

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



**PROSTOROVÉ ROZLOŽENÍ SNĚHOVÉ POKRÝVKY V ALPINSKÉM
BEZLESÍ NA PŘÍKLADU VRCHOLOVÉ OBLASTI VÝCHODNÍCH KRKONOŠ**
SPATIAL DISTRIBUTION SNOW COVER IN ALPINE FOREST-FREE AREA,
KRKONOŠE MTS.

Diplomová práce

Lucie Klivanová

Vedoucí diplomové práce: Mgr. Václav Tremel PhD.

České Budějovice 2013

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Téma práce:

Prostorové rozložení sněhové pokrývky v alpinském bezlesí na příkladu vrcholové oblasti východních Krkonoš

Cíle práce:

Analyzovat rozložení sněhové pokrývky na vrcholovém plató východních Krkonoš. Vytvořit sadu proměnných odvozených z modelu reliéfu, majících vztah k distribuci sněhu (nadmožská výška, deflace, ukládání sněhu, tepelný požitok, typ vegetace). Analyzovat vztah těchto proměnných k rozložení sněhu a pomocí mapové algebry (ArcGIS) vytvořit model z proměnných majících těsný vztah k rozložení sněhu

Použit pracovní metody, zájmové území, datové zdroje:

Použité pracovní metody: literární rešerše, sněhová měření (minimálně 5 x za zimní sezónu, grid ca 500 m, 5 vpichů na jednom měřícím bodě ve vzdálenosti 10 m od sebe), body předem vymezené, orientace dle GPS; regresní analýza vztahu výšky sněhu a proměnných z DMR; vytvoření jednoduchého statistického nástroje pro odhad rozložení sněhové pokrývky prostřednictvím regresní analýzy

Datové zdroje: výškopis, polohopis ZABAGED, vlastní terénní měření

Zájmové území: Pás od Stříbrného hřbetu po Studniční horu a Luční horu

Datum zadání: 18.10 2009

Podpis studenta

Podpis vedoucího práce

Podpis vedoucího katedry

PROHLÁŠENÍ

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

V Českých Budějovicích, 12. 7. 2012.

Lucie Klivanová

PODĚKOVÁNÍ

Tímto bych ráda poděkovala vedoucímu diplomové práce Mgr. Václavu Tremlovi PhD., za pomoc při sběru terénních dat, poskytnutí odborné literatury, cenné připomínky a rady, trpělivost a především věnovaný čas a vždy vřelý přístup. Můj velký dík patří také Mgr. Tomáši Uxovi, Bc. Tomáši Vágnerovi a sestře Zuzaně a Emě za pomoc při terénních pracích. Dále děkuji Správě KRNAP za povolení vstupu do I. Zóny národního parku. V neposlední řadě rodičům za podporu během zpracování této diplomové práce i během celého studia na vysoké škole.

ABSTRAKT

Sníh je dominantním činitelem v oblasti alpinského bezlesí a charakter jeho ukládání a odbourávání způsobuje rozdíly v zásobení půdy vodou, jeho izolační schopnosti pak ovlivňují chod teplot v půdě a regulaci. Sníh tak může působit na flóru, faunu, vývoj půd či výskyt periglaciálních tvarů. Předkládaná diplomová práce pojednává o rozložení sněhové pokrývky a faktorech na ní působících v nejvyšší části východních Krkonoš. Distribuce sněhové pokrývky byla během let 2010-2011 zjišťována na základě pravidelných terénních měření výšky sněhu. Pro vyhodnocení a interpretaci provedených měření byla data statisticky zpracována v prostředí ArcMap a STATISTICA 10. Na základě statistické analýzy byl vytvořen jednoduchý statistický nástroj k vytvoření mapy prostorového rozložení výšky sněhu. Jako hlavní vysvětlující proměnné pro distribuci sněhové pokrývky byly vyhodnoceny nadmořská výška, křivost, heat-load index, západnost a procentuální zastoupení travino-bylinné vegetace. Mimoto výsledky terénního měření potvrdily rozložení sněhové pokrývky předešlých prací.

Klíčová slova: distribuce sněhové pokrývky, výška sněhu, fyzicko-geografické faktory, modelování a měření sněhové pokrývky, regresní analýza, alpinské bezlesí, východní Krkonoše

ABSTRACT

Snow is an important factor in alpine forest-free area and character of snow accumulation and degradation affect soil water availability; snow's insulation, soil temperature variations and regelation. Snow can influence flora and fauna, evolution of soils and occurrence of periglacial forms. This thesis deals with the distribution of snow cover and influencing factors of spatial pattern of snow depth. The research of snow cover distribution was based on periodic field measurements of snow depths in winters 2009/2010 and 2010/2011. For evaluation and interpretation of measurements, data were statistically processed in programs ArcMap and STATISTICA 10. Based on statistical analysis, series maps of snow cover distribution was produced. Altitude, curvature, heat-load index, the orientation of the locality relative to the east (folded aspect with 0° towards the east) and percentage of graminoid vegetation were the most important variables explaining snow depth. Furthermore the results of terrain measurements confirmed distribution snow cover of previous works.

Key words: snow cover distribution, depth of snow, physical-geographical factors, modelling and measurement of snow cover, regression analysis, alpine forest-free area, east Krkonoše mountains

Obsah

1	Úvod.....	3
2	Sněhová pokrývka.....	4
2.1	Fyzikální vlastnosti.....	4
2.2	Procesy ve sněhové pokrývce.....	5
2.3	Faktory ovlivňující sněhovou pokrývku.....	6
2.3.1	Klimatické faktory	6
2.3.2	Reliéf.....	9
2.3.3	Vegetace.....	10
2.4	Metody měření výšky sněhové pokrývky.....	12
2.5	Modely distribuce sněhové pokrývky.....	13
2.5.1	Modely akumulace a tání sněhové pokrývky	13
2.5.2	Odhady prostorového rozložení sněhové pokrývky	14
2.6	Výzkum sněhové pokrývky v Krkonoších	20
3	Vymezení zájmového území.....	26
4	Fyzickogeografická charakteristika	28
4.1	Geologická stavba.....	28
4.2	Geomorfologická charakteristika	29
4.3	Půdní poměry.....	34
4.4	Podnebí	35
4.5	Hydrologické poměry	39
4.6	Vegetace	39
5	Metodika	42
5.1	Měření výšky sněhové pokrývky.....	42
5.2	Statistické zpracování	47
6	Výsledky	49

6.1	Výška sněhu a její prostorové rozložení.....	49
6.2	Závislost výšky sněhu na environmentálních proměnných.....	62
7	Diskuze	79
8	Závěr	84
9	Literatura.....	85
10	Seznamy	92
10.1	Seznam obrázků.....	92
10.2	Seznam tabulek	94
10.3	Seznam příloh	95
11	Přílohy	96

1 Úvod

Rozložení sněhové pokrývky ve vrcholových oblastech Krkonoš je nerovnoměrné, a tak zatímco v některých částech území leží více než polovinu roku, tak jinde to může být pouze jeden měsíc (JANÁSKOVÁ, 2006). Nepravidelné rozložení sněhové pokrývky je jedním z podstatných činitelů ovlivňujících rozložení rostlinných společenstev, půd a geomorfologické procesy (JENÍK, 1961, POMEROY, 2001). Podnětem k vytvoření této práce byla myšlenka vytvořit jednoduchý statistický nástroj pro odhadnutí relativního rozložení sněhové pokrývky. Tento „model“ se může uplatnit v geomorfologických nebo vegetačních studiích.

Cílem práce je analyzovat rozložení sněhové pokrývky ve vrcholových partiích východních Krkonoš a zjistit na jakých reliéfových proměnných a proměnných týkajících se krajinného pokryvu závisí výška sněhové pokrývky. Dílčími cíli jsou:

- Na základě vlastních měření vytvořit a interpolovat mapy výšky sněhu pro jednotlivá měření
- Vytvořit sadu proměnných odvozených z modelu reliéfu, majících vztah k distribuci sněhu
- Analyzovat vztah těchto proměnných k rozložení sněhu a za pomoci mapové algebry vytvořit model z proměnných majících těsný vztah k rozložení sněhu.

V teoretické části práce jsou rozebrány obecné poznatky týkající se sněhové pokrývky. Od fyzických vlastností sněhu, procesy v něm probíhající přes kapitoly o faktorech ovlivňujících prostorové rozložení sněhové pokrývky, již vytvořených modelech až po výčet dosavadních výzkumů v zájmové oblasti týkající se sněhové pokrývky.

Praktická část pak přináší vlastní výsledky sněhových měření a jejich analýzu a diskusi.

2 Sněhová pokrývka

2.1 Fyzikální vlastnosti

Základním stavebním prvkem sněhové pokrývky jsou ledové krystalky. Kromě ledových krystalů je ve sněhové pokrývce obsažen vzduch a voda v kapalném a plynném skupenství, různé příměsi a nečistoty, které mohou ovlivňovat její vlastnosti. Ledové krystalky jsou uspořádány v hexagonální soustavě. Nyní jsou vytvořeny celkem tři klasifikace pro tvary a velikosti krystalu (SINGH A SINGH, 2001). Nejznámější klasifikace byla vytvořena IAHS/UNESCO/WHO (SINGH A SINGH, 2001). Tvar a velikost krystalů jsou ovlivňovány teplotou a tlakem vodních par. Nejčastějším tvarem sněhových krystalů jsou jehlice vznikající při teplotě kolem 0°C. Tyto „jehlice“ se spojují v tzv. vločky (SINGH A SINGH, 2001).

Hustota je jednou ze základních fyzikálních charakteristik sněhu. Vyjadřuje poměr objemu vody, která by vznikla okamžitým roztátím sněhu k jeho objemu před roztátím (Hříbík a Škvarenina, 2007a). Obvykle se stanovuje vážením sněhu o známém objemu. Během zimy se hodnoty hustoty sněhu výrazně mění v důsledku působení teploty vzduchu, srážek, větru, vlivem stárnutí a opakovaného promrzání sněhu (HRIBIK A ŠKVARENINA, 2006).

Vodní hodnota sněhu (SWE – snow water equivalent) je z hydrologického hlediska nejdůležitějším hydrofyzikálním parametrem. Podle SINGH A SINGH (2001) tento parametr značí množství vody naakumulované sněhovou pokrývkou na konkrétním místě. Vodní hodnota sněhu je definována jako výška vody v mm, která vznikne roztáním sněhové pokrývky v daném místě. Je vyjádřena vzorcem:

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

kde P vyjadřuje srážkový přísun, E výměny vodních par vypařováním, sublimací či kondenzací a O odtok ze sněhové pokrývky (DEWALLE A RANGO, 2008). Je závislá na výšce sněhu a jeho hustotě. Údaje o vodní hodnotě sněhu slouží k více účelům. Primárně jako zdroj informací pro předpověď lavinového nebezpečí a odtoku vody z povodí při jarním tání (DEWALLE A RANGO, 2008). Změřenou vodní hodnotu sněhu dále využívají předpovědní pracoviště pro kontrolu výpočtů vodní hodnoty, kterou generuje hydrologický předpovědní model, a pro jeho potřebnou kalibraci (JENÍČEK, 2009). Výsledky jsou pravidelně předávány státním podnikům, Povodí a jejich dispečinky berou tyto informace v úvahu při rozhodování o

preventivním upouštění nádrží (PEVNÁ, 2010). Údaje o vodní hodnotě sněhu jsou také využívány ke zpřesnění výpočtů zatížení stavebních konstrukcí sněhem (KAŠPÁREK ET AL., 2006).

2.2 Procesy ve sněhové pokrývce

Sněhová pokrývka je definována jako vrstva ledu a sněhu, která ať přímo nebo nepřímo vznikla vypadáváním pevných srážek (NETOPIL, 1984). Sníh prochází třemi vývojovými fázemi: akumulace sněhu, dozrávání sněhu a tání sněhu. Tyto procesy jsou ovlivněny fyzicko-geografickými faktory, které je možno rozdělit do tří skupin na geomorfologické faktory (nadmořská výška, sklonitost, orientace svahů, zastínění terénu), meteorologické faktory (srážky, teplota, radiace, směr větru, rychlost větru) a vegetace (typ vegetace, struktura vegetace). Více o problematice vlivu fyzicko – geografických faktorů na sněhovou pokrývku v kapitole 2.3.

Proces, kdy dochází k vypadávání sněhových srážek, které dopadají na zemský povrch s nulovou nebo zápornou teplotou, přičemž nedochází k tání se nazývá akumulace. Množství spadlých srážek je stejně jako u srážek dešťových primárně dáno atmosférickou cirkulací a tvarem reliéfu. Výška sněhové pokrývky se obvykle zvyšuje se stoupající nadmořskou výškou, tedy pokud se ostatní faktory s nadmořskou výškou výrazně nemění (TOLASZ ET AL., 2007).

Při dozrávání sněhu dochází ke změně krystalové struktury – mění se velikost a tvar ledových krystalů. Vzhledem k jejich poměru povrchu a objemu jsou krystaly velmi nestabilní a brzy se přeměňují na ledová zrna. Procesy přeměny jsou u mokrého a suchého sněhu rozdílné (DEWALLE A RANGO, 2008). SINGH A SINGH, 2001 rozlišují čtyři hlavní metamorfické procesy. Procesy destruktivní (equitemperature) metamorfózy a konstruktivní (temperature-gradient) metamorfózy, které jsou závislé na vnitřním teplotním zvrstvení. Hlavním činitelem destruktivní metamorfózy je tlak vodních par na povrch krystalů. Tímto způsobem vznikají dobře spojená ledová zrna. Destruktivní metamorfóza vzniká velmi brzy po akumulaci sněhu. Působení vodních par uvnitř sněhové pokrývky je hlavním procesem při konstruktivní metamorfóze. Tato metamorfóza se uplatňuje v průběhu zimy v přemrzlé pokrývce a vzniká tak špatně spojená sněhová pokrývka tvořená ledovými zrny. Třetím typem metamorfózy je melt-freeze cycle, neboli metamorfóza způsobená změnami teplot. Dochází k opakovanému tání a mrznutí sněhové pokrývky. Vzniká tak dobře spojená sněhová

pokrývka, která je tvořena velkými zrny. Tato metamorfóza bývá nejčastěji koncem sněhové sezóny a bývá doprovázená táním sněhu a deštěm. Posledním typem metamorfózy je metamorfóza způsobená tlakem. Tlak nového sněhu na sníh starý způsobuje deformaci poslední vrstvy. Vyskytuje se u starších trvalých sněhových pokrývek a vede k tvorbě firnu a ledovcového ledu (DEWALLE A RANGO, 2008).

Proces tání sněhu znamená přeměnu ledu na vodu v kapalném skupenství. Tání jako fázová přeměna spotřebovává energii, je tedy potřeba sněhové pokrývky dodat dostatečné množství tepla. Nadmořská výška, expozice a vegetační kryt nejvíce ovlivňují dobu a rychlost tání sněhu. Odtok ze sněhu je od začátku tání opožděn o určitý časový úsek stejně jako odtoková odezva na dešťové srážky, které dopadnou na sněhovou pokrývku (JELÍNEK, 2008). Teplotní doplněk (cold content), je jedním z faktorů, který toto zpoždění ovlivňuje. Udává množství vody v mm, které by muselo zmrznout ve sněhové pokrývce, aby ji oteplilo na 0°C. Další zpoždění představuje schopnost sněhu zadržet v pórech určité množství vody – tzv. vodní kapacita sněhové pokrývky. Dále se ještě musí voda v kapalném skupenství zralé sněhové pokrývky přemístit na půdní povrch. Ihned jak tavná voda dosáhne půdního povrchu, dochází k infiltraci či odtoku. Zmrzlá či nasycená půda výrazně zkracuje odtokovou odezvu (DEWALLE A RANGO, 2008).

2.3 Faktory ovlivňující sněhovou pokrývku

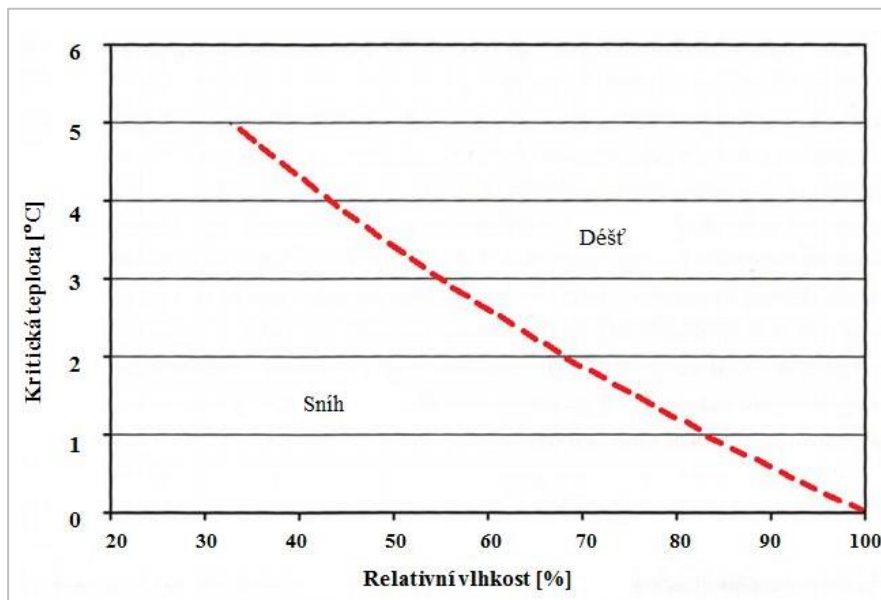
Jak je již zmíněno výše, faktory ovlivňující sněhovou pokrývku můžeme rozdělit na klimatologické, geomorfologické a vliv vegetace. Klimatické faktory ovlivňují sněhovou pokrývku přímo a mohou tak být zcela zásadním prvkem při jejím formování, nebo mohou být zcela doplňkové a ovlivňovat sněhovou pokrývku jen sekundárně. Klimatické faktory jsou ovlivňovány faktory geomorfologickými, které tedy tak druhotně ovlivňují sněhovou pokrývku.

2.3.1 Klimatické faktory

Teplota a vlhkost vzduchu zásadně ovlivňují skupenství srážek dopadajících na zemský povrch. Sníh padající k zemi je ochlazován energií odejmutou pro jeho sublimaci (DEWALLE A RANGO, 2008). Za zmíněných podmínek se sněhová vločka může vyskytovat i při teplotách vyšších než je bod tání vody. Energie, která je potřebná pro sublimaci je ovlivněná intenzitou sublimace, která je závislá na relativní vlhkosti vzduchu, kterým sníh padá

k zemskému povrchu – viz obr. 1 (DEWALLE A RANGO, 2008). Například tedy při relativní vlhkosti přibližně 68%, padající sníh začíná tát při teplotě +2°C.

Obr 1. Teplota tání padajícího sněhu v závislosti na relativní vlhkosti (upraveno podle DEWALLE A RANGO, 2008)



V případě dopadu dešťových srážek s kladnou hodnotou teploty na sněhovou pokrývku dochází k přísunu energie, která v případě dopadu na zralý sníh způsobuje tání (SINGH A SINGH, 2001). Hodnoty této energie jsou však v porovnání s energií přijatou solární radiací zanedbatelné (JONES ET AL, 2001). Teplota ovlivňuje i vlhkost vzduchu. Při klesající teplotě za konstantní absolutní vlhkosti roste jeho relativní vlhkost až na 100% (KOPÁČEK, BEDNÁŘ, 2008). Při dalším ochlazování dochází ke kondenzaci vodních par a klesá absolutní vlhkost vzduchu. Při teplotách -30°C již není vzduch schopen udržet téměř žádné vodní páry (SINGH A SINGH, 2001). Také při velké vlhkosti vzduchu se zvyšuje přísun energie kondenzací par na povrchu sněhové pokrývky (DEWALLE A RANGO, 2008). Za jasných dnů má na sněhovou pokrývku velký vliv solární radiace. Solární radiace dodává energii částicám sněhu a tak zvětšuje objem sněhu ztraceného sublimací (DEWALLE A RANGO, 2008). Hlavním zdrojem energie pro tání sněhové pokrývky je krátkovlnné záření o délkách $\lambda = 0,4 - 2\mu\text{m}$. Bilance krátkovlnného záření je vždy kladná, tzn., že převládá přísun energie nad jejím vyzařováním zpět do okolí (LISTON A STURM, 1998). Poměr mezi energií přijatou a vyzářenou je dán albedem povrchu, kam záření dopadá. Velký vliv na dodávky sluneční

energie má samozřejmě oblačnost. Při bezoblačném počasí je poměr přímého a rozptýleného záření přibližně 4:1, při zcela zatažené obloze může být podíl rozptýleného záření vyšší než 80% (DEWALLE A RANGO, 2008). Při zatažené obloze se snižuje výdej energie a zvyšuje se energie dodaná, rozdíl se tak snižují. Sluneční záření prochází do větších hloubek sněhové pokrývky. V případě čerstvého sněhu o malé hustotě je většina slunečního záření pohlcena již v hloubce zhruba 5-10 cm, v případě starého sněhu o velké hustotě proniká záření do hloubky cca 25 cm (JONES ET AL, 2001). Pokud je mocnost sněhové pokrývky nízká a záření prochází až na zemský povrch, jehož albedo bývá značně menší, dochází ke snížení reálného albeda sněhové pokrývky a rovněž k ohřívání zemského povrchu pohlcenou solární energií, což může urychlit proces tání sněhové pokrývky. Pohlcená energie navíc urychluje proces metamorfózy a sní spojený růst částic sněhu, dále snižuje jeho albedo (DEWALLE A RANGO, 2008).

