. Funkce lesů v ochraně vod a půdy. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1984, 256 s.

POBŘÍŠLOVÁ, Jana, KULASOVÁ, Alena. Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných plochách. In Opera Corcontica. 37. vyd. Vrchlabí : Správa Krkonošského národního parku, 2000. s. 113-119. ISSN 1803-141.

PODZIMEK, Slávek. Monitoring sněhové pokrývky v povodí Zlatého potoka. Praha, 2009. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze. Přírodovědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie.

PODZIMEK, Slávek. Modelování odtoku vody ze sněhové pokrývky v lese a na otevřených plochách. Duchcov, 2011. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze. Přírodovědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie.

RAUNER, J. L. Chapter 8: deciduous forests. In Vegetation and the Atmosphere Case Studies, vol. 2, ed. J. L. Montheith. London: Academic Press, 1976. s. 241-64.

RYCHETNIK, J. Snow cover disappearance as influenced by site conditions, snow distribution, and avalanche activity. Avalanche Formation, Movement and Effects: IAHS Publ. 1987, č. 162. Dostupné z: http://iahs.info/redbooks/a162/iahs_162_0355.pdf

ŘEZNÍČKOVÁ, Irena. Vliv lesních okrajů na distribuci sněhové pokrývky. Praha, 2012. Diplomová práce. Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí. Vedoucí práce Jirka Pavlásek

SCHMIDT, R. A., POMEROY, J.W. (1990). Bending of a conifer branch at subfreezing temperatures: implications for snow interception. *Can. J. For. Res.* **20**, 1250-53.

SINGH, Pratap, Vijay SINGH. Snow and Glacier Hydrology. Dordrecht : Kluwert Academic Publishers, c2001. 742 s. ISBN 0-7923-6767-7.

SANDEV, M., ELLEDER, L., ŠERCL, P., DAÑHELKA, J. Vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR. 1. vyd. Praha : Český hydrometeorologický ústav, 2006. 343 s. Dostupný z WWW: <<http://www.chmi.cz/hydro/pov06/>>.

SEVRUK, Boris, Katarina MATOKOVA-SADLONOVA, Lubica TOSKANO. Topography effects on small-scale precipitation variability in the Swiss pre-Alps. Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters (Proceedings of the HeadWater'98 Conference held at Meran/Merano, Italy, April 1998). IAHS Publ. no. 248, 1998, s. 51-58.

SPUSTA, Valerian, Valerian SPUSTA, Milena KOCIÁNOVÁ. Ukládání sněhu na závětrných svazích české strany Krkonoš (tundrová zóna). In Opera Corcontica. 40. vyd. Vrchlabí : Správa Krkonošského národního parku, 2003. s. 87-104. ISSN 1803-141.

STORCK, Pascal, Dennis P. LETTENMAIER, Susan M. BOLTON. Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States. *Water Resources Research*. 2002, roč. 11, č. 38. DOI: 10.1029/2002WR001281.

ŠEFRNA, Luděk. Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodním. In: *Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní*: Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205/Z052/03, 2004

TOLASZ, Radim, et al. Atlas podnebí Česka : Climate atlas of Czechia. Vít Voženílek; Martin Stříž. 1. vyd. Praha, Olomouc : Český hydrometeorologický ústav, 2007. 255 s. ISBN 978-80-86690-26-1, ISBN 978-80-244-1626-7.

VARHOLA, Andrés, Nicholas C. COOPS, Markus WEILER a Dan R. MOORE. Forest canopy effects on snow accumulation and ablation: An integrative review of empirical results. *Journal of Hydrology*. 2010, č. 392, s. 219-233.

US Army Corps of Engineers. Snow Hydrology: Summary Report of the Snow Investigations. Portland, 1956

VYSOUDIL, Miroslav. Meteorologie a klimatologie pro geografii. 1. vyd. Olomouc : Vydavatelství Univerzity Palackého, 1997. 232 s. ISBN 80-7067-773-2.