Proces sublimace, kdy dochází k přeměně molekul vody mezi sněhem či ledem a vzduchem výrazným způsobem ovlivňuje rozložení sněhové pokrývky (HIEMSTRA ET AL, 2006). Sublimace je zapříčiněna vyšším tlakem par v ledových krystalech, než je tlak par v okolním vzduchu. Vzduch se v ledových krystalech vzrůstem teploty ledu k bodu mrazu, a tím je zvýšena intenzita sublimace při vyšších teplotách ((DEWALLE A RANGO, 2008). Tento proces může probíhat i opačným směrem a nazývá se pak desublimací. Při sublimaci dochází k zvyšování obsahu par ve vzduchu přilehlém ke sněhovým částicám a tím k nárůstu vlhkosti, která může omezit míru sublimace (ŘEZÁČOVÁ, 2007). To způsobuje větší míru sublimace z větrem unášeného sněhu než z usedlé sněhové pokrývky. Faktory ovlivňující míru sublimační ztráty jsou teplota, objem transportovaného sněhu větrem, vlhkost, rychlost a směr větru a solární radiace (JONES ET AL, 2001).

Vítr transportuje sníh na kilometrové vzdálenosti a ovlivňuje tak akumulaci sněhu a zároveň vede k nerovnoměrné distribuci. K přenosu sněhu větrem dochází, pokud je síla větru větší než síla, které dokáže sněhová pokrývka odolávat (SINGH A SINGH, 2001). Síla větru se zvětšuje s rychlostí větru a s nerovnostmi povrchu. Čerstvý sníh, který je lehký a má nízkou míru metamorfózy není ještě dostatečně spojen s přilehlými krystaly, odolává větru daleko méně než sníh starý a tvrdý (DEWALLE A RANGO, 2008). Přenos sněhu je výrazně ovlivňován vnějšími faktory, jako jsou drsnost povrchu sněhové pokrývky, topografie a vegetace (LISTON A STURM, 1998). Hladký povrch sněhové pokrývky má menší smykové tření, hrubší povrchy pak vytváří větší turbulence. Mezi tři hlavní způsoby přenosu sněhu větrem řadíme suspenzi, saltaci a vlečení sněhu po povrchu sněhové pokrývky (dále jen

vlečení, (WINSTRAL ET. AL, 2002). Aby došlo k pohybu suspenzí, musí být dostatečná rychlost vzestupných proudů vzduchu, která dokáže překonat zemskou gravitaci. Taková situace nastává při rychlosti větru větší než 10m/s^{-1} (JONES ET AL, 2001). Suspenzí jsou přemísťovány spíše menší krystalky sněhu. Podle DEWALLE A RANGO, 2008 je největší objem sněhu unášen právě suspenzí. Větší částičky jsou pak transportovány saltací, při které částičky sněhu poskakují po povrchu a uvádějí tak další sněhové části k pohybu. Největší části sněhu jsou pak vlečeny po podloží vlivem větru. Takto přenášené části sněhu kloužou nebo se kutálejí po povrchu (MARKS ET AL, 1999).

2.3.2 Reliéf

Významným faktorem, který nepřímo ovlivňuje sněhovou pokrývku, je nadmořská výška. Nadmořská výška silně působí na ostatní faktory ovlivňující mocnost a rozložení sněhové pokrývky (DEWALLE A RANGO, 2008). S nadmořskou výškou zpravidla roste rychlost větru, klesá teplota vzduchu a mění se skladba vegetace. V našich pohraničních horách stoupá průměr sezónních maxim výšky sněhové pokrývky přibližně o 15 cm na 100 metrů (TOLASZ ET AL, 2007). TOLASZ ET AL (2007) dále uvádí průměr sezónních maxim mocnosti sněhové pokrývky v nižších polohách kolem 11 cm, což je značný rozdíl oproti horským maximům, která dosahují až jednoho metru. V r. 2005 bylo naměřeno absolutní maximum 345 cm výšky sněhové pokrývky na Labské boudě. Obecně se dá říci, že s rostoucí nadmořskou výškou roste i vodní hodnota sněhu. Toto tvrzení však mnohé výzkumy vyvracejí. HRÍBIK A ŠKVARENINA (2006) na základě svých měření ve Vysokých Tatrách dokládají, že vodní hodnota sněhu roste přibližně do výšky 1 700 m n. m. k hranici pásma kosodřevin a alpinského pásma. Ve vyšších nadmořských výškách dochází k poklesu vodní hodnoty sněhu z důvodů vegetace a větším vlivem větru, který sněž odváne do nižších poloh (HRÍBIK A ŠKVARENINA, 2006). Průměr sezónních maxim vodní hodnoty sněhu je u nás v nížinách kolem 25mm, ve středních polohách 100 mm a v horských pásmech až 300 mm (TOLASZ ET AL, 2007). Mnoho hydrologických aplikací řeší vliv nadmořské výšky rozdělením povodí na stejné výškové zóny nebo kategorie (BELL A MOORE, 1999, WILLIAMS A TARBOTON, 1999 in DEWALLE A RANGO, 2008).

Přítomnost a skladba vegetačního krytu je jedním z faktorů, pro které je nadmořská výška podmiňující. Výškové vegetační stupně ovlivňují kvalitu i kvantitu sněhové pokrývky. V případě absence vegetačního krytu ve vysokých nadmořských výškách dochází k výraznému nárůstu vlivu větru na sněhovou pokrývku, který přemísťuje sněž z pozic vystavených větru do míst chráněných před větrem. Nejčastěji je sněž větrem odnášen

z konvexního reliéfu (DEWALLE A RANGO, 2008). Naopak na závětrných svazích se mnohdy sněhová pokrývka udrží až do začátku léta. Ačkoli solární radiace je vyšší na jižně orientovaných svazích, i přesto je většinou tání sněhové pokrývky rychlejší u sněhových polí na severních svazích vystavených větrnému proudění (GEDDES, 2005, VRBA, 1964).

Expozice a sklon svahu jsou důležitými faktory pro ukládání a především tání sněhové pokrývky. Na svazích s velkým sklonem se sněhová pokrývka drží hůře (JONES ET AL, 2001). Vliv expozice se projevuje především ke konci zimy v době tání sněhové pokrývky. HRIBÍK A ŠKVARENINA (2006) se shodují se zahraničními autory, jednak že na severních svazích je sněhová pokrývka mocnější a dále na faktu, že výrazně méně sněhu je na svazích se sklonem větším jak 60°. Sklon ovlivňuje i množství dopadajícího záření, a to přímo ovlivňuje vývoj sněhové pokrývky (LISTON A STURM, 1998). Prudké svahy jsou často také příčinou masivních lavin, během jejichž uvolnění dojde k přesunu značného objemu sněhu do níže položených pozic. Zde se sníh akumuluje do značných mocností, čímž se jeho odtávání stává pomalejším (DEWALLE A RANGO, 2008). Na tuto skutečnost upozorňuje ve své práci již VRBA (1964). Všiml si snížení vlivu expozice při obzvláště mocné sněhové pokrývce a jako příklad uvádí sněhové pole „Mapa republiky“. „Mapa republiky se nachází na jižním svahu, a přesto zde sníh velmi často vydrží až do července nebo i srpna. Pomalé tání sněhu je vysvětlováno extrémně vysokou sněhovou pokrývkou, mnohdy dosahující až 16 m (HARČARIK, 2007).

V oblastech s převládajícími návětrným prouděním je dráha unášeného sněhu přes překážky kratší, než je tomu u závětrného proudění. Sklon svahu také ovlivňuje redistribuci sněhu. Na strmých návětrných svazích je délka unášení sněhových krystalů kratší, než je tomu na mírných svazích vystavených větrnému proudění, zatímco vzdálenost unášených sněhových krystalů vzrůstá se vzrůstající strmostí na závětrných svazích (KÖRNER, 2003). V oblasti horní hranice lesa tento účinek mikrotopografie je často zhoršen vlivem stromů.

2.3.3 Vegetace

Vegetační pokryv výrazným způsobem ovlivňuje formování sněhové pokrývky. Kromě snižování rychlosti větru a s tím spojeného snížení schopnosti větru unášet sněhové částice je vegetace příčinou intercepce (HRIBÍK A ŠKVARENINA, 2006). Většina studií upozorňuje, že se nedají hodnotit pouze rozdíly mezi otevřenou plochou a lesem, ale je nutné zaměřit se i na typ vegetace. V zalesněných oblastech je velký rozdíl mezi jehličnatým a listnatým pokryvem (DEWALLE A RANGO, 2008, HRIBÍK A ŠKVARENINA, 2007).

Při sněžení na zalesněné plochy dochází ještě před dosažením sněhovými částicemi zemského povrchu k interakci s korunami stromů. Část sněhových částic je zde zachycena a dochází k akumulaci sněhu, který se v této chvíli nezúčastní formování sněhové pokrývky na zemském povrchu (KÖRNER, 1999). Sníh uložený na korunách stromů, může se zpožděním spadat na zemský povrch ve formě ledových krystalků za chladného a větrného počasí, nebo ve formě velkých mas sněhu, které sjíždějí ze stromů při oblevě nebo v důsledku ohybu větví pod tíhou naakumulovaného sněhu (DEWALLE A RANGO, 2008). Dále může docházet k odkapávání tavné vody na sněhovou pokrývku, objem takto spadlé vody je však zanedbatelný.

Objem sněhu před spadnutím ze stromů na sněhovou pokrývku může být zmenšen sublimací či odpařováním nebo může být redistribuována větrem. Souhrnně tento úbytek označujeme jako intercepční ztráta. Velikost této ztráty je závislá na typu a hustotě vegetace a na meteorologických podmínkách během a po sněžení. Ztráta je rovněž závislá i na době, kdy je sníh zachycen na vegetaci, než dojde k jeho spadnutí (KÖRNER, 1999). Doba je závislá především na rychlosti větru, teplotě vzduchu a přísunu slunečního záření (DEWALLE A RANGO, 2008). Množství sněhu zachyceného intercepční je závislé na mnoha faktorech, jako například přítomnosti otevřených ploch v blízkém okolí a především na druhovém složení vegetace (KÖRNER, 2003). Rozhoduje zde přítomnost listnáčů a jehličnanů, charakter listů, jehlicí, úhel větví stromů a jejich flexibilita či tvar koruny stromů (HRIBIK A ŠKVARENINA, 2006).

Můžeme říci, že vegetace svou intercepční snižuje vodní hodnotu sněhu akumulovaného pod korunami stromů. Existují však výjimky, kdy intercepce naopak vodní hodnotu sněhu zvyšuje, a tou je intercepce pevných horizontálních srážek ve formě námrazy, která může i zlepšovat hydrické podmínky porostu (HRIBIK A ŠKVARENINA, 2006).

JENIČEK a TAUFMANNOVÁ (2010) ve své práci shrnují zhodnocení vybraných fyzicko-geografických faktorů (nadmořská výška, vítr, vegetace, sklon, expozice) na dynamiku akumulace a tání sněhu. Mezi experimentální povodí byly zvoleny v Krušných horách potoky horní Bystřice a Zlatý potok a na Šumavě Černý a Ptačí potok a Rokytká. Modelové oblasti Horní Bystřice a Zlatého potoka představují dvě vegetačně odlišná povodí tak, že území horní Bystřice tvoří zhruba z poloviny nezalesněné území a území Zlatého potoka je téměř celé zalesněno. Autoři však očekávali větší rozdíl vodní hodnoty sněhu v lese na otevřených plochách v závěru zimy, které by byly způsobeny pomalejším odtáváním sněhu v lese, jako je tomu u POBŘÍŠLOVE a KULASOVÉ (2009). Tento fakt mohou způsobovat

hodnoty naměřené na konci zimy, které mohou být zatíženy velkou chybou, která vychází z velkého rozpětí naměřených hodnot (JENIČEK a TAUFMANNOVÁ, 2010). Taktéž POBŘÍŠLOVÁ a KULASOVÁ (2009) zmiňují fakt, že pro rozložení sněhové pokrývky jsou důležitými faktory nadmořská výška, expozice svahů a vegetační kryt. Z jejich měření vyplývá, že na začátku zimy je více sněhu na mýtině než v lese, což je způsobeno evapotranspirací. Avšak s nástupem jarního oteplení je vlivem zastínění více sněhu v lese, nežli na nezalesněných plochách. KREMSI (2008) uvádí o 20 až 45% větší akumulace sněhu na otevřených plochách než v lese a dále, že jehličnatý porost může zadržet až 80% sněhu.

2.4 Metody měření výšky sněhové pokrývky

V současné době se pro měření sněhové pokrývky využívají metody staniční, terénní nebo distanční používající nástroje dálkového průzkumu Země. Výška sněhu a vodní hodnota sněhu jsou základními měřenými parametry (HRUŠKOVÁ, 2006).

Sníh je měřen na klimatických i srážko-měrných stanicích ČHMÚ, jichž je dohromady kolem 800. Na stanicích se zvláště měří výška nově napadlého sněhu, celková výška sněhové pokrývky a vodní hodnota celkové sněhové pokrývky. Klimatologie pak hodnotí i například začátek a konec výskytu souvislé sněhové pokrývky, počet dní se sněhovou pokrývkou za zimní období aj. O souvislé sněhové pokrývce hovoříme tehdy, je-li půda alespoň z poloviny zakryta vrstvou sněhu o výšce nejméně 1 cm (HONSOVÁ, 2007). Měření sněhu se provádí v pozorovacím termínu 7:00 hod, přičemž výška nově napadlého sněhu je měřena denně v 7, 14 a 21 hod a její vodní hodnota vždy na začátku týdne v pondělí. Nový sníh se měří pomocí sněhoměrného prkénka, ze kterého se po každém měření musí odstranit. Celková sněhová pokrývka je měřena sněhoměrnou tyčí nebo latí. K měření vodní hodnoty sněhu se používá na většině stanic v nižších polohách srážkoměr a ve vyšších váhový sněhoměr. Během měření může samozřejmě dojít k nepřesnostem, hlavně při zmrzlé sněhové pokrývce. Při příliš velkém průřezu odběrného zařízení, bývá problém vzorek sněhu odebrat najednou. Naopak, pokud je odběrné zařízení úzké, dochází k hrnutí sněhu před válcem a změřená hodnota je tak nižší. Kromě staničních měření se provádí měření expediční v tzv. profilech. Profily vzdálené do sebe cca 100 m, by se měly nacházet ve stejné nadmořské výšce, ale naopak v místech odlišné expozice svahu a různého vegetačního krytu (ŘIČICOVÁ, 2006).

Sněhová pokrývka se ve fyzikálních a především optických vlastnostech výrazně odlišuje od ostatních přírodních povrchů. Tato specifická vlastnost umožňuje metodám dálkového průzkumu

Země rozsáhlé možnosti využití různých oblastí elektromagnetického spektra, především viditelné, blízké infračervené, mikrovlnné a gama záření. Pozorování pomocí mikrovlnného a gama záření nám poskytují data o vodní hodnotě sněhu a pozorování na základě viditelného a blízkého infračerveného záření získáváme informace o rozsahu pokrytí sněhovou pokrývkou (DEWALLE A RANGO, 2008). Problematikou měření sněhové pokrývky z dat DPZ se zabývali i SPAZIEROVÁ a BRODSKÝ (2010). Zmiňují, že tento způsob měření je důležité začlenit do již fungujících předpovědních modelů, což by mohlo zlepšit zpřesnění podkladů potřebných pro aktuální povodňové situace.

2.5 Modely distribuce sněhové pokrývky

Problematiku sněhoměrných modelů můžeme rozdělit do dvou skupin: 1) modely akumulace a tání sněhové pokrývky a 2) modely rozložení sněhové pokrývky. Modely týkající se akumulace a tání sněhu zde zmíním jen okrajově, protože nejsou zásadní pro potřeby mé práce.

2.5.1 Modely akumulace a tání sněhové pokrývky

JENÍČEK (2009) uplatňuje pro modelování odtoku ze sněhové pokrývky dvě základní metody: metodu indexovou (degree-day) a metodu založenou na energetické bilanci.

Metoda energetické bilance představuje fyzikálně založený model, kdy základem je kvantifikace toků jednotlivých složek energetické bilance atmosféra-sníh-půda (HRUŠKOVÁ, 2006). HRUŠKOVÁ (2006) ve své práci zmiňuje možnost všestranného využití modelu v různých klimatických podmínkách a schopnost z fyzikálního hlediska poměrně přesně popsat jednotlivé procesy probíhající ve sněhové pokrývce. Nevýhodou však je náročnost vstupních dat nezbytných pro kalibraci, validaci a vlastní modelování. Podle SINGH A SINGH (2001) lze změnu zásoby tepla ve sněhové pokrývce vyjádřit jako součtovou bilanci jednotlivých složek energetického procesu.

$$Q_m = Q_n + Q_e + Q_h + Q_g + Q_p + Q_q [W \cdot m^{-2}],$$

kde Q_m ~ saldo energetické bilance, energie dostupná k tání sněhu, Q_n ~ přenos radiace, Q_e ~ přenos latentního tepla, Q_h ~ přenos sensitivního tepla, Q_g ~ přestup tepla přes rozhraní sníh-půda, Q_p ~ energie dodaná srážkami, Q_q ~ změna vnitřní energie ve sněhové pokrývce (HRUŠKOVÁ, 2006). Jednotlivé složky rovnice se mohou nadále slučovat a rozdělovat

a můžeme tak získat i jiné podoby rovnice, vždy by však měla zůstat zachována úplnost energetické bilance.

Metoda teplotního indexu (ze skupiny degree-day modelů) vytváří vztah mezi naměřenými hodnotami teploty vzduchu a množstvím odtáté sněhové pokrývky (SINGH A SINGH, 2001). Tato metoda se stala hojně využívanou z důvodu dobré dostupnosti údajů o teplotě vzduchu, jednoduché interpolaci teploty vzduchu a možnosti její předpovědi, relativně dobrým výsledkům modelu a nenáročnosti výpočtu. Základní rovnici pro určení množství tání sněhu metodou degree-day představuje následující vztah (DEWALLE A RANGO, 2008):

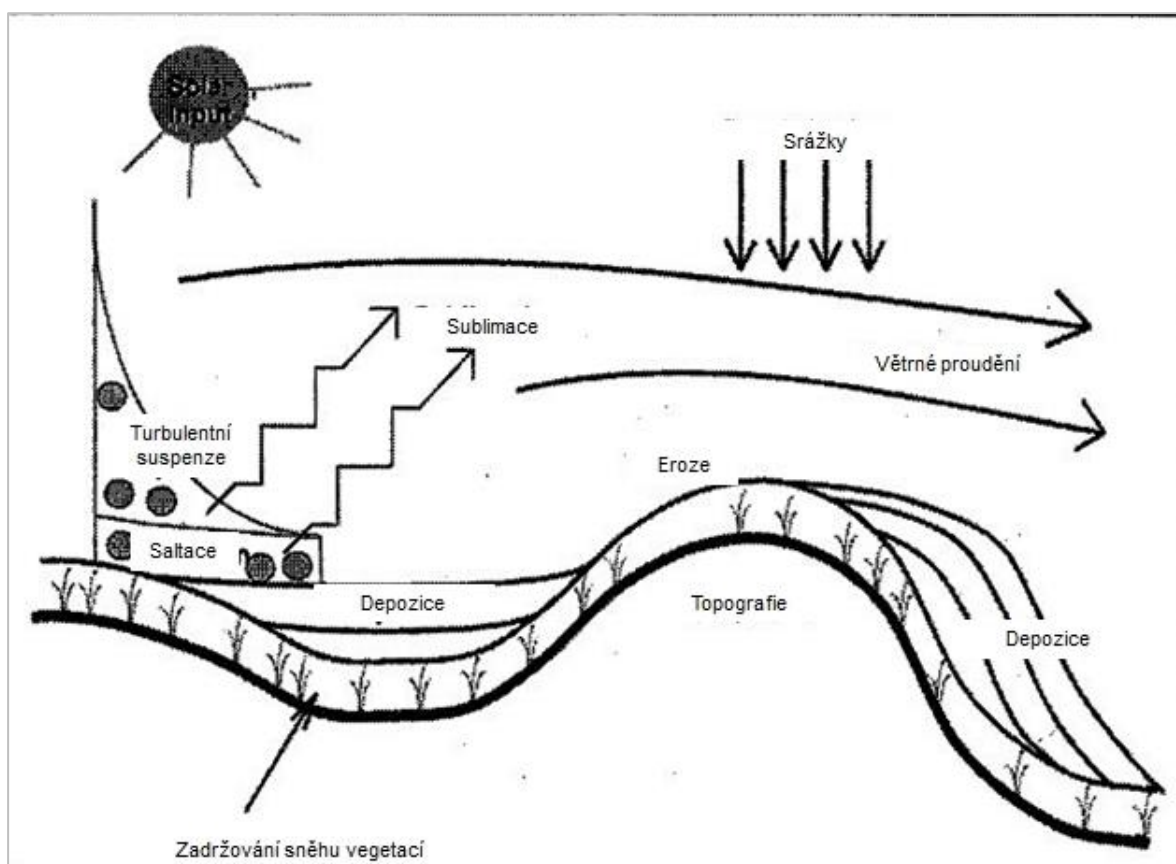
$$M = \alpha \cdot (T - T_c),$$

kde M ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) znázorňuje úbytek vodní hodnoty sněhové, α teplotní index ($\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$), T ($^\circ\text{C}$) je průměrná denní teplota a T_c ($^\circ\text{C}$) je teplota kritická. Funkčnost degree-day modelu závisí na stanovení teplotního faktoru. Hodnoty teplotního faktoru jsou udávány v závislosti na zastínění reliéfu (BEITLEROVÁ, 2012). Ten se stejně jako parametry sněhu s časem mění (JENÍČEK, 2009).

2.5.2 Odhady prostorového rozložení sněhové pokrývky

Mezi zahraničními autory je hojně zmiňován SnowTran-3D model (LISTON A STURM, 1998, 2002, 2006, HIEMSTRA ET AL., 2006, PRASAD ET AL, 2001, BERNHARDT, 2010, apod.) pro transport sněhové pokrývky. SnowTran-3D model je složitější prostorový model obsahující mnoho proměnných a procesů. Model byl vyvinut k simulaci vývoje rozložení sněhové pokrývky i v členitém reliéfu. Hlavními parametry modelu (Obr. 2) jsou solární radiace, srážky, směr a rychlost větru, teplota vzduchu, vlhkost, vegetace a topografické podmínky. Dále do modelu jako klíčové procesy vstupují saltace, turbulentní suspenze a sublimace. Mezi šest primárních komponent se podle LISTONA (1998) řadí výpočet směru větru, vliv větrného proudění na zemský povrch, transport sněhu saltací, transport sněhu turbulentní suspenzí, sublimace transportovaných sněhových částic, vliv akumulace a eroze sněhu na sněhovou pokrývku. SnowTran-3D model je oproti svým předchůdcům trojrozměrným modelem a výstup modelu zahrnuje prostorový a časový vývoj výšky sněhové pokrývky.

Obr 2. Klíčové parametry SnowTran-3D modelu (LISTON A STURM, 1998 upraveno)

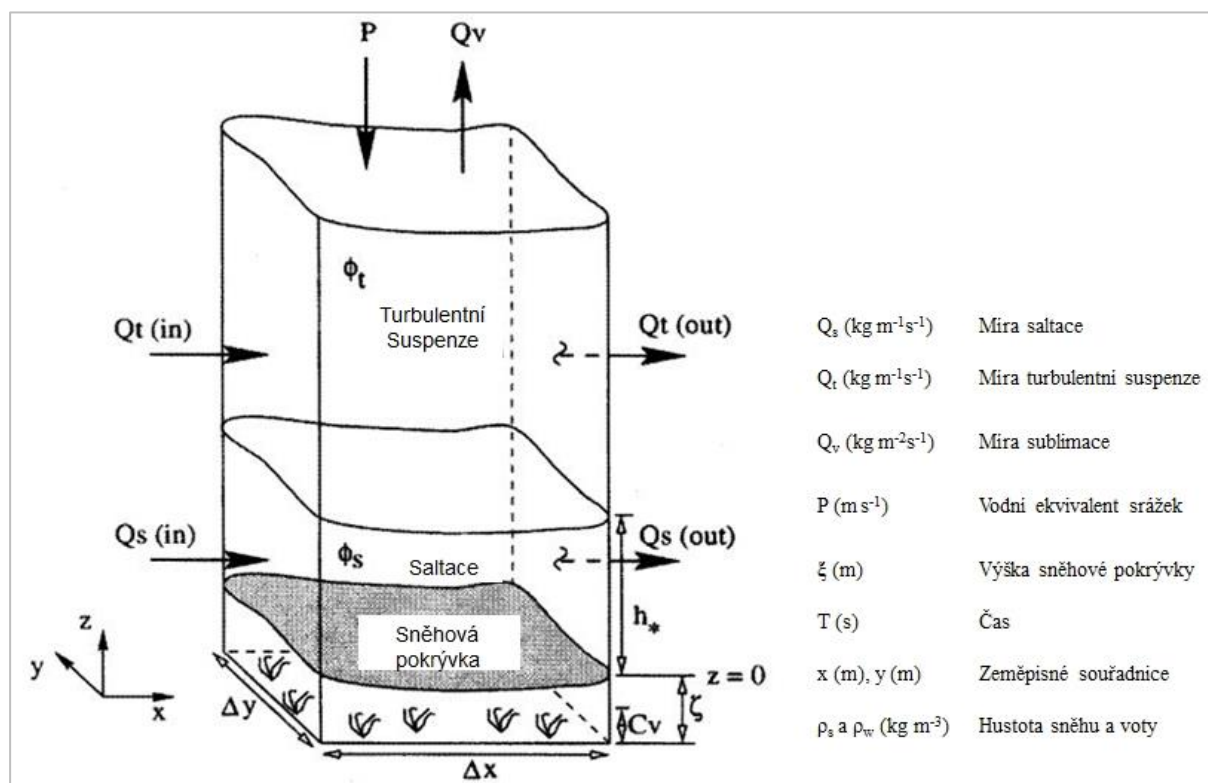


Základem modelu je bilanční rovnice pro sněh popisující změnu výšky sněhu v každém bodě. Depozice a eroze, které vedou ke změnám ve výšce sněhu, jsou výsledkem změn v rychlosti změně saltace, turbulence, transportu sněhových krystalků sublimací a množství srážek. LISTON A STURM (1998) uvádí pro akumulaci a tání sněhové pokrývky ζ rovnici:

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{1}{\rho_s} = \left(\rho_w P - \left(\frac{dQ_s}{dx} + \frac{dQ_t}{dx} + \frac{dQ_s}{dy} + \frac{dQ_t}{dy} \right) + Q_v \right),$$

kde t je čas (s), x a y jsou horizontální souřadnice v západovýchodním a jiho-severním směru a ρ_s a ρ_w jsou sněhová a vodní měrná hmotnost v kg/m^3 . Obr. 3 ukazuje schéma výše zmíněné rovnice výpočtu akumulace a tání sněhu. Rovnice byla řešena pro každou buňku gridu uvnitř zájmového území a byla propojena se soudními buňkami prostorovou derivací (d/dx , d/dy , LISTON A STURM, 1998).

Obr 3. Schéma výpočtu rovnice bilance sněhové pokrývky (LISTON A STURM, 1998, upraveno)



LISTON ET AL. (2002) použil SnowTran-3D model k modelování rozložení sněhové pokrývky ve své další práci, kde se zabýval vlivem expanze listnatých keřů na arktický systém sníh-atmosféra-biosféra. Podoba modelu a jednotlivé vstupní komponenty vychází z jeho předešlé práce LISTON A STURM (1998), avšak model musel být trochu modifikován. Pro potřeby výzkumu byla každému vegetačnímu typu přiřazena výška kanopy, která definovala množství sněhu zadrženého vegetací (snow-holding capacity, LISTON ET AL, 2002). Tato proměnná je použita k definování výšky sněhu, která musí být překročena k přenášené sněhových částicích větrem.

I HIEMSTRA ET AL. (2006) využil pro účely své práce SnowTran-3D model. Ve své studii řešil modelování akumulace sněhu, jeho redistribuci a sublimaci a tání v oblasti horní hranice lesa. HIEMSTRA ET AL. (2006) kromě samotného modelu popisuje i získání hodnot výšky sněhu. Výšku sněhu byla měřena v 15 m intervalech podél zvolených transektů zájmové oblasti v severojižním směru nebo v menších intervalech v oblastech, kde se výška sněhové pokrývky výrazně mění. Podoba výpočtu byla zvolena stejně jako v práci LISTONA (1998, 2002). Rovnice je řešena zvlášť pro každou buňku gridu digitálního modelu reliéfu.

Tyto hodnoty jsou dále řešeny prostorovou derivací. Pro každou buňku je také uveden typ vegetace, každý typ vegetace je popsán výškou kanopy, která určuje výšku zadržovaného sněhu. K tomu, aby mohl sníh být transportován větrem, musí přesáhnout výšku kanop vegetace, tzn. sníh zachycen kanopami vegetace buď srážkami nebo navíváním sněhu nemůže být přemístěn větrným prouděním (LISTON ET AL, 2002, HIEMSTRA ET AL., 2006). Ve své práci kromě modelu SnowTran-3D, používá k výpočtu sněhové ablace i Common Land Model (dále jen CLM). CLM je model zemského povrchu přizpůsobený k bilanci vody a energie pro zájmové území Libby Flats – Wyoming, USA nad horní hranicí lesa (DAI, 2003). Model byl nakonfigurován k vytváření digitálních záznamů o denní vodní hodnotě sněhu, vlhkosti půdy, teplotě půdy a odtoku (HIEMSTRA ET AL., 2006). CLM se skládá z komponent zemského povrchu (sníh, půda, vegetace), hraničních podmínek a bilanční rovnice vody a energie. Tyto proměnné byly taktéž vypočteny pro každou buňku gridu DMR jako u SnowTran-3D (DAI, 2003).

Obdobné proměnné byly použity pro model ISNOBAL v práci WINSTRAL A MARKS (2002). Cílem studie WINSTRAL A MARKS (2002) bylo vysvětlit, jak významně ovlivňuje větrné proudění akumulaci a tání sněhové pokrývky. ISNOBAL je model založen na modelu energetické bilance sněhové pokrývky nad DMR s využitím iniciálních podmínek popisující sněhovou pokrývku, topografii a srážky predikující vývoj tání a odtoku ze sněhové pokrývky (MARKS, 1999). ISNOBAL detailněji popisuje distribuci energetické bilance sněhové pokrývky, nežli SnowTran-3D model (MARKS, 2002). LISTON A STURM (1998) aplikoval sklonitost a křivost povrchu k přizpůsobení rychlosti větru, a tím byl schopen kontrolovat míru eroze a depozice. Topografie a struktura vegetace, klimatické podmínky a data o srážkách jsou použity v ISNOBAL k vyřešení energetické bilance sněhové pokrývky v každé buňce gridu. WINSTRAL ET AL. (2002) ve své práci zmiňuje dva důležité parametry ovlivňující efekt větrného proudění. Parametr \overline{Sx} byl založen na maximálním návětrném sklonu, vztahujícímu se k sezónnímu proudění větru, charakterizující skalár větrného proudění pro každý pixel zájmové oblasti. Druhým parametrem je \overline{Sb} určující sklon svahu v návětrí dané lokality. Oba parametry byly kombinovány k vytvoření parametru D_0 , který byl použit k popisu oblastí intenzivní redepozice sněhu v závětrných svazích (WINSTRAL et al, 2002). Zmíněný parametr \overline{Sx} byl stanoven jako signifikantní faktor počítající s větším rozptylem v pozorovaných výškách sněhu, než bylo možné vysvětlit nadmořskou výškou, solární radiací nebo sklonem.

Zajímavá je i práce GEDDESE (2005), který srovnával model vytvořený na základě naměřených parametrů terénu, vegetace a vodní hodnoty sněhu v terénu s modelem, kde byly zmíněné parametry odvozené v prostředí GIS pro výpočet sněhové distribuce v ekotonu alpinské hranice lesa. Oba modely zahrnují proměnné variability měřeného stanoviště (les, hřeben, otevřená plocha), elevace, maximální sklon, orientace sklonu podporující důležitost topografie a strukturu vegetace. Proměnné terénního modelu byly odvozené na základě měření relativní výšky v každém měřicím bodě. Křivost byla hodnocena -1 až +1 reprezentující maximum konkávnosti a konvexnosti. Vegetace byla sumarizována pro každý kvadrant a vyjádřena proporciálním zastoupením stromů, louky, tundry a kleče. Sklon a orientace byly měřeny pomocí kompasu a definovaly tak zlomy v terénu kolem měřených oblastí. Pro všechna měření orientace svahu bylo určeno rozpětí -1 až +1 reprezentující SV a JZ svah (GEDDES, 2005). Proměnné pro GIS-model byly odvozeny z DMR. Stejně jako pro terénní model i zde bylo pro orientaci svahu definováno rozpětí -1 až +1. Celková měření sklonu a orientace byly získána z TIN vytvořené na základě DMR. Struktura vegetace byla dovozena na základě multispektrálních snímků. Jako hlavní rozdíl mezi modely GEDDES (2005) zmiňuje rozdílné rozlišení a přesnost topografických měření. Dále uvádí, že navzdory relativně malému počtu měření jsou si oba modely ve výsledku velmi podobné a bylo by potřeba více měření pro oba modely k potvrzení zjištěných výsledků.

MARGOLD ET AL. (2011) se zabýval vysvětlením vztahů mezi morfologií a distribucí sněhových polí a poskytnutím časového rámce vzniku sněhových polí v české části Krkonoš. Pro výpočet proměnných byl vytvořen DMR s velikostí gridu 20 m. Vybrané charakteristiky pak byly vypočteny pro 30 m buffery kolem měřicích bodů a pro oblasti sněhových polí. Mezi parametry, které ovlivňují formování sněhových polí, byl kromě nadmořské výšky, indexu tepelného požitku (heat load index), odolnosti horniny, sklonitosti, počítán i tzv. index potenciální akumulace sněhové pokrývky (*PSA*). Výpočet tohoto indexu byl založen na předpokladu, že akumulace sněhové pokrývky je nejvyšší v závětrných lokalitách s intenzivní sněhovou erozí a s tím, že mocnost sněhové pokrývky klesá s narůstající vzdáleností od deflační oblasti. Rovnice pro *PSA* je dle MARGOLDA ET AL. (2011) následující:

$$PSA = \frac{DA}{D},$$

kde *DA* je oblast deflace a *D* je vzdálenost od deflační oblasti. Hodnota *D* byla získána jako průměr tří vzdáleností nejbližšího pixelu deflační oblasti podél azimutu 270, 315 a 360°. Hodnota *DA* vyjadřuje sumu všech pixelů podél azimut 180 - 360° v daném bodě na

zarovnaných povrchů nebo konvexním reliéfu, které jsou ploché nebo mají západní orientaci. To znamená, že hodnota DA je závislá na zakřivení a nadmořské výšce. Pro oblast patřící k hodnotám \underline{DA} , byl vytvořen pro výpočet PSA zvláštní vzorec:

$$PSA = [Curv * Elev] * [-1],$$

kde $Curv$ je zakřivení a $elev$ je nadmořská výška každého bodu. V práci TREMLA (2010) zabývající se ovlivněním strukturních půd morfometrií a lokálními parametry ve Vysokých Sudetech, byly jako morfometrické charakteristiky zvoleny nadmořská výška, orientace ke světovým stranám, křivost a sklonitost. Na základě těchto charakteristik byl vypočten index deflace (TREML ET AL, 2010), který dosahuje nejvyšších hodnot v místech kde je výška sněhu nejmenší. Deflace byla modelována jako index popisující nerovnoměrné rozložení sněhové pokrývky a proto tvoří proměnnou pro promrzání půdy mající vliv na vývoj periglaciálních tvarů. Tento index byl vytvořen na základě zjištěných poznatků, a to, že rozložení sněhové pokrývky je silně závislé na západním proudění, které transportuje sníh z návětrných západních svahů do závětrných poloh východních svahů. Deflační index má podobu:

$$D = asp + curv + el_dif_inv,$$

kde asp je „západnost“ (orientace lokality vzhledem k východu), $curv$ je křivost povrchu získaná na základě terénního modelu reliéfu a el_dif_inv je inverzní hodnota výškového rozdílu dané lokality a průniku lokality nejvyššího bodu s maximálním sklonem. Hodnoty pro nadmořskou výšku a deflaci byly odvozeny z DMR s velikostí gridu 20 m. Nadmořská výška byla vybrána jako vysvětlující proměnná pro ovlivnění procesů formování strukturních půd během doby tání sněhové pokrývky. Proměnné zahrnuté v tomto modelu byly standardizovány a verifikovány v práci JANÁSKOVÁ (2006).

2.6 Výzkum sněhové pokrývky v Krkonoších

Rozložení a výška sněhové pokrývky v horském prostředí jsou závislé zejména na tvaru terénu a větrném proudění. Díky tomu dochází při sněžení k nerovnoměrnému ukládání sněhu, nejvíce ho leží v závětrných polohách. Z hlediska kvantitativního má však větší význam druhotné převívání sněhu z hřebenů a náhorních plošin do závětří.

Všeobecný charakter rozložení sněhové pokrývky se mnozí autoři snažili v minulosti blíže poznat, zdůvodnit a samozřejmě také změřit. Výzkum týkající se sněhové pokrývky, můžeme v Krkonoších rozdělit do několika částí:

1. Obecné zákonitosti týkající se sněhové pokrývky (JENÍK, 1961, ŠTURSA, 1973, ŠEBESTA, 1978, SPUSTA ET AL, 2003, JANÁSKOVÁ, 2006, POBŘÍSLOVÁ a KULASOVÁ, 2000, MARGOLD ET AL, 2011, HEJCMAN ET AL., 2006)
2. Vliv sněhu na mikroklima Krkonoš (VACEK, 1983, HARČARIK, 2002)
3. Sledování lavin a lavinových drah (VRBA, 1975, 1992, SPUSTA, 1998, SPUSTA ET AL, 2003 ET AL, BLAHÚT, 2006)
4. Vliv sněhu na periglaciální tvary (SOUKUPOVÁ, 1995, DVOŘÁK, 2004, UXA, 2011, JANÁSKOVÁ, 2006, JANÁSKOVÁ, 2005, KRÍŽEK ET AL, 2007)

Jedna z prvních podrobných studií zabývající se sněhovou pokrývkou s aplikací A-O systému na základě prací JENÍKA (1961) je práce ŠTURSY (1973). Podrobnou inventarizaci sněhových polí na české straně Krkonoš zpracoval ŠEBESTA (1978). JENÍK (1961) se ve své knize věnuje vlivu větrného proudění na rozložení sněhové pokrývky. K unášení a přemístování sněhových vloček podle něj dochází od rychlosti 8 m/s^{-1} , při suchém sněhu a menších krystalech postačují k transportu i menší rychlosti. Při silných nárazech větru bývají nezdědka unášeny i velké zledovatělé kusy sněhu. Zmiňuje, že zasněžení horského povrchu je neoddelitelně spojeno s působením větru, a vítr je bezprostředně závislý na reliéfu, musíme tedy sněhovou pokrývku považovat za nedílnou součást A-O systémů (JENÍK, 1961). Jednoduchým dokladem závislosti rozložení sněhové pokrývky na lokálních větrech je rozložení sněhových polí na jaře. Sněhová pole se nachází i na místech, která jsou pro uchování sněhu svou expozicí vůči slunečnímu záření nevhodná. Nejznámější příkladem této situace je sněhové pole „Mapa republiky“, které má jižní expozici a je tak vystaveno intenzivnímu působení slunečního záření. Odbourávání sněhu sleduje JENÍK (1961) nejprve

tam, kde je vlivem silných větrů sněhová pokrývka nízká. Ve studované oblasti je dle JENÍKA (1961) první bez sněhu temeno Luční a Studniční, Stříbrný hřeben a západní úbočí Sněžky.