ZELENÝ, Václav. Příspěvek k poznání vlivu lesních porostů na hospodaření se sněhovými srážkami. *Vodohospodářský časopis*, 23, č. 4-5, 1975, s. 332-353

8.2 Použité internetové zdroje

CAN-EYE - Home. INRA. *CAN-EYE - Home* [online]. 2013 [cit. 2013-03-05]. Dostupné z: <http://www4.paca.inra.fr/can-eye>

CLINE, D. (1999): Snow hydrology [online]. Boulder, USA [cit. 2013-04-05]. Dostupné z URL: <http://www.comet.ucar.edu/class/hydromet/09_Oct13_1999/docs/cline/comet_snowhydro/index.htm>.

MapoMat. AOPK. *Portál informačního systému ochrany přírody* [online]. 2012 [cit. 2013-02-07]. Dostupné z: <http://mapy.nature.cz/>

Ministerstvo vnitra, Ministerstvo životního prostředí, CENIA. Portál veřejné správy České republiky : Mapové služby [online]. c2003-2009 [cit. 2009-07-25]. Dostupný z WWW: <<http://geoportal.cenia.cz/>>.

Seznam.cz, a.s. Mapy.cz [online]. c1996-2013 [cit. 2013-04-10]. Dostupný z WWW: <<http://www.mapy.cz/>>.

Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka. Charakteristiky toků a povodí ČR [online]. c2007 [cit. 2013-01-27]. Dostupný z WWW: <<http://www.vuv.cz/oddeleni-gis/index.php?id=24&PHPSESSID=b32f83c256d387bb29c>>.

9 SEZNAM OBRÁZKŮ

- Obr. 1** - Vodní hodnota sněhu v profilu Kral'ovej Hole v závislosti na nadmořské výšce a vegetaci
- Obr. 2** - Vodní hodnota sněhu v hřebenové části Šumavy v závislosti na nadmořské výšce
- Obr. 3** - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008
- Obr. 4** - Intercepovaný sníh na neopadavém jehličnatém stromě (smrku) a opadavém buku (foto: autor, Hříbik a Škvarenina)
- Obr. 5** - Vývoj sněhové pokrývky v průběhu zimní sezóny 1986-87 v různých lokalitách vegetace
- Obr. 6** - Vývoj vodní hodnoty sněhu v průběhu tří zimních sezón v různých typech vegetace v pohoří Pořana
- Obr. 7** - Vážené průměry vodní hodnoty sněhové pokrývky v povodí řeky Hučava (pohoří Pořana) v letech 2004 – 2007 pro bezlesé plochy, lesní plochy a celé povodí
- Obr. 8** - Vodní hodnota sněhu (SWE) v lese a na otevřených plochách v zimě 2009/2010 v povodích horní Bystřice a Zlatého potoka, Krušné hory
- Obr. 9** - Lokalizace a rozsah měřicích bodů v povodí Rokytky v sezóně 2006/07 a 2007/08
- Obr. 10** - Lokalizace a rozsah měřicích bodů v povodí Ptačího potoka v sezóně 2010/11 a 2011/12
- Obr. 11** - Schematická mapa zájmového území a lokalizací experimentálních profilů
- Obr. 12** - Výškové poměry v zájmovém území
- Obr. 13** - Sklonitostní poměry v zájmovém území a blízkém okolí
- Obr. 14** - Expozice v zájmovém území a blízkém okolí
- Obr. 15** - Geologická stavba zájmového území a jeho blízkého okolí
- Obr. 16** - Klimatické oblasti v zájmovém území
- Obr. 17** – Srážkové úhrny v zimním období (prosinec-březen)
- Obr. 18** - Průměrné měsíční úhrny srážek ve stanicích Churáňov a Prášily v období 1961-1990
- Obr. 19** - Měsíční úhrny srážek v roce 2011
- Obr. 20** - Relativní četnost směrů větru na stanici Churáňov
- Obr. 21** - Relativní četnost směrů větru Březník
- Obr. 22** – Významná povodí v zájmovém území
- Obr. 23** - Třídy krajinného pokryvu dle CORINE 2006
- Obr. 24** – Lokalizace experimentálních profilů v rámci zájmového území
- Obr. 25** - Sněhoměrná souprava SM 150-50
- Obr. 26** – Prostředí programu Can-Eye, manuální klasifikace
- Obr. 27** – Klasifikovaný podíl oblohy programem Can-Eye, manuální klasifikace