SPUSTA ET AL (2003) se také zabývá ve své práci rozložením sněhové pokrývky ve vztahu k větrným poměrům. Dokumentuje ukládání sněhu za větrného proudění různých směrů a na něm závislé rozmístění lavinových drah, na příkladu dvou lokalit provedl rozbor spolupůsobení intenzivních srážek a větrného proudění vysokých rychlostí a dokumentoval ukládání sněhu v ostatních závětrných prostorech s využitím spadu prachu. Jedno z míst největšího spadu prachu ve východních Krkonoších je při situaci západního proudění situováno do spodní části východního svahu Čertova hřbetu.

Dlouho ležící sněhová pole na české straně Krkonoš studoval ŠEBESTA (1978). Již předním se touto problematikou zabýval KUNSKÝ (1954). Popsal účinky sněhové eroze v podmínkách hlinitých písků, zpříkření severního svahu koryta horního toku Bílého Labe a tvorbu nivačních depresí, které vysvětlil opakovaným táním a podmýváním zarostlého svahu vodou. Na polské straně Krkonoš se problematice sněhových polí věnoval např. KLEMENTOWSKI (1975). Shrnuje celkem čtyři faktory (expozice vůči slunečnímu záření, množství nakumulovaného sněhu, nadmořská výška, převažující typ ablace) mající vliv na délku a uchování sněhových polí. ŠEBESTA (1978) řešil zejména rozmístění sněhových polí a faktory, kterými jsou ovlivněny. V jeho práci najdeme přehledný soupis sněhových polí se stručnou charakteristikou. V oblasti zájmového území zmiňuje zejména sněžníky v zářezu Bílého Labe na Bílé louce, které se zde díky velkému množství nahromaděného sněhu drží většinou až do konce června. Dále popsal malá sněhová pole na úpatí kryoplanačních teras na severním a východním svahu Luční hory, které díky své expozici přetrvávají obvykle až do druhé poloviny června. Jak jsem již zmínila výše nejznámějším sněhovým polem je tzv. „Mapa republiky“, která je nejrozsáhlejší a nejdéle ležícím sněhovým polem na české straně Krkonoš (ŠEBESTA, 1978). Nachází se v nivační depresi v horní části jižně orientovaného svahu Modrého dolu v nadmořské výšce přibližně 1 400 – 1 500 m n. m.

JANÁSKOVÁ (2006) zkoumala ukládání a odbourávání sněhu ve vrcholové oblasti východních Krkonoš na čtyřech lokalitách – Luční bouda, Čertovo návrší, Studniční hora a Modré sedlo. Na většině lokalit bylo zjištěno pravidelné rozložení sněhu, které bylo díky výraznému efektu orografického usměrnění větru jen minimálně ovlivněno změnami směru větru. Z měření výšky sněhu vyplývá, že maximální mocnosti sněhu jsou závislé na celkových sněhových poměrech na náhorní plošině a byly tím větší, čím je sněhu obecně více (JANÁSKOVÁ, 2006). U minimálních výšek sněhu tento vztah již nebyl prokázán. V místech

větrně velmi exponovaných je výška sněhu nezávislá na celkových sněhových poměrech a nepřesahuje celou zimu výšku 5 – 20 cm. Dále bylo zjištěno, že v klečovém porostu nedochází vždy k pomalejšímu odbourávání sněhu, ale jen za vhodných větrných podmínek. Obdobnému tématu se v Jizerských horách věnovala POBŘÍŠLOVÁ a KULASOVÁ (2000). Na experimentálním povodí Uhlířská bylo zkoumáno porovnání ukládání a odbourávání sněhu v lese a na odlesněných partiích. Měřením výšky a vodní hodnoty sněhu dospěli k závěru, že na počátku zimy je více sněhu na mýtině než v lese. Tento fakt je způsoben zadržením sněhu v korunách stromů a díky vyšší evapotranspiraci na zem tento sníh nepadá. Při nástupu jarního oteplení pak vlivem zastínění a lesního mikroklimatu bývá více sněhu naopak v lese (POBŘÍŠLOVÁ a KULASOVÁ, 2000). Pro výzkum změn tání sněhové pokrývky byl použit bilanční model HBV-ETH. Během simulačního období byly pozorovány značné rozdíly v modelované a měřené vodní hodnotě sněhu. Autorky jako vysvětlení nabízejí redistribuci sněhu větrem způsobenou vytěžením části lesa nebo četností směrů větrů odlišnou od předchozích let.

Velmi cenným podkladem je také práce ŠTURSY (1973) o abnormální zimě v letech 1969/70 v západních Krkonoších. Bylo prováděno měření výšky sněhové pokrývky píchacími sondami na šesti transektech a kopanými sondami se na vybraných místech zjišťovaly vlastnosti sněhu v profilech. Na základě zmrzlého horizontu se ŠTURSOVI (1973) podařilo odlišit sníh napadlý v krátkém období sněhové vánice a získal tak zajímavá data o rozložení sněhu ovlivněném větrem. Během pozorování si všiml zejména ekologických aspektů a vztahu sněhu k vegetaci. Z hlediska metodiky zdůrazňuje, že je potřeba odděleně posuzovat ukládání sněhu. Ukládání sněhu je primárně závislé na sedimentaci a sekundárně na odnosu během větrných období. Odbourávání sněhu zahrnuje sekundární odnos větrem, tání, vypařování, sublimaci a přízemní podmáčení tekoucí vodou (ŠTURSA, 1973). Dospěl k závěrům, že z důvodu ovlivnění mikroklimatem nebo podmáčení vodou z pramenišť, nedochází k odbourávání sněhové pokrývky nejprve tam, kde se sněhu nahromadilo nejméně.

Obdobný výzkum jako ŠTURSA (1973) prováděl i VACEK (1983) v Labském dole. V zimě 1977/78 prováděl měření mikroklimatických charakteristik a odbourávání sněhové pokrývky v transektu dlouhém přes 1 km. Pro charakteristiku rozdílů v rozložení sněhové pokrývky použil autor přepočítání na procenta „normálu“. Jako normál byla vybrána výška sněhu naměřená v části transektu, kde sněhová pokrývka vznikla výhradně primární sedimentací během sněžení a nebyla ovlivněna druhotným převíváním. Ze závěrů VACKA (1983) vyplývá výrazný gradient výšky sněhové pokrývky, která se pohybovala průměrně od

21 % normálu na návětrných polohách Zlatého návrší až po 135 % normálu v závětrném svahu nad hranicí lesa. VACEK (1983) se ve své práci zmiňuje i ekologické působení sněhu. Ekologické působení sněhu rozlišuje na čtyři základní funkce, které mají podstatný vliv na existenční poměry jednotlivých horských ekosystémů – mechanickou, hydrologickou, termickou a fenologickou. Podle VACKA (1983) v zimě 1977/78 všechny zmíněné funkce v horském ekosystému dobře vynikly. Došel k závěrům, že rychlost jarního odbourávání sněhu podstatně ovlivnila délku vegetační doby u stejných rostlinných společenstev maximálně o 8 dní. Obdobným tématem se zabýval i HARČARIK (2002). Na základě mikroklimatických a sněhových měření v období 1999 -2001 na lokalitách Jestřábí boudy, Studniční hora, Modré sedlo upřesnil základní charakteristiku mikroklimatu v polykormonech kleče a v otevřené tundře. Studie byla zaměřena především na porovnání mikroklimatických podmínek a mrazových procesů mezi společenstvy kleče a otevřené tundry. Podle jeho závěrů jsou si oblasti Modré sedlo a Jestřábí boudy velmi podobné a nedochází zde k výrazným rozdílům mezi polykormony kleče a otevřenou plochou. Studniční hora jako lokalita klimaticky nejexponovanější oblastí Krkonoš má sněhovou pokrývku výrazně nižší než, dvě předchozí lokality a jsou zde výraznější rozdíly mezi výškou sněhu na volné ploše a ve společenstvech kleče (rozdíl tvoří cca 10-20 cm). Na volné ploše je také o 2 – 4 týdny kratší období se sněhovou pokrývkou než v kleči. I z hlediska měření přízemní a půdní teploty v období se sněhovou pokrývkou se Studniční hora liší od ostatních lokalit. Přízemní teploty na volné ploše jsou značně proměnlivé a více reagují na změny teploty vzduchu.

Dalším velmi častým tématem týkajícím se sněhové pokrývky jsou laviny. Data o sněhových lavinách jsou od šedesátých let shromažďována v Lavinovém katastru (VRBA, 1991, VRBA, 1975, SPUSTA, 1998, SPUSTA ET AL, 2003). Hlavním cílem lavinového katastru je všestranné zdokumentování lavin a jejich zakreslení do mapy pohoří. Lavinový katastr má přispět k objasnění zákonitostí opakování lavin. Lavinové dráhy jsou lokalizované zejména v údolích a žlabech. Za období 1961/62–1999/2000 bylo na české straně zaregistrováno 780 pádů lavin. Z nich 152 končilo v alpském stupni, 191 na horní hranici lesa a 437 v lese. Do lesních porostů (včetně ekotonu horní hranice lesa) tedy sjelo 628 lavin, tj. 80,5 % z celkového počtu lavin. Laviny pronikají do lesa v rozmezí nadmořských výšek 1300 m až 850 m (KOCIÁNOVÁ A SPUSTA, 2000). Zájmové území se vyskytuje nad horní hranicí sběrného území dat týkajícího se lavin. Na svahu od Modrého sedla k Luční hoře a v blízkosti Luční boudy (SPUSTA, 1998) byly zjištěny zvodnatělé vrstvy ve sněhovém profilu, které dokládají v těchto místech alespoň vznik iniciálních stádií slushflow lavin, tzn.

břečkotoků či kašotoků. Podle SPUSTY (2008) je další potenciální lokalitou pro vznik slushflow rašeliniště na úbočí Stříbrného hřbetu a oblast mísovitých prohlubní na severním svahu Studniční a Luční hory. Poslední hodnocení lavinového katastru (SPUSTA ET AL, 2003) již kromě strohého výčtu lavinových drah, spadlých lavin a jejich základního popisu a popisu jejich změn, obsahuje i celkovou charakteristiku sněhové situace a její srovnání s klimatickými daty.

SOUKUPOVÁ ET AL. (1995) se zabývala výskytem strukturních půd v souvislosti se sněhovými podmínkami během zimních období 1992/93 a 1993/94. Sněhovou pokrývkou sledovala na Harrachových kamenech a Harrachově louce, a to v místech výskytu kryogenních tvarů – mrazových kopečků, tříděných pruhů a tříděných polygonů. Profily sněhovou pokrývkou nad rašelinnými kopečky v období jarní regelace ukázaly, že v prohlubních mezi kopečky pod sněhovou pokrývkou ve výšce 40 – 60 cm se nacházejí zmrzlé čocky ledu. V následujícím roce se sněhová pokrývka udržela déle a ledová výplň se v depresích nevytvořila. Prohlubně byly tentokrát vyplněny nezmrzlou vodou se sněhem nebo firnem. Sníh nad depresemi byl ve spodní části profilu měkčí než nad kopečky. Sledovaná zimní období se lišila směrem větru, množstvím sněhových srážek i délkou trvání sněhové pokrývky. SOUKUPOVÁ ET AL. (1995) výsledky měření zobecnila na kryoeolickou a kryovegetační zónu. Podle ní je v kryoeolické zóně, která je vystavena intenzivnímu větrnému působení sněhová pokrývka spíše nízká a nezávisí na převládajícím směru větru. Oproti tomu v kryovegetační zóně a na kryoplanačních terasách množství naakumulovaného sněhu větší a územní variabilita je silně ovlivněna převládajícím směrem větru během sněžení.

KŘÍŽEK ET AL. (2007) ve své práci řešil prostorové rozmístění periglaciálních jevů nad alpinskou hranicí lesa, především nalezení závislostí v nerovnoměrném rozložení periglaciálních tvarů v české části Krkonoš nad horní hranicí lesa. Výzkumem bylo potvrzeno, že periglaciální tvary jsou geneticky vázány na klima dané lokality. Nadmořská výška, sklon, orientace určují nerovnoměrnou distribuci sněhové pokrývky, což se odráží ve faktorech ovlivňujících genezi periglaciálních tvarů, tj. rozdílný chod teplot a rozdílná dotace vody (KŘÍŽEK ET AL, 2007). Z výzkumu vyplývá, že rozmístění periglaciálních tvarů není nahodilé, ale platí v něm logicky odůvodnitelné závislosti. Tyto závislosti nesou informaci o podmínkách vzniku klimaticky a litologicky podmíněných tvarů.

UXA (2011) ve své diplomové práci řešil vztah morfologie a stupně vytřídění tříděných půd a charakteristiku jejich proměnlivosti v závislosti na místních podmínkách.

Výsledky práce dokazují výrazné změny morfologických charakteristik a stupně vytřídění v relativně malé oblasti studovaného území (alpínské bezlesí východních Krkonoš) ukazují na vysokou citlivost tříděných půd na mírné změny lokálních charakteristik (mikroklimatická extremita, morfologie terénu, litologie, UXA, 2011). Co se týče výzkumu sněhové pokrývky, byly potvrzeny výsledky již z minulých let (JENÍK, 1961, ŠTURSA, 1973, SÝKORA ET AL, 1973, SOUKUPOVÁ ET AL, 1995, HARČARIK, 2002, JANÁSKOVÁ, 2005, 2006, LUKEŠOVÁ, 2010), a to že k nejintenzivnější deflaci dochází ve vyšších nadmořských výškách a výška sněhové pokrývky je nejnižší a má nejkratší délku trvání v nejvíce exponovaných částech zájmového území.

JANÁSKOVÁ (2006) se zabývala také obdobným tématem vlivu sněhových poměrů na vybrané periglaciální tvary. Práce si klade za cíl přispět k poznání vlivu sněhových poměrů, zejména mocnosti a délky trvání sněhové pokrývky a charakteru jejího odbourávání, na rozmístění nebo aktivitu periglaciálních tvarů. Tento článek navazuje na její diplomovou práci JANÁSKOVÁ (2005). Periglaciální tvary byly mapovány pomocí GPS, kdy byla zaměřena jejich poloha a morfologické charakteristiky. Měření výšky sněhové pokrývky prováděla vpichy lavinovou sondou v bodech pravidelně rozmístěných na zájmovém území. Na základě měření ve dvou zimních obdobích zjistila na lokalitě Modré sedlo (vyskytují se zde tříděné kruhy, JANÁSKOVÁ, 2006, KŘÍŽEK ET AL, 2007) pravidelnou koncentraci nízké sněhové pokrývky do úzkého pásma, které je shodné s výskytem tříděných kruhů. V oblasti Čertova návrší s putujícími bloky a oblasti Studniční hory se soliflukčními laloky nebyl jednoznačný vliv sněhu na rozmístění a aktivitu jednoznačně prokázán. Ani na lokalitě Luční bouda, kde byl zkoumán vztah rašelinných kopečků a sněhové pokrývky, nebyl nalezen žádný jasný vztah (JANÁSKOVÁ, 2006).

Obdobným tématem se zabýval i DVOŘÁK ET AL. (2004). Ve své práci řešil vztah mezi výškou sněhu, rozsahem sněhového pole (na příkladu sněhového pole Mapa republiky) a a) diverzitou mikro a nanoforem reliéfu, b) lavinovou aktivitou, c) aktivitou pramenů, d) výskytem rostlinných druhů a některými jejich morfologickými charakteristikami. Z hlediska měření výšky sněhové pokrývky sněhového pole byla použita nepravidelná kinematická fázová měření GPS. Měření umožnila určit velmi přesně výšku sněhu a rozložení sněhové pokrývky na poměrně velké ploše. Dále bylo zjištěno, že rozložení sněhu, jeho výška i odtávání sněhového pole se odlišují každou zimní sezónu v závislosti na větrných a sněhových poměrech (DVOŘÁK et al., 2004).

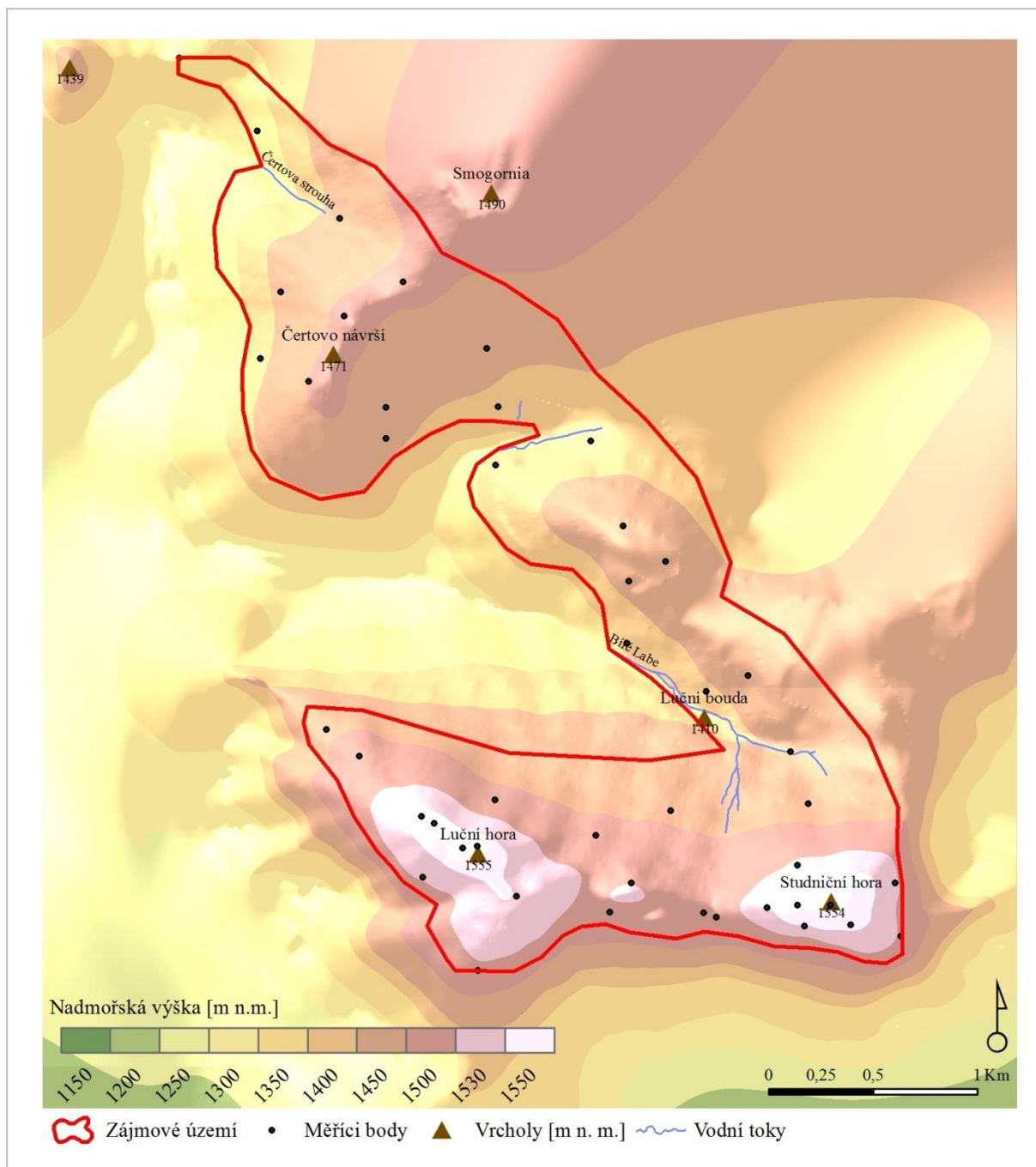
3 Vymezení zájmového území

Z důvodu zjednodušení designu studie jsme pro výzkum zvolili území bez zapojených stromových porostů. Zájmové území se vyskytuje nad horní hranicí lesa ve výšce přibližně 1300 až 1500 m n. m. ve východních Krkonoších (obr. 4). Předpokladem bylo, že distribuce sněhu je zde v rámci převládajícího vzdušného proudění ovlivňována zejména tvary reliéfu a v menší míře prezencí/absencí porostů borovice kleče.

Zájmové území zahrnuje hlavní a vedlejší krkonošský hřbet, které jsou propojeny Bílou loukou, která je také součástí studovaného území. Do zájmového území dále náleží oblast Studniční a Luční hory, Stříbrné návrší, Stříbrný hřbet, Čertovo návrší a Čertova louka.

Severní hranicí zájmového území byla zvolena hřbetnice hlavního krkonošského hřbetu, která tvoří výrazný terénní prvek. Na východě navazuje karová hrana Úpské jámy probíhající ve výšce kolem 1400 až 1500 m n. m. Směrem na jih hranice pokračuje v podobě strmých svahů Modrého dolu, které navazují na denudační reliéf Luční a Studniční hory. Oblast uzavírá západní hranice, kde plochý či mírně ukloněný reliéf ve výšce kolem 1400 m n. m. přechází ve strmě ukloněné erozní svahy údolí Bílého Labe a Dlouhého dolu až k Čertově dolu a Čertově jámě. Do studovaného území nebyly zahrnuty prostory karů a nivačně přemodelovaných údolních uzávěrů z důvodu velkých sklonů svahu a s tím souvisejícího nebezpečí při měření sněhové pokrývky.

Obr 4. Vymezení zájmového území



4 Fyzickogeografická charakteristika

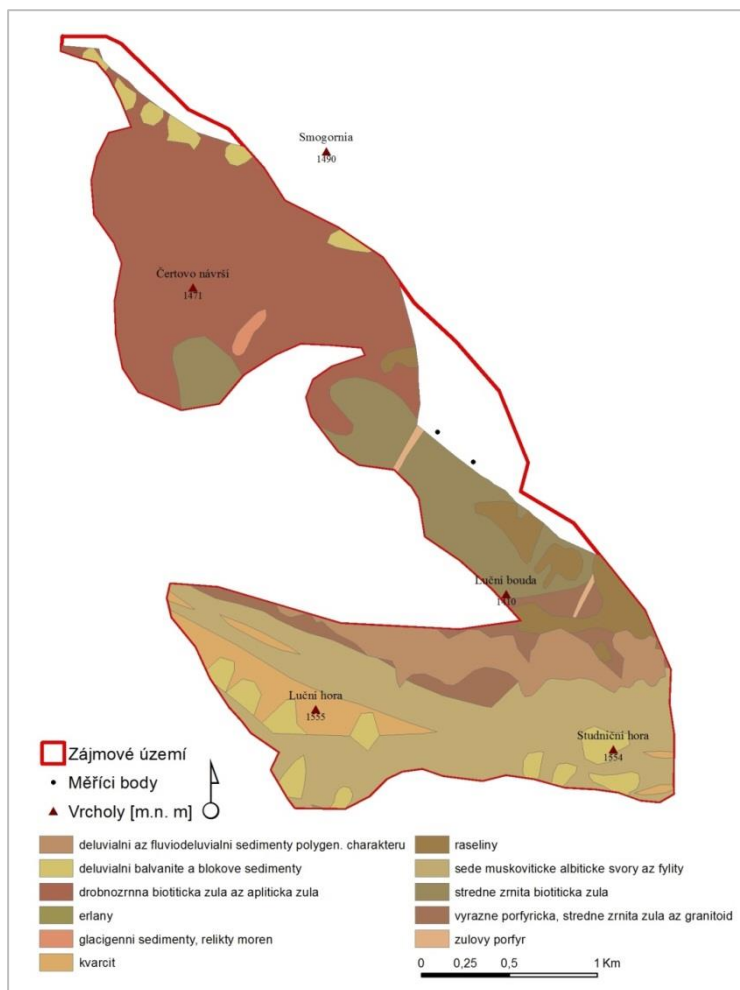
4.1 Geologická stavba

Z hlediska geologické stavby (Obr. 5) zájmové území náleží do Českého masivu – oblasti západosudetské (lužické – CHLUPÁČ, 2002). K této oblasti náleží krkonoško-jizerské krystalinikum a krkonoško-jizerský pluton, které tvoří zájmové území. Jako krkonoško-jizerské krystalinikum jsou označovány komplexy metamorfovaných hornin, které lemují krkonoško-jizerský pluton (CHALOUPSKÝ, 1989). Jde o nejstarší část pohoří tvořenou staropaleozoickými a i proterozoickými sedimenty a vyvřelinami, které byli později pohřbeny hluboko v zemské kůře. Do vulkanosedimentárních komplexů pronikala granitoidní magmata. V období předmladopaleozoického plutonismu se granitoidy včlenily do stavby krkonoško-jizerského krystalinika, ale mladopaleozoické intruze žuly nebyly metamorfovány a vznikla samostatná jednotka krkonoško-jizerský pluton. Tento pluton je variského stáří a v zájmovém území se vyskytuje pod hlavním krkonošským hřbetem (CHALOUPSKÝ, 1989).

Jižní část zájmového území je tvořena proterozoickými horninami s různě silným variským přepracováním – břidlice, fylity a monotónní sledy pararul a svorů. Tyto horniny vystupují pouze v kontaktně metamorfované modifikaci a tvoří hřbet nejvyšších vrcholů Luční a Studniční hory. V oblasti Luční a Studniční hory se v několika pásmech vyskytují v metamorfovaných horninách tvrdé a odolné vložky kvarcitů (CHALOUPSKÝ, 1989).

Horniny proterozoického stáří navazují na žuly. Granitoidy zde patří k typickým posttektonickým granitoidovým tělesům, které tvoří hlavní hřbet Krkonoš západně od Sněžky (CHLUPÁČ, 2002). Tyto granodioritové intruze jsou mladším horninovým typem období svrchního karbonu. Žula pronikala do metamorfovaných hornin a utuhla hluboko pod povrchem, pak byl pluton postupně obnažen, a tak dnes vystupuje na povrch. V oblasti Čertova návrší a Stříbrného hřbetu se v elevacích vyskytuje drobnozrnná biotitická žula, která je velmi odolná. Dále směrem na západ se nalézá středně zrnitá biotitická žula na Stříbrném návrší a v údolí Bílého Labe (CHALOUPSKÝ, 1989). Posledním typem žuly ve studovaném území je středně zrnitá porfyrická žula při úpatí severních svahů Luční a Studniční hory. Tato žula je nejméně odolná, a proto podléhá rychlému zvětrávání. Vrcholy Studniční a Luční hory jsou tvořeny pásmem tvrdých a odolných hornin. Je to oblast styku žulového plutonu s metamorfovanými horninami krystalinika, kde došlo při průniku žul ke kontaktní metamorfóze, která se projevila zpevněním hornin (CHALOUPSKÝ, 1989).

Obr 5. Geologická stavba zájmového území (Geologická mapa ČR 1:50 000 ČGS)

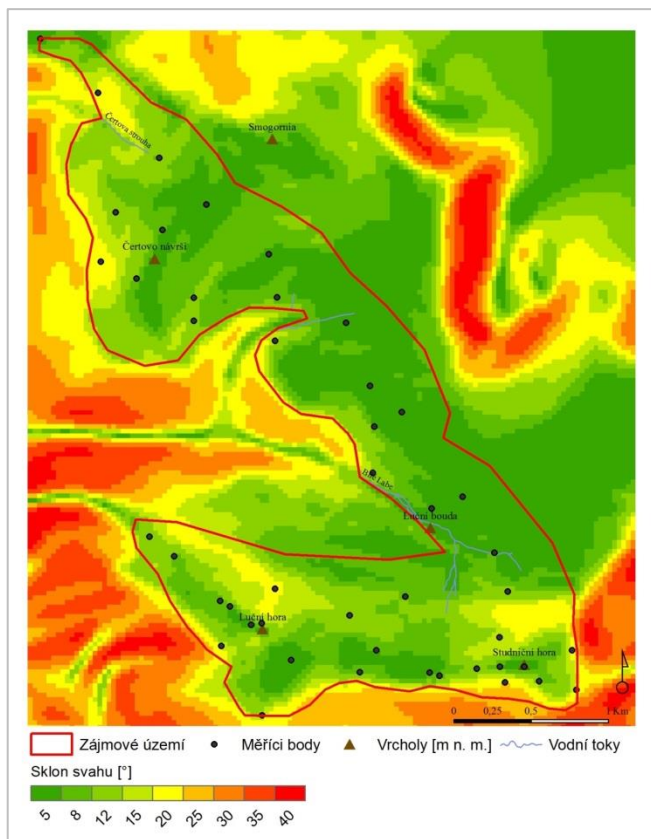


4.2 Geomorfologická charakteristika

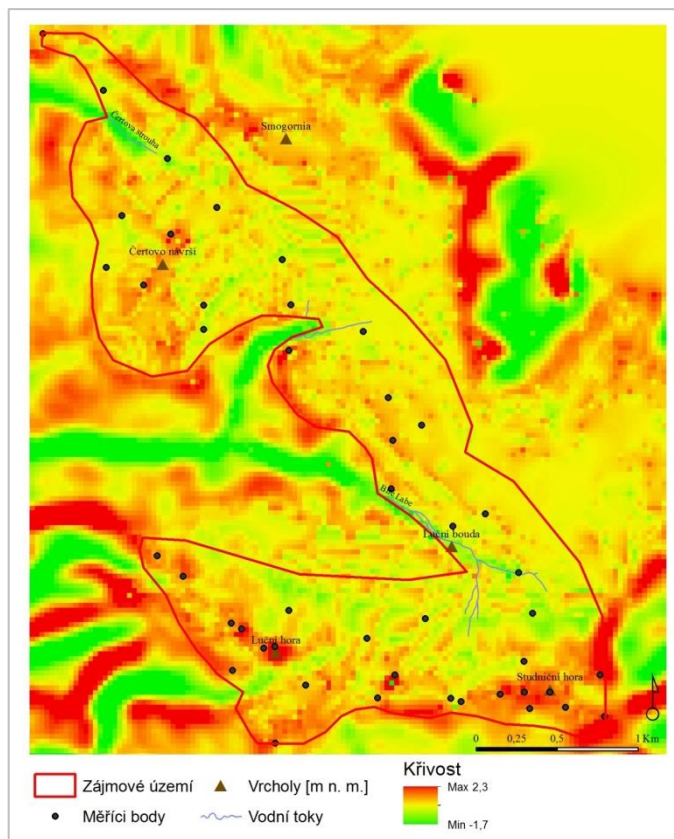
Zájmové území z hlediska geomorfologického členění reliéfu České republiky náleží do hercynského systému, subsystému hercynského pohoří, provincie Česká vysočina, subprovincie Krkonošsko – jesenická soustava, Krkonošská oblast, celek Krkonoše, podcelek Krkonošské hřbety, okrsek Český hřbet a podokrsek Východní Český hřbet (BALATKA, KALVODA, 2006).

Zájmová oblast je součástí zarovnaných povrchů s mírnými elevacemi vrcholové části východních Krkonoš. Jižní a jihovýchodní okraj zájmového území je omezen strmými svahy údolních systémů Obřího, Dlouhého a Modrého dolu (Obr. 6). Na obrázku č. 7 se můžeme přesvědčit, že zájmová oblast je součástí zarovnaných povrchů – hodnoty kolem 0. Hodnoty kladné reprezentují konvexní reliéf a hodnoty záporné reliéf konkávní. Na obrázku č. 8 je znázorněna orientaci svahů vůči světovým stranám.

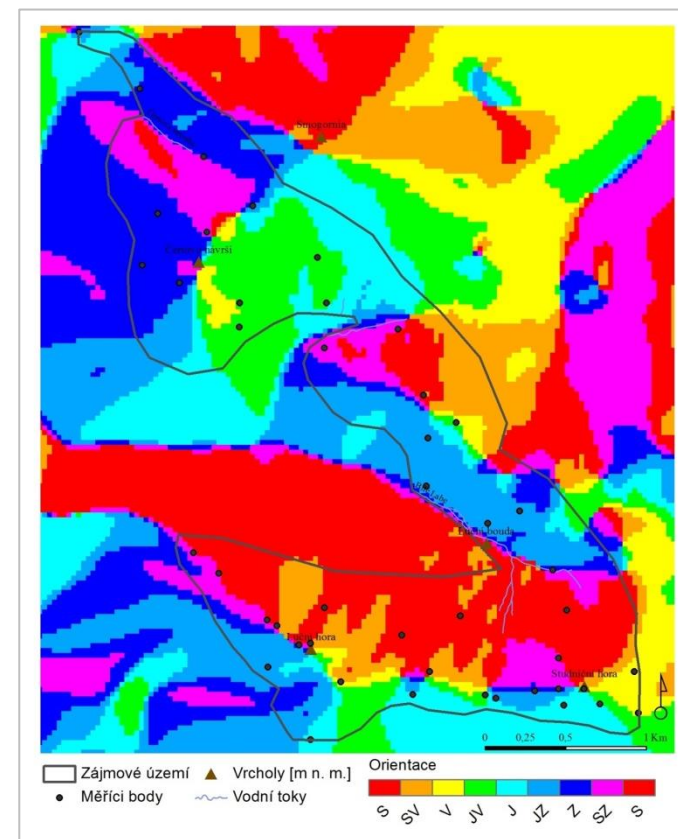
Obr 6. Sklonitost reliéfu



Obr 7. Zakřivení reliéfu



Obr 8. Orientace svahu vůči světovým stranám



Území východních Krkonoš se do oligocénu vyvíjelo jako výškově nevýrazná část Českého masivu (KRÁLÍK ASEKYRA, 1969). Nejstaršími reliéfovými prvky jsou zbytky paleogenní paroviny, které se nacházejí přímo na nejvyšších vrcholech pohoří. Mají podobu rozlehlých, téměř plochých nebo jen slabě zvlněných plošin. Zarovnané povrchy Krkonoš vznikly v období mezozoika a počátkem terciéru, kdy panovalo na našem území tropické resp. subtropické klima. Krkonoše byly modelovány chemickým zvětráváním, což vedlo ke vzniku plochého a měkkého reliéfu. K výrazné změně došlo v mladších třetihorách, kdy byly vrásněním v sousední alpské a karpatské oblasti, etapovitě vyzdvíženy i Krkonoše (CHLUPÁČ, 2002). Dosáhly přitom již přibližně dnešní výšky, což vedlo k prudkému oživení vodní eroze a tím i následnému rozčlenění zarovnaných povrchů do podoby členitého horského reliéfu. Z původního zarovnaného povrchu se zachovaly dvě hlavní úrovně v nadmořské výšce 1 300 – 1 550 m n. m., což odpovídá krkonošskému bezlesí a 1 000 – 1 100 m n. m. zahrnující krkonošské rozsochy (SEKYRA, 1964). Reliéf rozčleňují úvalovitá údolí, z nichž nejvýraznější je horní úsek Bílého Labe v okolí Luční boudy. Jednotlivé části zarovnaného povrchu jsou známy jako Bílá louka, Stříbrné návrší, Stříbrný hřbet a Čertovo návrší. Na rozsah zarovnaných povrchů měla v pleistocénu dominující vliv erozní síla ledovců, především vývoj ledovcových karů. Údolní uzávěry byly postupně přemodelovány horskými ledovci. Působením zpětné glaciální eroze ustupovaly svahy a docházelo tak k prohlubování a zvětšování karů na úkor zarovnaných povrchů. V zájmovém území jde především o Bílou louku, která zmenšovala svou plochu na úkor zvětšování karu Úpské jámy. Proces zvětšování karů však neskončil ani s ústupem ledovců což dokazují skalní řícení, mury i základové laviny, sjíždějící ze svahů. Všeobecně je známo, že zarovnané povrchy Krkonoš jsou výsledkem denudačních procesů. V průběhu neogénu byl odnesen mocný zvětralinový plášť a v etchplénu vznikly úvalovité paleodeprese, které se staly základem hydrografické říční sítě (CHALOUPSKÝ, 1989).

Zásadní změny ve vývoji reliéfu přicházejí s nástupem pleistocénních glaciálů. Došlo ke snížení sněžné čáry, v oblasti se vyvinulo zalednění a nezaledněné části byly součástí periglaciální zóny (SEKYRA, 1964). Blízké čelo skandinávského kontinentálního ledovce na severním úpatí Krkonoš vytvořilo ideální podmínky pro vznik rozsáhlého horského zalednění (ENGEL, 2007). Nejvíce zaledněná byla údolí korespondující jak se závětrnou polohou za vrcholovými plošinami zarovnaných povrchů, a tedy i s největšími deflačními plochami ve smyslu anemo-orografických systémů (JENÍK, 1961). Zájmového území se týká ledovec údolního typu s typickými splazy a ledovcovým údolím v Obřím dole. Ledovec vznikl

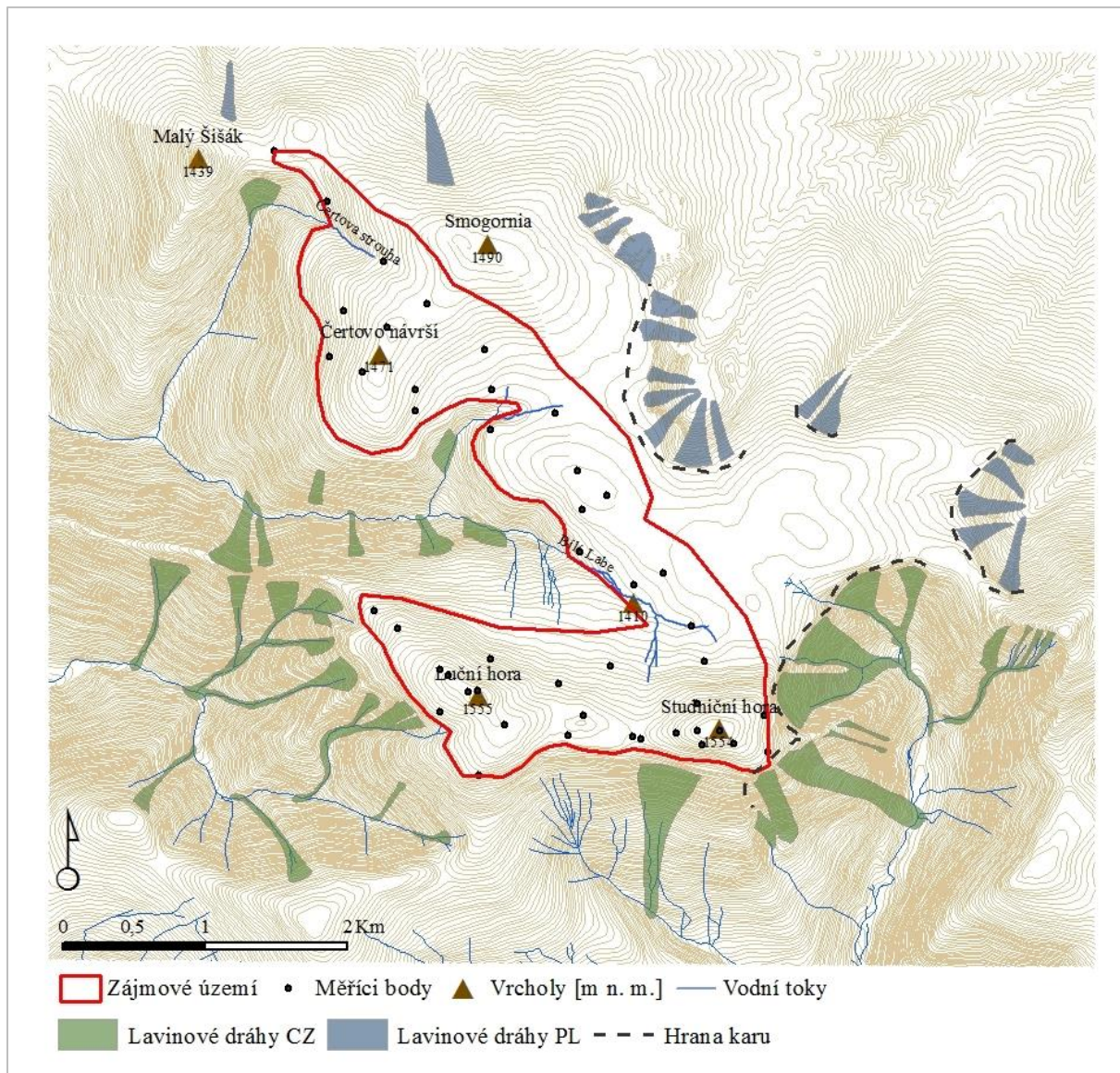
v Úpské jámě a vytvořil tak mohutný kar se stěnami vysokými až 600 m (ENGEL, 2007). Na jihovýchodním svahu Studniční hory se vytvořila menší dvojité karová forma – Malá a Velká studniční jáma. Názory na vývoj ledovce v oblasti údolí Bílého Labe a Modrého dolu, které se napojovali na hlavní ledovec Úpské jámy, jsou stále předmětem zkoumání (BALÁKOVÁ, 2007). Ledovce vytvořily a zanechaly podstatně méně pozůstatků o své činnosti a ty byly ještě navíc sekundárně erozně i antropogenně narušeny nebo zničeny (ENGEL ET AL. 2007). Většina z autorů se přiklání k dvěma prokázaným etapám zalednění spadajícím do období posledního glaciálu (ENGEL, 2007). Vrchol posledního würm/viselského zalednění nastal přibližně 18 cal. ka BP. Na konci glaciálu (mladší dryas) došlo k výraznému ochlazení, které přineslo návrat intenzivních periglaciálních podmínek (TRACZYK, 2004).