Obr. 28 - Teplota vzduchu ve dvou metrech nad zemským povrchem a sluneční svit mezi únorovým a březnovým termínem expedičního měření v sezóně 2012/2013

Obr. 29 - Dvanáctihodinové srážkové úhrny mezi únorovým a březnovým termínem expedičního měření v sezóně 2012/2013

Obr. 30 - Teplota vzduchu ve dvou metrech nad zemským povrchem a sluneční svit mezi únorovým a březnovým termínem expedičního měření v sezóně 2012/2013

Obr. 31 - Dvanáctihodinové srážkové úhrny mezi únorovým a březnovým termínem expedičního měření v sezóně 2012/2013

Obr. 32 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Boubín v zimním období 2012/2013, naměřená data spolu s korunovým zápojem a sklonem svahů

Obr. 33 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák jih v zimním období 2012/2013, naměřená data spolu s korunovým zápojem a sklonem svahů

Obr. 34 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák východ v zimním období 2012/2013, naměřená data spolu s korunovým zápojem a sklonem svahů

Obr. 35 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Boubín v zimním období 2012/2013, po bodové redukci regresní křivkou

Obr. 36 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák jih v zimním období 2012/2013, po bodové redukci s regresní křivkou

Obr. 37 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák jih v zimním období 2011/2012, s regresními křivkami

Obr. 38 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák východ v zimním období 2012/2013, po bodové redukci s regresní křivkou

Obr. 39 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Boubín v zimním období 2012/2013, po redukci bodů s nevyhovujícím korunovým zápojem a sklonem a s regresními křivkami

Obr. 40 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák jih v zimním období 2012/2013, po redukci bodů s nevyhovujícím korunovým zápojem a sklonem a s regresními křivkami

Obr. 41 - Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v experimentálním profilu Špičák východ v zimním období 2012/2013, po redukci bodů s nevyhovujícím sklonem a s regresními křivkami

Obr. 42 - Závislost hustoty sněhu na nadmořské výšce v lese a na mýtině v experimentálním profilu Špičák jih v zimním období 2012/2013, po bodové redukci s regresní křivkou

Obr. 43 - Závislost absolutního a relativního úbytku vodní hodnoty sněhu mezi termíny na nadmořské výšce v lesním porostu v experimentálním profilu Boubín v zimním období 2012/2013, po bodové redukci s regresními křivkami

Obr. 44 - Závislost absolutního a relativního úbytku vodní hodnoty sněhu mezi termíny na nadmořské výšce v lesním porostu v experimentálním profilu Špičák východ v zimním období 2012/2013, po bodové redukci s regresními křivkami

Obr. 45 - Závislost absolutního a relativního úbytku vodní hodnoty sněhu mezi termíny na nadmořské výšce v lesním porostu v experimentálním profilu Špičák jih v zimním období 2012/2013, po bodové redukci s regresními křivkami

Obr. 46 - Závislost vodní hodnoty sněhu na expozici v lesním porostu, louce a na pasece ve třech termínech v jednotlivých experimentálních profilech v zimním období 2012/2013

Obr. 47 - Závislost vodní hodnoty sněhu na expozici v lesním porostu, louce a na pasece a procentuální rozdíl mezi jednotlivými měřeními ve třech termínech v jednotlivých experimentálních profilech v zimním období 2012/2013

Obr. 48 - Závislost vodní hodnoty sněhu na expozici v lesním porostu, louce a na pasece a absolutní rozdíl mezi jednotlivými měřeními ve třech termínech v jednotlivých experimentálních profilech v zimním období 2012/2013

Obr. 49 - Závislost vodní hodnoty sněhu na expozici v lesním porostu, louce a na pasece a procentuální rozdíl mezi svahem s jižní expozicí vůči svahu se severní expozicí, ve třech termínech v jednotlivých experimentálních profilech v zimním období 2012/2013

Obr. 50 - Závislost vodní hodnoty sněhu na expozici a nadmořské výšce v lesním porostu, ve třech termínech v experimentálních profilech Špičák jih a Špičák východ v zimním období 2012/2013