Během chladných období pleistocénu se intenzivní periglaciální procesy podílely na modelaci extraglaciálního reliéfu Krkonoš (SEKYRA, 1964). Tyto procesy daly vzniknout strukturním půdám, kryoplanačním terasám, kamenným mořím, soliflukční tvarům, nivačním depresím či nivačním valům (KŘÍŽEK ET AL, 2007). Na utváření reliéfu se v periglaciálním prostředí významně podílela regelace, která vedla k třídění a soliflukci zvětralin na elevacích kryoplanačních plošin (KŘÍŽEK ET AL, 2007). Jde především o kryoplanační terasy, které se na severním svahu Studniční hory a především na Luční hoře vyskytují v těsné blízkosti se soliflukčními jazyky a laloky (TRACZYK, 2004). Strukturní půdy, dnes mající podobu kamenných polygonů a pruhů zčásti porostlých vegetací, vznikly působením půdního ledu především na Luční a Studniční hoře a v Modrém sedle (KŘÍŽEK ET AL, 2007).

Po odeznění posledního studeného výkyvu nastoupily počátkem holocénu kryogenní, nivační a svahové procesy a vodní eroze (SEKYRA A SEKYRA, 2002). Některé procesy probíhaly pozvolna, plynule a dlouhodobě, jiné měly naopak krátkodobý průběh s velmi intenzivními účinky. Na modelaci zájmového území se dominantně podílí erozní činnost vodních toků. Přebývá zejména hloubková a boční eroze, které jsou při povodních zvláště patrné. Dalším procesem ovlivňujícím podobu reliéfu vrcholových částí východních Krkonoš jsou svahové procesy. Nejnápadnější jsou blokovo-bahenní proudy (mury), které jsou charakteristické velmi rychlými pohyby (PILOUS, 2006). Velkým fenoménem Krkonoš jsou laviny. Na lavinových drahách dochází k trvalému snížení alpské hranice lesa. Přírozená obnova lesa a jeho následné vylámaní velkými až extrémně dlouhými lavinami probíhá zhruba v délce 200–300 m od konce lavinových drah (KOCIÁNOVÁ A SPUSTA, 2000). Zájmová oblast se vyskytuje nad lavinovými dráhami Modrého dolu, Obřího dolu (Velká Studniční jáma, Murová dráha, Čertova rokla, Čertova zahrádka, Malá Studniční jáma),

Bílého Labe (Bílá jáma, Stříbrná stráň, Bílá stráň, Čertova jáma, SPUSTA ET AL., 2007), viz obr. 9.

Obr 9. Lavinové dráhy ve východních Krkonoších, upraveno podle KOCIÁNOVÉ (2000)

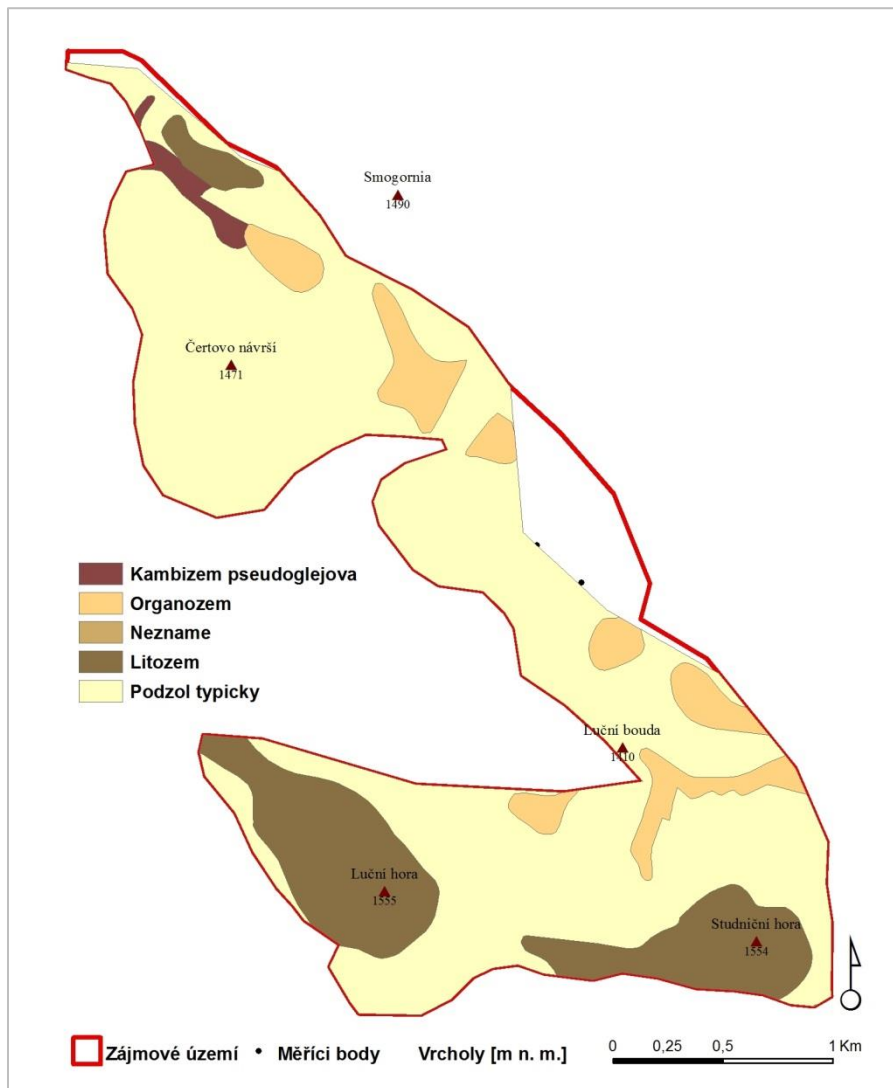


V zájmovém území však nelze opomenout ani antropogenní ovlivnění reliéfu. Na severním úpatí Modrého sedla se v blízkosti Bílého Labe nachází Luční bouda. Dalšími tvary jsou řopíky, militární plošiny, odkopy, valy, náspy, zákopy (LAŠEK, 2001).

4.3 Půdní poměry

Půdy (obr. 10) vymezeného území odrážejí zejména půdotvorný substrát (kyselé horniny) a klimatické podmínky (nízké teploty a vysoké srážky). Půdy zarovnaných povrchů vrcholových partií východních Krkonoš mají monotónní charakter. V nadmořských výškách od 1 100 – 1 500 m n. m. se zejména nacházejí horské podzoly vyvinuté na minerálně chudých horninách (žuly, svory, fylity), místy se nachází organozemě a nevyvinuté půdy (litozemě). Zrnitostní složení podzolů je převážně lehčí a obsah surového humusu je vysoký. Hlavním půdotvorným procesem horských podzolů je intenzivní vyplavování půdních částí - podzolizace (TOMÁŠEK, 2007). Půdy jsou charakteristické kyselou reakcí a velmi malým množstvím lehce přístupných minerálních živin. V Krkonoších se nejčastěji jedná o štěrkovité písčitohlinité až hlinité půdy se štěrkovitými až kamenitými spodinami s vyšším obsahem jílovité frakce v B horizontu (PELIŠEK, 1974). Podzoly jsou v zájmovém území doplňovány litozeměmi ve vrcholových partiích Luční i Studniční hory. Litozemě jsou surové půdy, kde skalní podloží vystupuje blízko k povrchu a hlavním půdotvorným procesem je nevýrazná humifikace (TOMÁŠEK, 2007). Organozemě jsou vázány hlavně na výšku kolem 1 200 – 1 400 m n. m. a ploché části reliéfu (PELIŠEK, 1974). Jsou to typické rašeliništní vrchovištní půdy s vysokou kyselostí, s vysokým obsahem humusu a s vysokým obsahem celkového dusíku. V oblasti organozemí je nedostatek lehce přístupných minerálních živin a zejména pak extrémní nedostatek lehce přístupných forem dusíku (PELIŠEK, 1974). V zájmovém území se jedná především o oblast Stříbrného hřbetu, Stříbrného návrší, Úpského rašeliniště a zčásti i Bílé louky.

Obr 10. Půdní poměry zájmového území (Půdní mapa 1:50 000 AOPK ČR a ČGS)



4.4 Podnebí

Celé zájmové území spadá podle Quittovy klimatické klasifikace oblastí ČSSR, 1971 do nejchladnější klimatické oblasti CH4, jejíž charakteristika je v tab. 1. Pro tuto oblast jsou velmi typická krátká, chladná a vlhká léta a dlouhé, chladné a vlhké zimy. Přechodná období jsou velmi dlouhá a chladná.

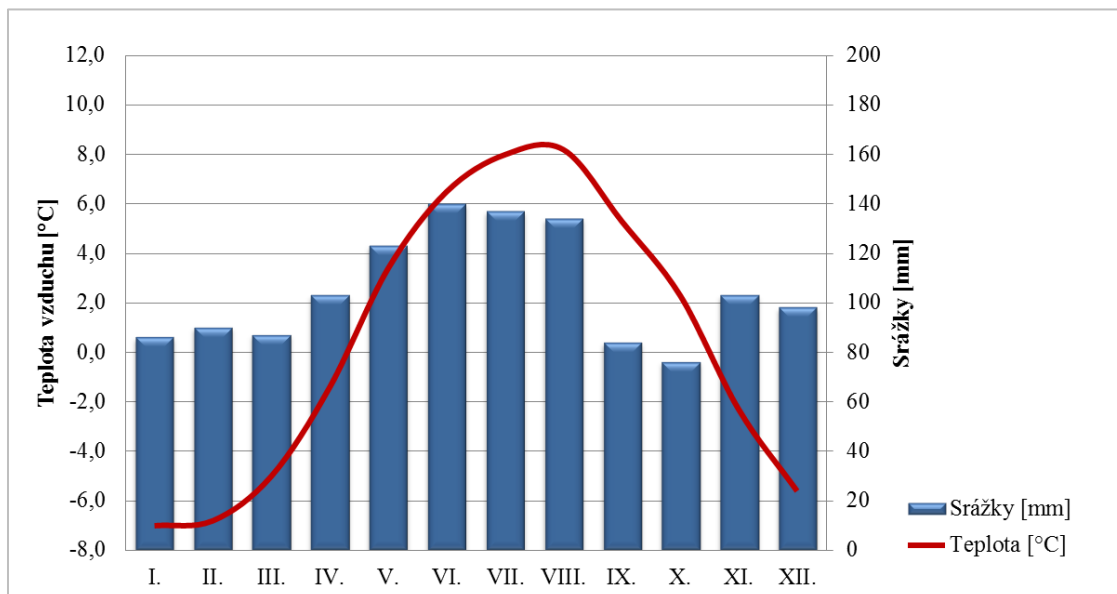
Tab. 1. Vybrané charakteristiky klimatické oblasti CH4 (TOLASZ, 2007)

Počet letních dnů	0 – 20
Počet dnů s průměrnou teplotou vyšší než 10° C	80 – 120
Počet mrazových dnů	160 - 180
Počet ledových dnů	60 – 70
Počet dnů se sněhovou pokrývkou	140 – 160
Průměrná lednová teplota	-7 - -6°C
Průměrná červencová teplota	12 - 14°C
Suma srážek ve vegetačním období	600 – 700
Suma srážek v zimním období	400 – 500

Na utváření charakteru mezoklimatických a mikroklimatických podmínek má podíl nejen všeobecná cirkulace vzduchu, ale i orientace svahů vůči převládajícímu proudění a oslunění (METELKA ET AL., 2007). Směr hlavních hřebenů je prakticky rovnoběžný s převládajícím prouděním a podílí se tak na utváření anemo-orografických systémů (JENÍK, 1961). Drsné klima zájmové oblasti je dáno především nadmořskou výškou, expozicí vůči větrnému proudění a zeměpisnou polohou.

Teplota vzduchu je především závislá na nadmořské výšce dané lokality, v členitějším terénu může být v blízkosti povrchu do jisté míry ovlivněna i lokálními vlivy, např. orientací svahů vzhledem k dopadajícímu záření nebo stékání chladnějšího vzduchu podél svahů do údolí (KRÁLÍK A SEKYRA, 1969). Z hlediska dlouhodobých hodnot je ve vrcholových oblastech nejchladnějším měsícem leden a nejteplejším červenec (Obr. 11), což odpovídá i době měření sněhové pokrývky. Nejnížší teploty v zimě nastávají obvykle při vpádu studeného vzduchu od severovýchodu, nejvyšší teploty v zimě nejčastěji přináší teplý vzduch od jihozápadu (COUFAL ET ŠEBEK, 1969). Dlouhodobá průměrná teplota zájmového území je přibližně 1,8°C, za sledované období je průměrná teplota cca 0,9°C.

Obr 11. Klimadiagram z meteorologické stanice Sněžka za období 1961 – 1990 (data: NCDC, 2011)

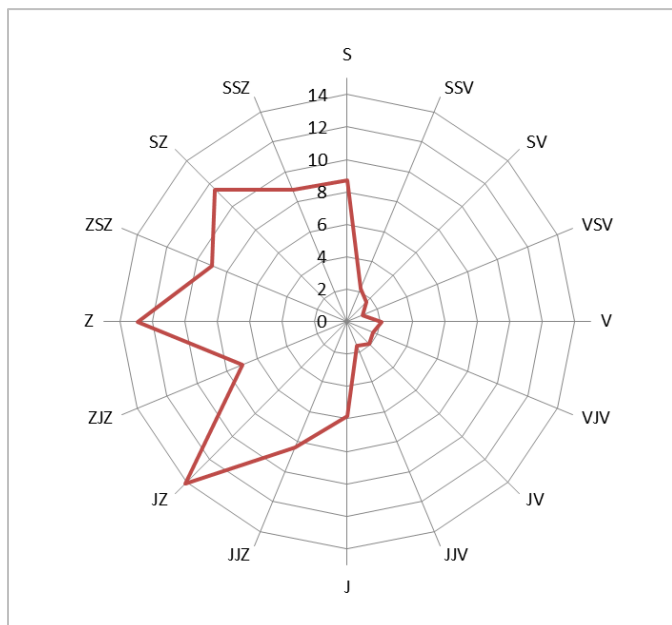


V horském terénu se srážkové poměry silně mění od místa k místu v závislosti na nadmořské výšce, expozici svahů a orientaci údolí. Nejvyšší srážkové úhrny v nejvýše položených oblastech východních Krkonoš dosahují kolem 1 500 mm (JENÍK et SEKYRA, 1995). Rozložení srážek během roku má typický průběh pro horské oblasti s dvěma maximy v červnu a listopadu a dvěma minimy v březnu a říjnu. Tato maxima jsou podmíněna pronikáním vlhkého oceánického vzduchu. Naopak v březnu je srážek nejméně z důvodu oslabené zonální cirkulace vzduchových hmot (METELKA ET AL., 2007).

Vlivem hluboce zaříznutých údolí a údolních systémů protažených západo-východním směrem se vyhraňují stálé lokální větry (Obr. 12). S existencí těchto lokálních větrů jsou úzce spjaty charakteristické větrné vrcholové polohy a charakteristické závětrné turbulentní prostory lokalizované do prostoru jam a kotlin (JENÍK, 1961). Anemo – orografické systémy mají zásadní vliv na vegetaci, rozložení a charakter sněhové pokrývky, existenci deflačních jevů na povrchu půdy či eolických sedimentů v závětrných prostorech (JENÍK, 1961). Ve studovaném území se uplatňuje anemo - orografický systém Bílého Labe. Důl Bílého Labe představuje vodící návětrné údolí, zrychlující vrcholovou část komplexu Bílé louky, Čertovy louky a Pláně pod Sněžkou, závětrný turbulentní prostor tvoří oblast jezer Malya Wielki Staw, závěr Obřího dolu a Modrý důl. V závěru Dolu Bílého Labe se vítr větví a jeho

jihovýchodní větev směřuje do oblasti Luční a Studniční hory. Luční hora je částečně ještě ovlivněna i lokálním větrem druhého řádu, vanoucím Dlouhým dolem (JENÍK, 1961).

Obr 12. Převládající směr větru z meteorologické stanice Sněžka za období 1961 – 1990 (data: NCDC, 2011)



Zásadní roli na utváření klimatických podmínek hraje nad horní hranicí lesa rozložení a výška sněhové pokrývky. Výška a rozložení sněhové pokrývky je závislé především na tvaru a větrném proudění, dochází tak zčásti k nerovnoměrnému ukládání sněhu, přičemž je zde významné tzv. druhotné převívání sněhu z hřebenu a náhorních plošin do závětří (TREML ET AL, 2010). První sněžení se v zájmovém území zpravidla vyskytuje kolem poloviny září, ale souvislá sněhová pokrývky zůstává na hřebenech ležet až od poloviny října. Poslední sněžení se objevuje nejčastěji koncem května, nicméně souvislá sněhová pokrývky roztaje do poloviny května (METELKA ET AL., 2007). Od ledna do března se dny bez sněhové pokrývky vyskytují jen výjimečně. Počet dní se sněhovou pokrývkou se většinou pohybuje od 160 – 180 dní. (METELKA ET AL., 2007). V oblasti Luční boudy je prováděno dlouhodobé měření sněhové pokrývky Českým hydrometeorologickým ústavem a Horskou službou. Výška sněhu se většinou pohybuje od 1 do 3,5 m. Maximální mocnosti jsou dosahovány počátkem jara. Nejkratší dobu zde byla souvislá sněhová pokrývky 104 dní a to na přelomu roku 1962 a 1963. Naopak nejdelší trvání sněhové pokrývky bylo na přelomu let 1974 a 1975 226 dní (METELKA ET AL., 2007).

4.5 Hydrologické poměry

Zájmové území je odvodňováno dvěma toky. Velká část území je odvodňována Bílý Labem pramenícím 1 km severně od Studniční hory ve výšce 1 432 m n. m. v Úpském rašeliništi. Úpa odvodňuje jen malou část zájmového území náhorní plošiny. Pramení taktéž v Úpském rašeliništi 1,5 km severně od Studniční hory a teče jižním směrem. Z celkového množství srážek odtéká v dlouhodobém průměru až 80% srážek povrchovým odtokem, zbytek se odpaří či je využit rostlinami (SÝKORA, 1983). Hlavní příčinnou poměrně velkého podílu odtoku ze spadlých srážek jsou relativně krátké toky s příkrými spády a strmou sklonitostí povodí a malou retenční schopností matečných hornin.

Významným fenoménem vrcholových partií Krkonoš jsou rozsáhlá rašelinná jezírka. Rašeliniště jsou převážně sycená srážkovou vodou, jsou zde však místa s poměrně četnými vývěry podpovrchových vod z okolních elevací (ŠTURSA, 2007). Rašeliniště v zájmovém území jsou součástí pramenné oblasti Úpy. V drobných depresích se vlivem špatné propustnosti podloží umožňuje setrvání dešťových srážek a vod z tajícího sněhu a tak se vytvářejí periodická nebo trvalá rašelinná jezírka a menší tůňky (POŠTA, 2005). Vysoký obsah organických huminových kyselin je signalizován tmavě hnědou a silně kyselou vodou rašelinných jezírek, jež se z rašeliny vyluhují. Hloubka jezírek nepřesahuje většinou 50 – 100 cm. Největší jezírko na české straně Krkonoš je součástí Úpského rašeliniště a ve své střední části dosahuje hloubky 105 cm (POŠTA, 2005).