Obr. 51 - Závislost hustoty sněhu na expozici v lesním porostu a na pasece a absolutní rozdíl mezi jednotlivými měřeními ve třech termínech v jednotlivých experimentálních profilech v zimním období 2012/2013

Obr. 52 - Závislost vodní hodnoty sněhu na vegetaci ve výšce 1050 m n. m. v bodech se severní a jižní expozicí ve třech termínech v zimním období 2012/2013

Obr. 53 - Závislost vodní hodnoty sněhu na vegetaci ve výšce 940 m n. m. v bodech se severní a jižní expozicí ve třech termínech v zimním období 2012/2013

Obr. 54 - Závislost vodní hodnoty sněhu na vegetaci v profilu Špičák jih ve třech termínech v zimním období 2012/2013

Obr. 55 - Závislost hustoty sněhu na vegetaci ve výšce 1050 m n. m. v bodech se severní a jižní expozicí ve třech termínech v zimním období 2012/2013

Obr. 56 - Závislost hustoty sněhu na vegetaci ve výšce 940 m n. m. v bodech se severní a jižní expozicí ve třech termínech v zimním období 2012/2013

10 SEZNAM TABULEK

Tab. 1 - Hustota sněhu pro jeho typické druhy

Tab. 2 - Koefficient rychlosti větru v lesním porostu v závislosti na typu vegetace

Tab. 3 – Geomorfologické členění zájmového území

Tab. 4 - Průměrné roční úhrny srážek ve vybraných stanicích v období 1961-1990

Tab. 5 - Vybrané charakteristiky experimentálních profilů

11 SEZNAM PŘÍLOH

Příloha 1: Klimatické charakteristiky jednotlivých klimatických oblastí nacházejících se v zájmovém území

Příloha 2: Výřez č. 1, profily SJ02-14L, SJ02-14P, SV07-14L

Příloha 3: Výřez č. 2, profily C10 a C11

Příloha 4: Výřez č. 3, profily C06-09

Příloha 5: Výřez č. 4, profily C05

Příloha 6: Výřez č. 5, profily C03 a C04

Příloha 7: Výřez č. 6, profily C01 a C02

Příloha 8: Výřez č. 7, profily B01-18L

Příloha 1: Klimatické charakteristiky jednotlivých klimatických oblastí nacházejících se v zájmovém území (zdroj: Tolasz et al. (2007))