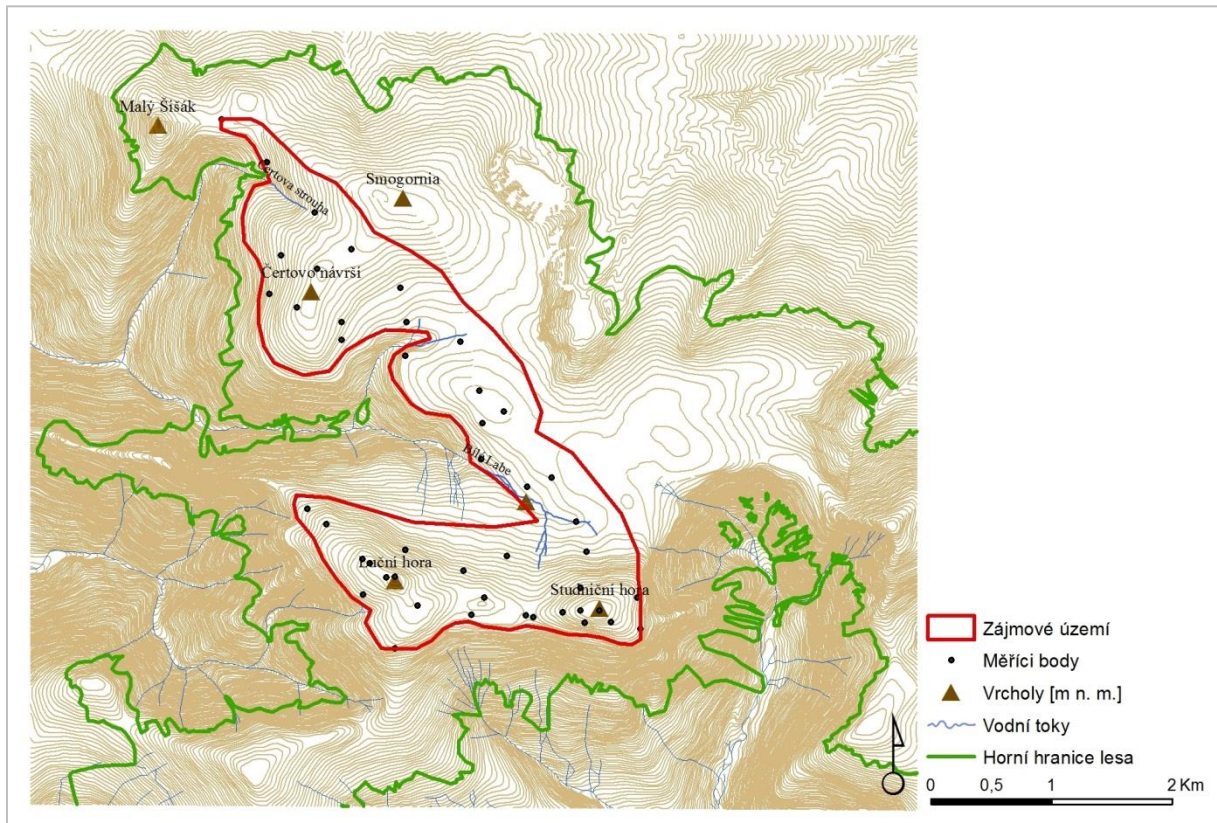
4.6 Vegetace

Na základě fytogeografického členění můžeme vrcholovou část východních Krkonoš zařadit do oblasti středoevropské květeny - Hercynium, podoblasti sudetské flóry – Sudeticum (JENÍK & ŠTURSA, 2003). Vybraná oblast náleží do subalpínského a alpínského vegetačního stupně (JENÍK & ŠTURSA, 2003).

Významným vegetačním předělem je v Krkonoších alpínská hranice lesa (obr. 13), která dnes dosahuje maximálních výšek 1 320 – 1 380 m n. m. (TREML, 2003). Průměrná výška alpínské hranice se v Krkonoších pohybuje kolem 1 229 m n. m., maxima je dosaženo na JZ svahu Sněžky (1 367 m n. m., TREML, 2004). Poloha horní hranice lesa je determinována mnoha faktory, např. charakter klimatu, A-O systémy, geomorfologické, geologické a pedologické poměry, orientací svahu, expozicí nebo svahovými procesy (TREML, 2000). Z hlediska mikroklimatického, fytocenologického, edafického

i geodynamického je alpská hranice lesa považována za zásadní hranici v horském reliéfu (TREML, 2003). Co se týče zájmového území, probíhá alpská hranice lesa na jižním svahu Luční hory ve výškách 1 220 – 1 325 m n. m. a na jižním svahu Studniční hory o něco výše a to 1 300 – 1 325 m n. m. (TREML, 2004).

Obr 13. Alpská hranice lesa ve východních Krkonoších v r. 2005



Nižší polohy zájmového území spadají do subalpínského stupně (1 200 – 1 450 m n. m.) ležícího nad horní hranicí lesa. Převažují zde subalpínské křoviny, trávníky a rašeliniště (SOUKUPOVÁ ET AL, 1995). Vyskytují se zde kromě dominantní dřeviny borovice kleče (*Pinus mugo*) i skupinky nízkých stromů do výšky 3m (FOUSEK, ŠTURSA, 2007). Na subalpínský stupeň navazuje horský alpínský stupeň (1 450 – 1 602 m n. m.) s charakteristickými alpínskými trávníky a lišejníkovou tundrou. Krkonošská arкто-alpínská tundra představuje mozaiku alpínských vrcholů, klečových porostů, trávníků a rašelinišť a závětrných svahů ledovcových karů (JENÍK, 1961). Podle geomorfologického vzniku, klimatických podmínek a vegetace můžeme ve vrcholových částech zájmového území rozlišit lišejníkovou tundru v kryoeolické zóně, která se nalézá na exponovaných vrcholech se

strukturními půdami a přežívá zde jen chudá vegetace, např. vousatec žlutozelený (*Alectoria ochroleuca*), puklélka sněžná (*Flavocetraria cucullata*), různé druhy dutohlávek (rod. *Cladonia*), apod. (SOUKUPOVÁ, 1995). Keře, keříčky a trávy určují fyziognomii travnaté tundry v kryo-vegetační zóně navazující na subalpínský stupeň (ŠTURSA, 2010). Podstatnou část kryo-vegetační zóny tvoří subalpínská rašeliniště vyskytující se na Bílé louce, Čertově louce, kolem Luční boudy a pod Studniční hory (FOUSEK, ŠTURSA, 2007). Krkonošská rašeliniště jsou známá hojným výskytem glaciálních reliktních rostlin - ostružiník moruška (*Rubuschamaemorus*), všivec krkonošský (*Pedicularissudetica*), rašeliník Lindbergův (*Sphagnumlindbergii*), apod. (SOUKUPOVÁ, 2002). Závětrné oblasti karů a nivační deprese zahrnují květnatou tundru (niveo-glacigenní zóna) s významným disturbačním působením. Bohatost a rozmanitost flóry je zde vytváří ekosystém s vysokou biodiverzitou bohatou na mecho-lišejníkové, travinné, vysokostébelnaté a křovinné vegetace – tzv. krkonošské botanické zahrádky (SOUKUPOVÁ ET AL, 1995).

5 Metodika

Práce je založena na terénním měření výšky sněhu a dále na laboratorním měření. Prostřednictvím terénního měření výšky sněhu byly získány hodnoty, které byly použity pro vytvoření interpolovaných map výšky sněhu.

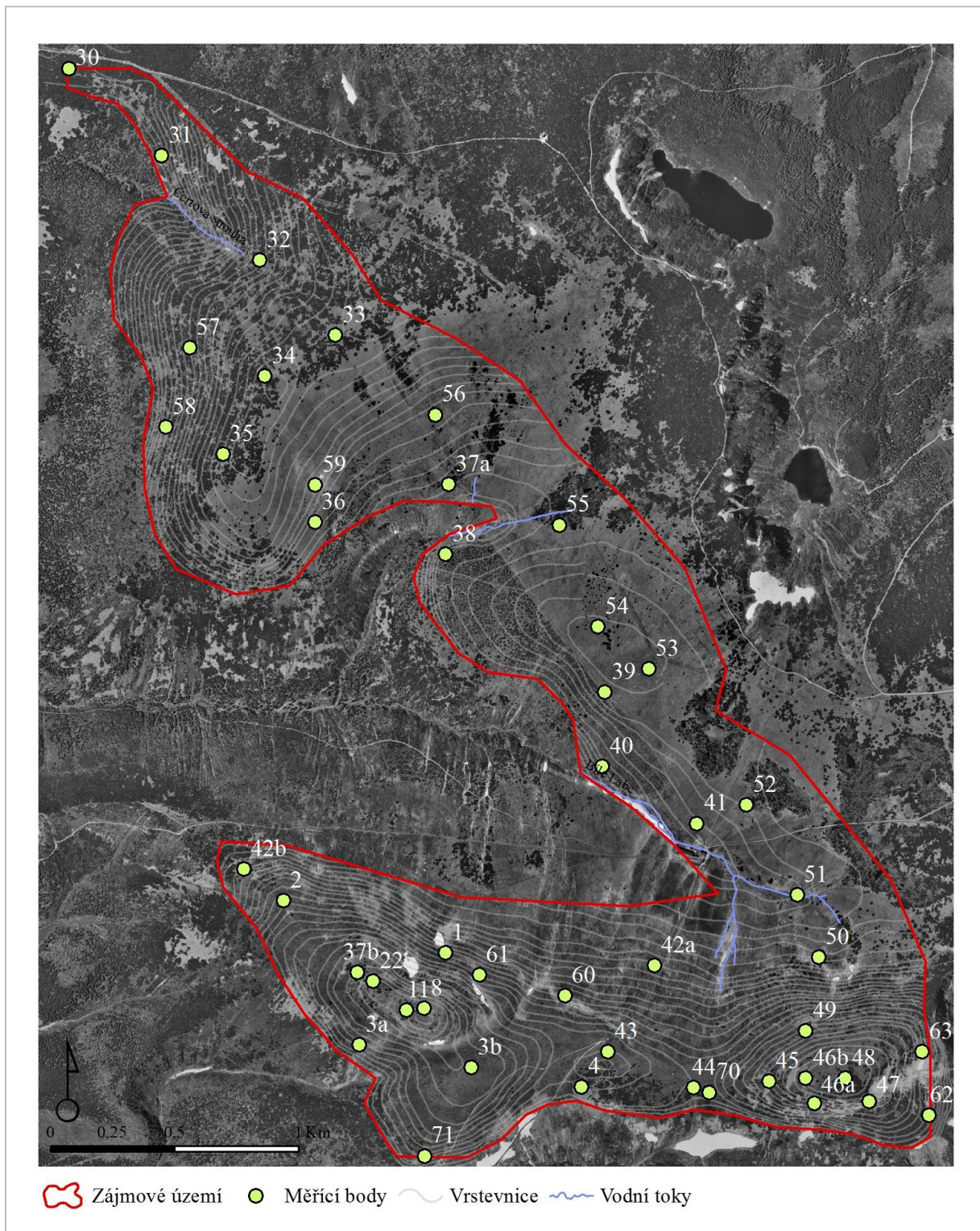
Na základě laboratorního měření v prostředí ArcGIS 10, Microsoft excel 2010 a Statistica 10 byla vytvořena sada nezávislých proměnných mající vztah k distribuci sněhu. Nad nezávislými proměnnými byla použita regresní analýza pro vyřazení proměnných, které výšku sněhu ovlivňují minimálně a pro získání regresní rovnice. Regresní rovnice (počítána z transformovaných hodnot) byla otestována na naměřených datech a použita pro vytvoření mapy sněhové pokrývky, která byla srovnána s interpolovanými absolutními hodnotami.

5.1 Měření výšky sněhové pokrývky

Pro výzkum distribuce sněhové pokrývky byla vybrána vrcholová oblast východních Krkonoš. Území se vyskytuje nad alpinskou hranicí lesa, jde o vysoko položený zarovnaný povrch. V zájmovém území byly vybrány měřící body pro měření výšky sněhu. Body byly zvoleny jako vzorek na základě jejich dostupnosti, reprezentativnosti (pravidelná síť) a bezpečnosti měření (území mimo lavinové dráhy). Měření probíhala během dvou zimních období a to v letech 2009/2010 a 2010/2011. K navigaci na body byla použita GPS s minimální přesností 5 m. Na každém měřícím bodě bylo provedeno celkem pět vpichů sněhovou sondou v rozích a středu čtverce velkého přibližně 5x5 m. Průměrem těchto hodnot byla získána výška pro měřící bod. Vpichy byly vždy vedeny svisle, takže údaje o výšce sněhu se na svažitém terénu týkají svisle odměřené mocnosti.

V celém zájmovém území bylo rozmístěno celkem 47 bodů (Obr. 14), přičemž pro bod 100 byla data získána od Správy KRNAP, která na tomto bodě v blízkosti Luční boudy provádí vlastní měření výšky sněhu. Během zimní sezóny 2009/2010 bylo provedeno celkem 7 měření od ledna do dubna a v sezóně 2010/2011 6 měření od ledna do března. Časový odstup jednotlivých termínů měření byl 14 dní až 3 týdny v závislosti na počasí.

Obr 14. Měřicí body proměření sněžové pokrývky

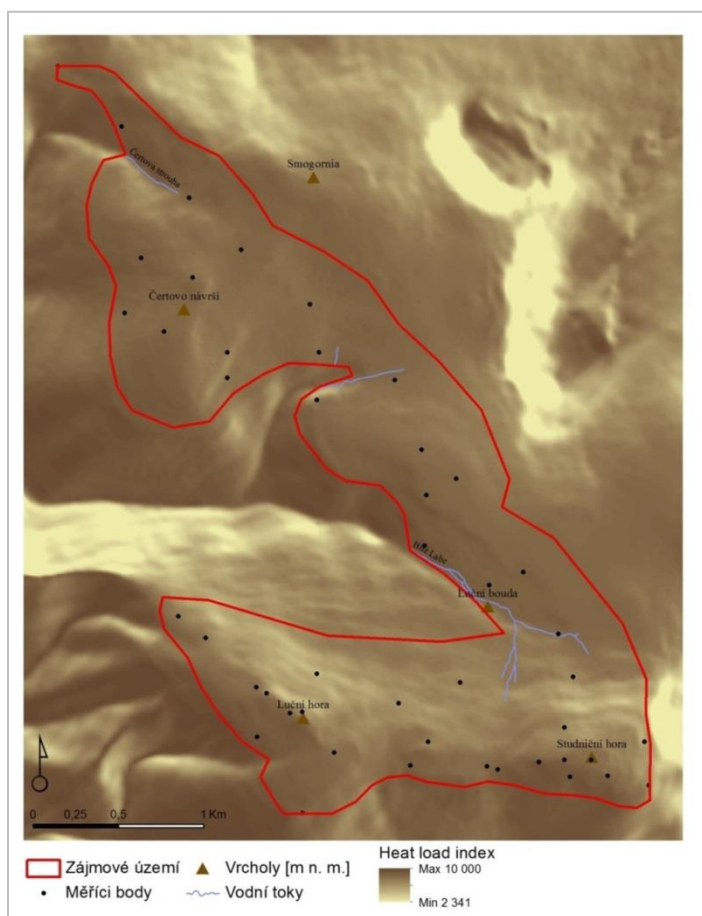


Z vrstevnic (ZABAGED, ČÚZK) o intervalu 5 m byl v prostředí ArcMap 10 (ESRI, 2012) vytvořen digitální model reliéfu (dále jen DMR) s rozlišením pixelu 30 m. Z DMR byly odvozeny další proměnné reprezentující morfometrické charakteristiky reliéfu – nadmořská

výška, sklon svahu, orientace vůči světovým stranám a křivost. Hodnoty byly vypočteny pro 30 m buffery kolem měřících bodů pomocí zonální statistiky v ARCMAP 10.

Z dostupných charakteristik byl vypočítán heat load index (obr. 15), neboli index tepelného požitku (dále jen HLI, MCCuen, KEON, 2002). HLI je bezrozměrná veličina stanovující množství přijímaného tepla v závislosti na orientaci svahu, sklonitosti terénu a zeměpisné šířce. Výpočet indexu byl také proveden v prostředí ArcMap 10.

Obr 15. Heat load index zájmového území

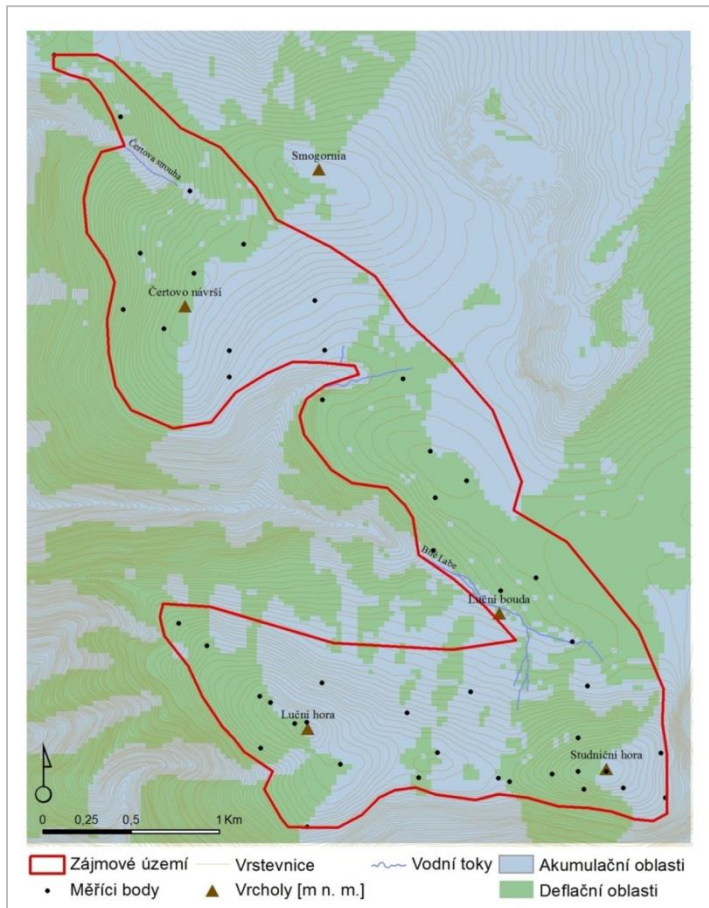


Jako další proměnné byly zvoleny index potenciální akumulace sněhu (dále jen PSA, MARGOLD ET AL, 2011) a deflační index (TREML ET AL, 2010). PSA index je založen na předpokladu, že sněhová akumulace se snižuje se vzrůstající vzdáleností od deflační oblasti. Pro výpočet PSA bylo nejprve nutné stanovit si deflační a akumulární oblasti zájmového území (Obr. 16) Rozdělení zájmového území na deflační a akumulární oblasti bylo provedeno následujícím výpočtem:

$$slop_{rec} + (asp * curv) ,$$

kde $slop_{rec}$ je reklasifikovaný rastr sklonitosti, asp je západnost - orientace svahu vůči východu a $curv$ je rastr křivosti.

Obr 16. Deflační a akumulční oblasti zájmového území pro výpočet indexu PSA



Pro deflační oblasti byl index počítán v podobě:

$$PSA = [Curv * Elev] * [-1],$$

kde $Curv$ je zakřivení a $elev$ je nadmořská výška každého bodu (MARGOLD ET AL, 2011). Pro oblasti akumulční byl použit vzorec:

$$PSA = \frac{DA}{D},$$

kde DA je deflační oblast vyjadřující sumu všech pixelů náležících do azimutu 180 – 360 ° v dané, bodě na plochem nebo konvexním reliéfu. D reprezentuje vzdálenost od

deflační oblasti a byla získána jako průměr tří vzdáleností nejbližšího pixelu deflační oblasti podél azimutu 270, 315 a 360° (MARGOLD ET AL, 2011).