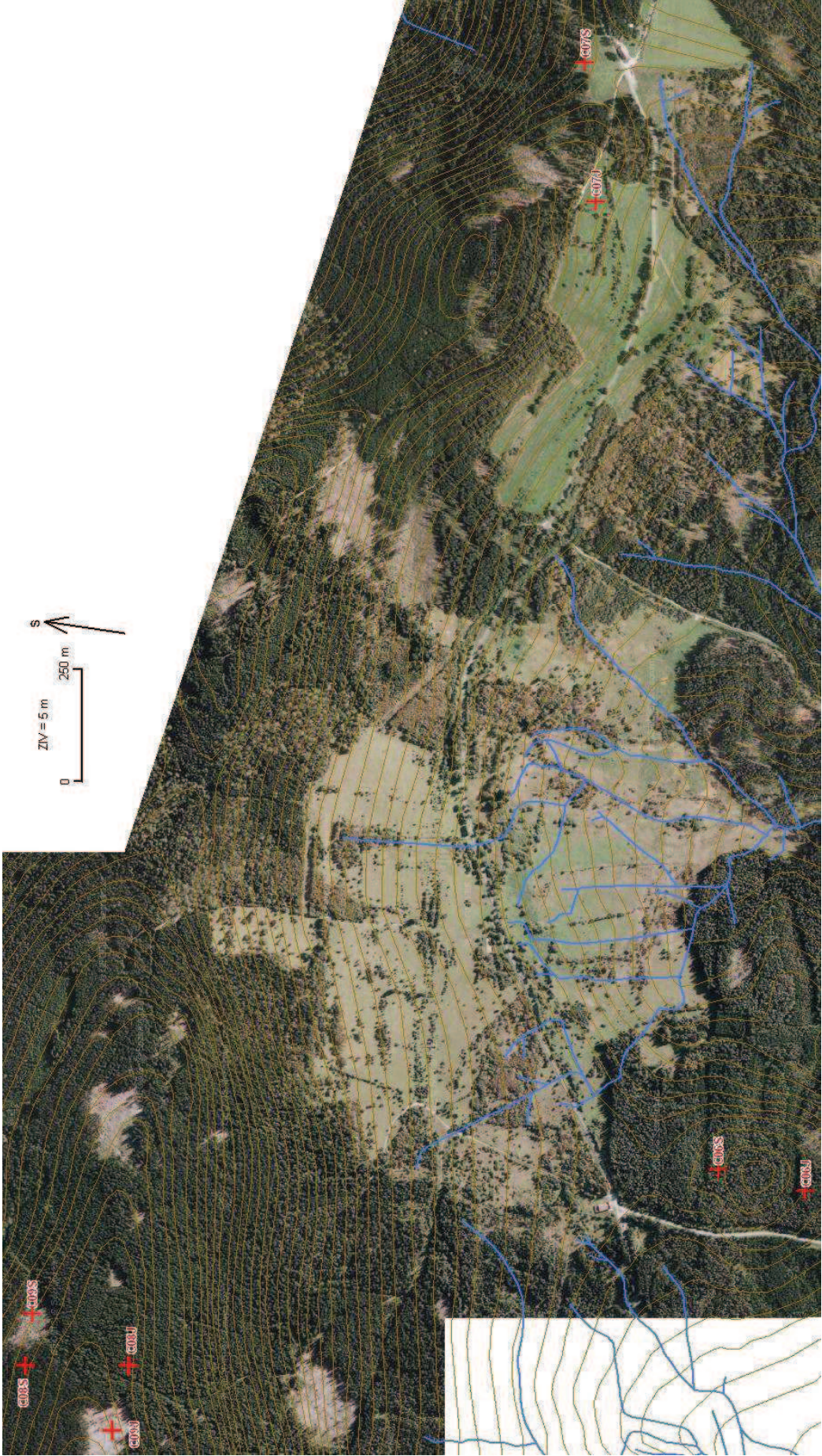
Parametr	Klimatické charakteristiky jednotlivých oblastí							
	C1	C3	C4	C5	C6	C7	MW1	MW7
Počet letních dní	0-10	0-20	0-20	10-30	10-30	10-30	20-30	30-40
Počet dní s průměr. teplotou 10°C a více	0-80	80-120	80-120	100-120	120-140	120-140	120-140	140-160
Počet dní s mrazem	160-180	160-180	160-180	140-160	140-160	140-160	160-180	110-130
Počet ledových dní	60-80	60-70	60-70	60-70	60-70	50-60	40-50	40-50
Průměrná lednová teplota	-7 - -8	-7 - -8	-6 - -7	-5 - -6	-4 - -5	-3 - -4	-5 - -6	-2 - -3
Průměrná červencová teplota	10-12	12-14	12-14	14-15	14-15	15-16	15-16	16-17
Průměrná dubnová teplota	0-2	0-2	2-4	2-4	2-4	4-6	5-6	6-7
Průměrná říjnová teplota	2-4	2-4	4-5	5-6	5-6	6-7	6-7	7-8
Průměr. počet dní se srážkami 1 mm a více	140-160	120-140	120-140	120-140	140-160	120-130	120-130	100-120
Suma srážek ve vegetačním období	900-1000	600-700	600-700	500-600	600-700	500-600	500-600	400-450
Suma srážek v zimním období	600-700	400-500	400-500	350-400	400-500	350-400	300-350	250-300
Počet dní se sněhovou pokrývkou	160-200	140-160	140-160	120-140	120-140	100-120	100-120	60-80
Počet zatažených dní	130-150	140-150	130-150	140-150	150-160	150-160	120-150	120-150
Počet jasných dní	30-40	30-40	30-40	30-40	40-50	40-50	40-50	40-50

Příloha 2: Výřez č. 1, profily SJ02-14L, SJ02-14P, SV07-14L (zdroj: <<http://www.mapy.cz>>, VÚV T.G.Masaryka, VGHMÚř, upraveno)

Příloha 3: Výřez č. 2, profily C10 a C11 (zdroj: <<http://www.mapy.cz>>, VÚV T.G.Masaryka, VGHMÚř, upraveno)



Příloha 4: Výřez č. 3, profily C06-09 (zdroj: <<http://www.mapy.cz>>, VÚV T.G.Masaryka, VGHMÚř, upraveno)



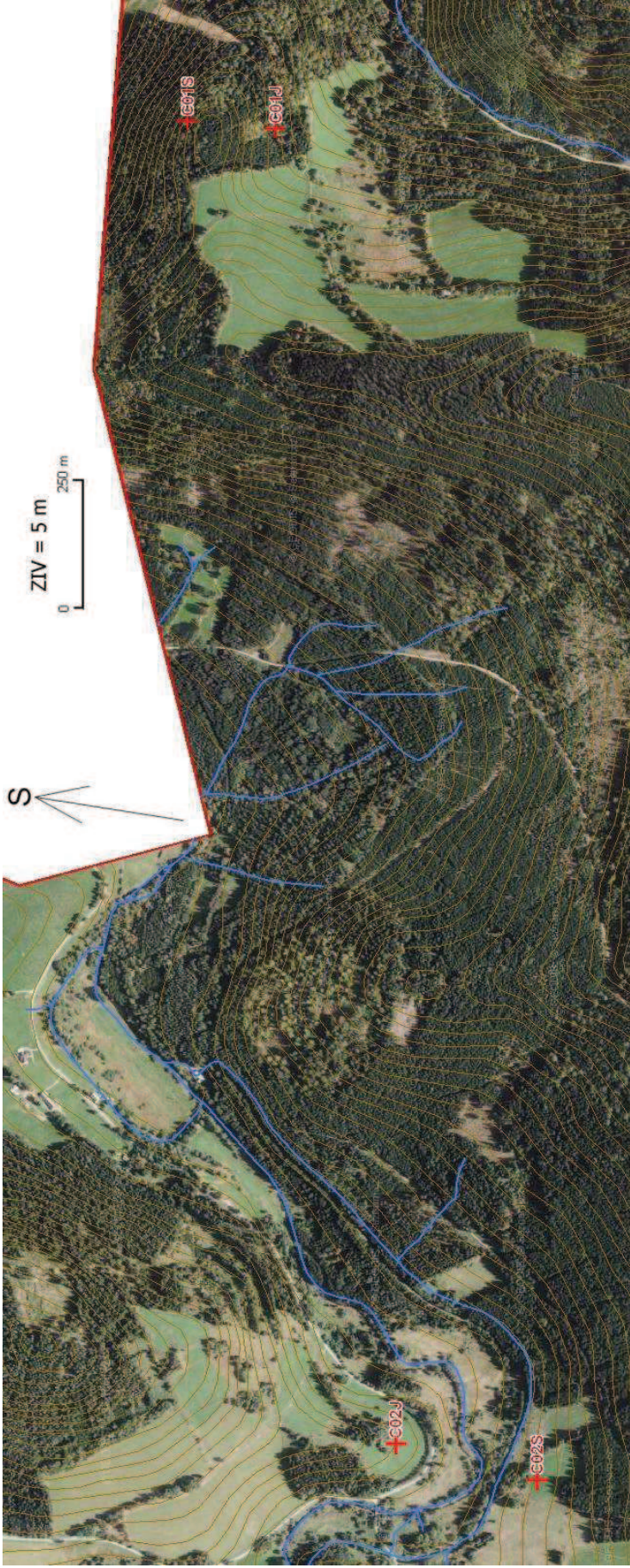
Příloha 5: Výřez č. 4, profily C05 (zdroj: <<http://www.mapy.cz>>, VÚV T.G.Masaryka, VGHMÚř, upraveno)



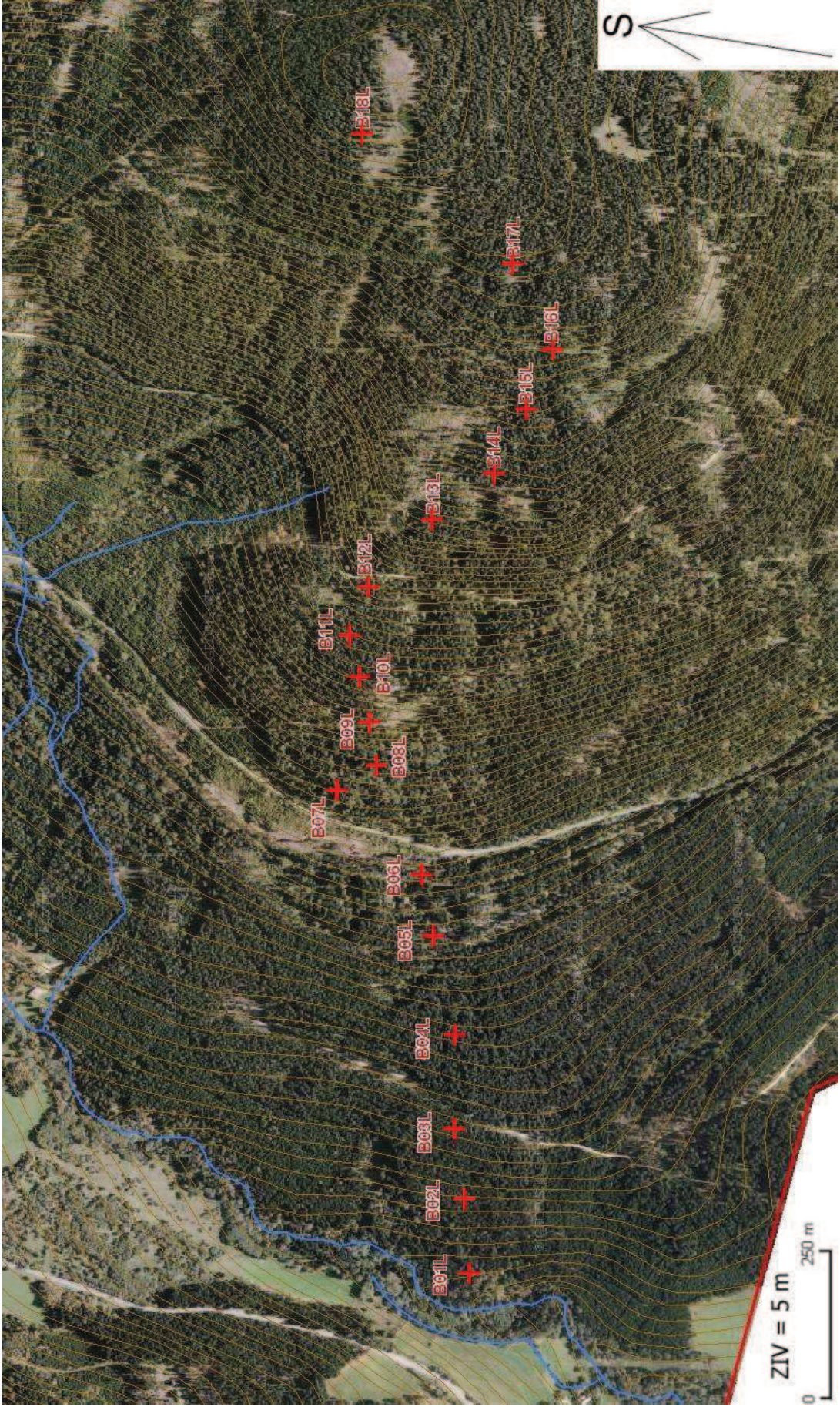
Příloha 6: Výřez č. 5, profily C03 a C04 (zdroj: <<http://www.mapy.cz>>, VÚV T.G.Masaryka, VGHMÚř, upraveno)



Příloha 7: Výřez č. 6, profily C01 a C02 (zdroj: <<http://www.mapy.cz>>, VÚV T.G.Masaryka, VGHMÚř, upraveno)



Příloha 8: Výřez č. 7, profily B01-18L (zdroj: <<http://www.mapy.cz>>, VÚV T.G.Masaryka, VGHMÚř, upraveno)



ZIV = 5 m