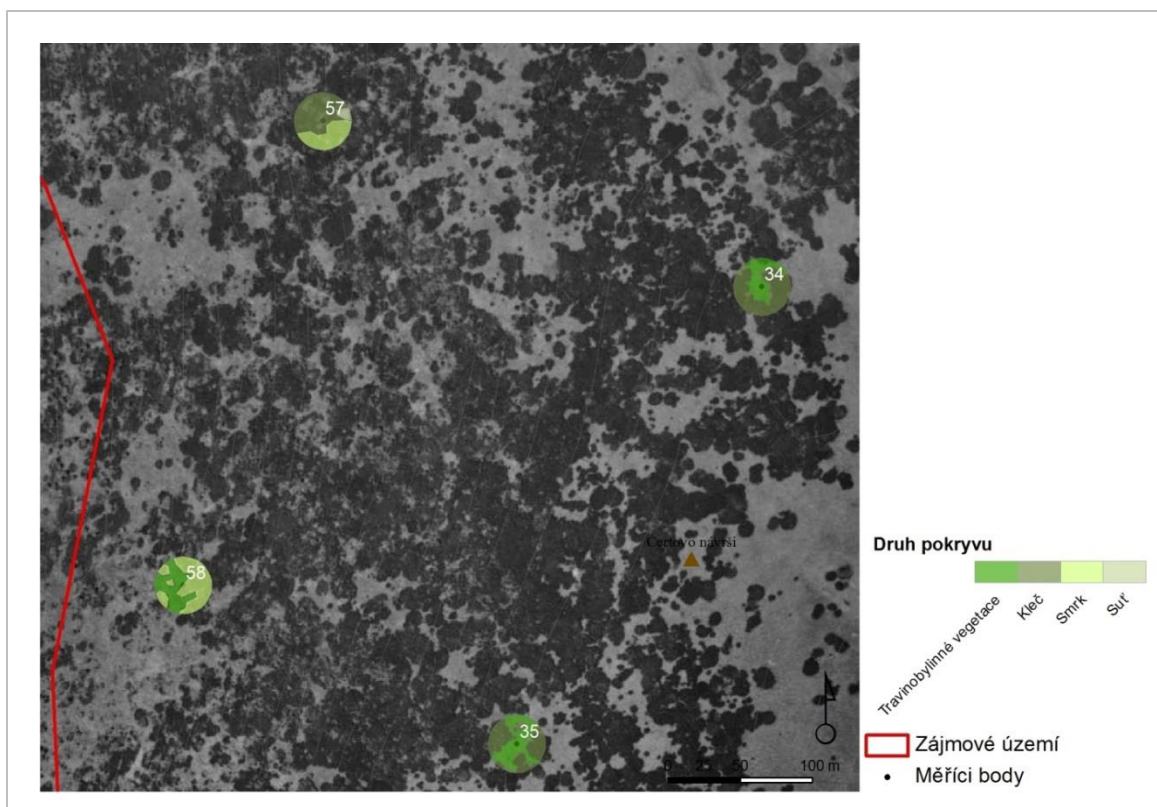
Deflační index (TREML ET AL, 2010) má podobu:

$$D = asp + curv + el_dif_inv,$$

kde *asp* je západnost (orientace lokality vzhledem k východu), která je také použita jako jedna z proměnných vstupujících do korelační analýzy. Jde o transformovanou orientaci na hodnoty 0 – 180° (Obr. XX). Proměnná západnost je založena na předpokladu, že na svazích se západní orientací se akumuluje nejméně sněhu a nejvíce ho je na svazích s východní orientací. *Curv* je křivost povrchu a *el_dif_inv* je inverzní hodnota rozdílu výšky dané lokality a nejvyššího bodu spádnice protínající danou lokalitu (TREML ET AL, 2010).

Dále byly odvozeny proměnné charakterizující krajinný pokryv, a to procentuální zastoupení travino-bylinných společenstev (T), borovice kleče (K), smrku (S) a sutí (A). Hodnoty pro tyto proměnné byly odvozené z ortofota (CENIA, 2012). Procentuální zastoupení bylo vypočteno pro 30 m buffery kolem měřících bodů (ukázka obr. 17).

Obr 17. Procentuální zastoupení pokryvu v 30 m obalové zóně na bodech 34, 35, 57 a 58



5.2 Statistické zpracování

Data získaná terénním měřením a vyhodnocením ortofot byla použita pro statistickou analýzu. Mezi výše uvedenými proměnnými byla provedena korelační analýza v software STATISTICA 10 (Statsoft 2012) a Microsoft Excel 2010.

Velmi účinnou metodou pro analýzu vztahů mezi sadou nezávisle proměnných a jednou závisle proměnnou, kterou v našem případě tvoří výška sněhu, je vícenásobná regrese. Cílem vícenásobné regrese bylo vysvětlit rozptyl závisle proměnné, vypočítat vliv každé nezávislé proměnné na závislou proměnnou a s pomocí regresní rovnice predikovat pro jednotlivé případy hodnoty závislé proměnné výšky sněhu.

Výška sněhu byla testována na normalitu pomocí Shapiro-Wilkova testu. U měření výšky sněhu nesplňující předpoklady normálního rozdělení byla provedena její logaritmická transformace nebo transformace odmocninou. Multikolinearita mezi jednotlivými nezávislými proměnnými, byla zjišťována pomocí Pearsonovy lineární korelace na hladině významnosti $p=0,05$.

Proměnné vstupující do regresního modelu byly standardizovány, aby nebyl ovlivněn průběh regrese. Přepočítání na standardizované hodnoty byl proveden autoškálováním. Jde o kombinaci sloupcového centrování a sloupcové standardizace, která je analogická Z-transformací (MELOUN, 2004).

$$\frac{y_{ij} = (x_{ij} - \bar{x}_j)}{s_j}$$

Kde y_{ij} je standardizovaná hodnota, x_{ij} je původní hodnota, \bar{x}_j je průměr a s_j je směrodatná odchylka.

Vlastní výpočet upravených dat byl proveden metodou stepwise forward. Algoritmus postupné regrese vybírá nejlepší podskupinu prediktorů tak, že postupně vybere jako nejlepší prediktor proměnnou s největším korelačním koeficientem a zařadí ji do tvořené množiny prediktorů (HENDL, 2004). Vhodnost použití zvoleného lineárního regresního modelu byla ověřena pomocí analýzy rozptylu (F-test) v regresní analýze. F-test je základní statistikou počítanou v analýze rozptylu (ANOVA), pomocí něhož se testuje hypotéza, zda průměry ve skupinách určených působícím faktorem (příp. faktory) se od sebe liší více než na základě působení přirozené variability (náhodného kolísání). Počítaná testovací statistika F zohledňuje variabilitu výběrových průměrů a zároveň přirozenou variabilitu závislé náhodné proměnné

(ANDĚL, 1998). Získaná regresní rovnice byla otestována na naměřených datech a použita pro vytvoření mapy sněhové pokrývky, která byla srovnána s interpolovanými hodnotami. Regresní analýza a získání regresní rovnice bylo provedeno zvlášť pro každý termín měření a dále i pro maximální hodnoty výšky sněhu a průměrné hodnoty výšky sněhu. Interpolace byla provedena v prostředí ArcMap metodou IDW (Inverse Distance Weighting). Tato metoda byla na základě vizuálního hodnocení vybrána jako nejlepší pro potřeby práce po vyzkoušení i ostatních základních interpolačních nástrojů. Jedná se o základní interpolační metodu, která vypočítá v daném bodě vážený průměr z naměřených hodnot z okolních bodů v definovaném okolí, kde váhou je inverzní vzdálenost, tj. bližší body mají větší váhu než body vzdálenější.

Standardizovaná data výšky sněhu byla dále použita pro shlukovou analýzu pro popsání (ne)podobnosti trendů ve výšce sněhu. K vytvoření shluků byla použita Wardova metoda, která vychází z analýzy rozptylu a minimalizuje heterogenitu shluků podle kritéria minima přírůstku vnitroskupinového součtu čtverců odchylek objektů od těžiště shluků (HENDL, 2004). Vzdálenost čtverců je vyjádřena euklidovskou vzdáleností.

6 Výsledky

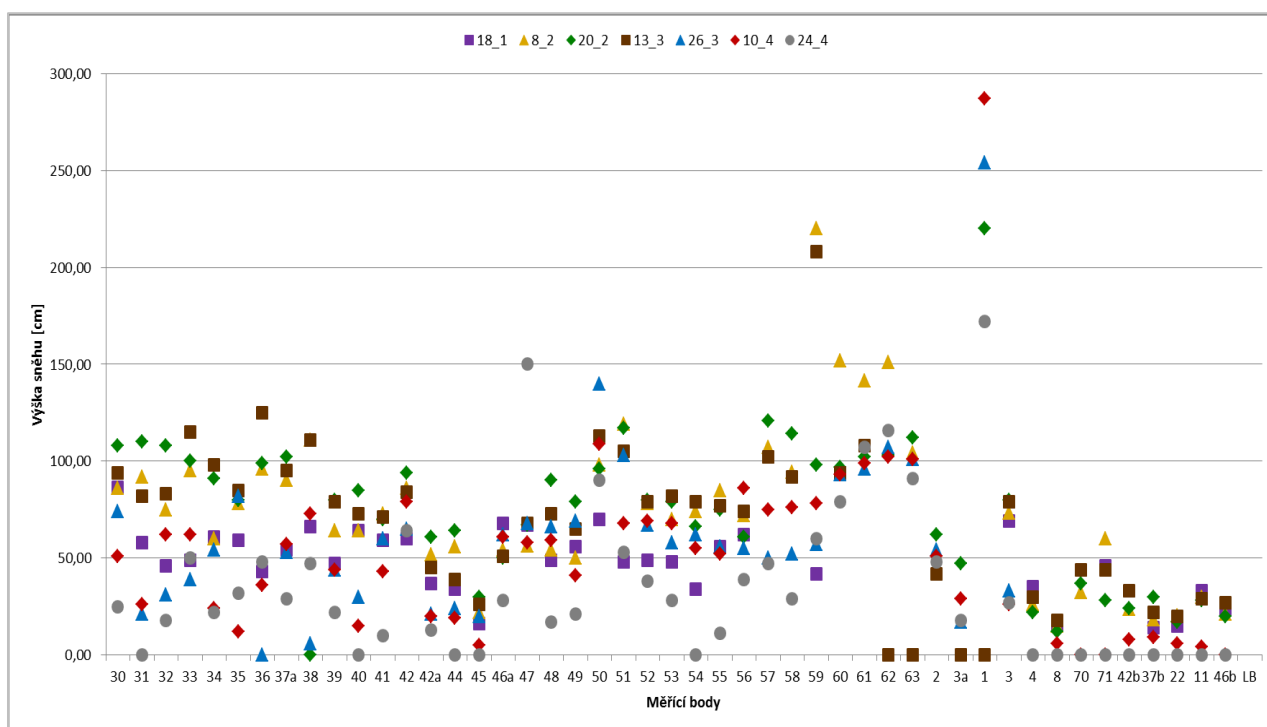
6.1 Výška sněhu a její prostorové rozložení

Na základě terénního měření bylo zjištěno, že prostorové rozložení sněhové pokrývky kopíruje trend, kdy vrcholy Luční a Studniční hory jsou s minimem sněhového pokryvu skoro po celou dobu zimní sezóny a nejvyšší mocnosti sněhu jsou soustředěny do závětrných oblastí zájmového území.

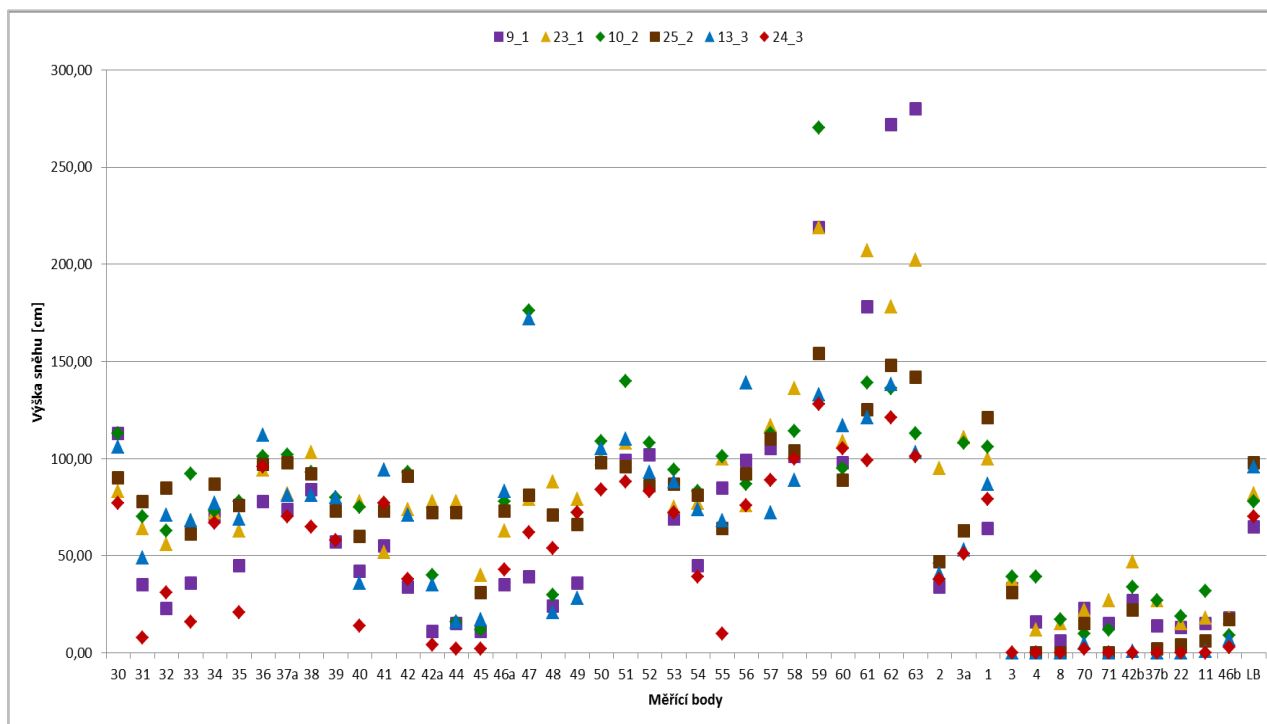
Absolutního maxima 287 cm bylo dosaženo v sezóně 2010 v termínu 10.4 na lokalitě 1 na závětrném severním svahu Luční hory. V sezóně 2011 bylo maximum jen o něco menší, a to 280 cm v termínu 9.1 na bodě 63, který se nachází na závětrném svahu Studniční hory. Naměřené maximální hodnoty v jednotlivých termínech měření opět dokazují fakt, že se nejvíce sněhu hromadí v závětrných prostorech. Kromě závětrných svahů Studniční hory a Luční hory, je to např. oblast bodů 57 a 58 jihozápadně od Čertova návrší a oblast bodu 59 na Stříbrné stráni. Hlavní rozdíly v dosažených maximech mezi sezónami 2010 a 2011 je především ten, že v sezóně 2010 se nejvyšší hodnoty vyskytovaly spíše v pozdějších termínech (březen-duben), zatímco v sezóně 2011 dochází k nejvyšším mocnostem sněhové pokrývky v zimních měsících (leden-únor), viz obr. 18 a 19.

Nulové, popř. minimální hodnoty se vyskytují právě v nejvyšších oblastech zájmového území nebo v místech, odkad je sníh odvíván pryč (nejvíce patrné v oblasti Luční hory, Modrého sedla a Studniční hory). Z grafu 1 i 2 můžeme vyčíst, že právě v oblastech, kde je sníh odvíván pryč, se minimální hodnoty vyskytují téměř po celou zimní sezónu.

Obr 18. Výška sněhu v r. 2010



Obr 19. Výška sněhu v r. 2011



Na základě Tab. 2 se statistickými charakteristikami pro výšku sněhu můžeme říci, že obě sezóny mají téměř stejný průběh průměrných a minimálních hodnot pro výšku sněhu (Obr. 20). Jedinou výjimkou je termín měření 13.3 2010, kde dochází k mírnému nárůstu hodnot výšky sněhu. Nejmenší průměr hodnot byl zaznamenán v posledním dubnovém měření v roce 2010. Naopak největší v roce 2011 v termínu měření 23.1. Shodně pro obě sezóny měření můžeme říci, že největší průměrné hodnoty se vyskytovaly od konce ledna do února.

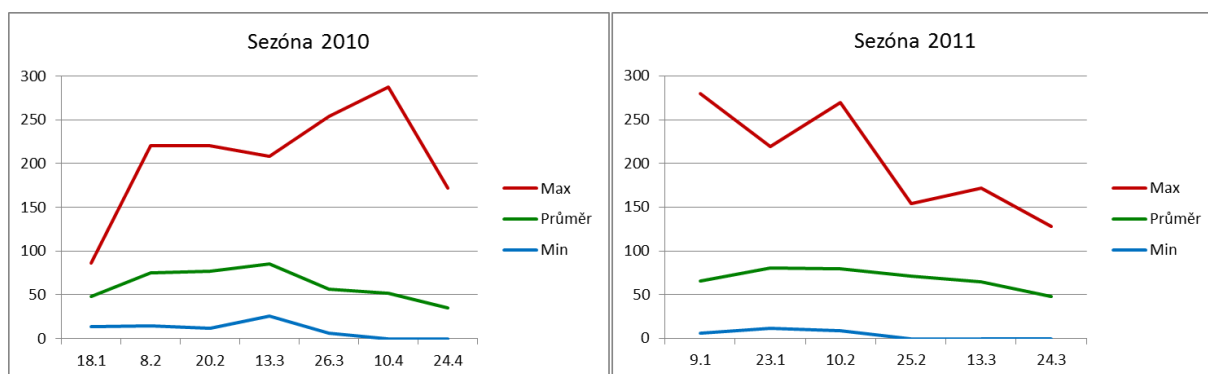
Minimální hodnoty 0 cm v jarních měsících jsou naměřeny na více bodech, avšak většinou jde o body na Luční hory. Kromě Luční hory byly nulové hodnoty zaznamenány v termínu 24.4 na bodě 31, 40, 44, 45 a 54. Většina minimálních hodnot (nenulových) je naměřených na bodě 8 na Luční hoře v termínu 8.2, 20.2, 26.3 a 9.1. Kromě tohoto bodu se minima vyskytly na bodě 37b v termínu 18.1, na bodě 45 v termínu 13.3, na bodě 4 v termínu 23.1 a na bodě 46b v termínu 10.2. Stále je však dodržen fakt, s výjimkou termínu 13.3, že se minimální hodnoty soustřeďují na vrchol Luční hory.

Co se týče maximálních hodnot, tak se až na tři termíny vyskytují na dvou stejných bodech a to na bodě 59 na Stříbrné stráni a na bodě 1 na Luční hoře. Na bodě 1 byly maxima zaznamenány většinou v roce 2010 a na bodě 59 spíše v sezóně 2011. Hodnoty pro oba body se pohybovaly v průměru okolo 213 cm. V termínu 18.1 bylo maximum 87 cm naměřeno na bodě 30 nedaleko rozcestí Pod Malým Šišákem. Na bodě 63 na svahu Studniční hory bylo maximum 280 cm ihned na začátku sezóny 2011 9.1 a na bodě 47 taktéž na svahu Studniční hory byla zaznamenána maximální hodnota 13.3 2011. Na obr. 20 je velmi dobře vidět průběh maximálních hodnot pro obě sezóny měření. V roce 2010 měly maxima méně rozkolísaný charakter s nejprve vzrůstající tendencí s vrcholem až v polovině dubna, kdy mírný výkyv tvořil termín 13.3, kde došlo k poklesu hodnot. Maximální hodnoty v sezóně 2011 mají maximum ihned na začátku sezóny 9.1 a poté již hodnoty pomalu klesají s výkyvy v termínu 10.2 a 13.3, kdy hodnoty zaznamenaly opětovný nárůst.

Tab. 2. Statické charakteristiky pro rozložení dat výšky sněhu pro obě sezóny měření

	2010							2011						
	18.1	8.2	20.2	13.3	26.3	10.4	24.4	9.1	23.1	10.2	25.2	13.3	24.3	
Průměr [cm]	48	75	77	85	56	52	35	66	81	79	71	65	48	
Min [cm]	14	15	12	26	6	0	0	6	12	9	0	0	0	
Max [cm]	87	220	220	208	254	287	172	280	219	270	154	172	128	
Kvartil 25 [cm]	37	54	56	73	30	19	0	24	55	39	57	20	4	
Kvartil 75 [cm]	60	94	101	97	67	72	48	88	100	107	93	95	78	

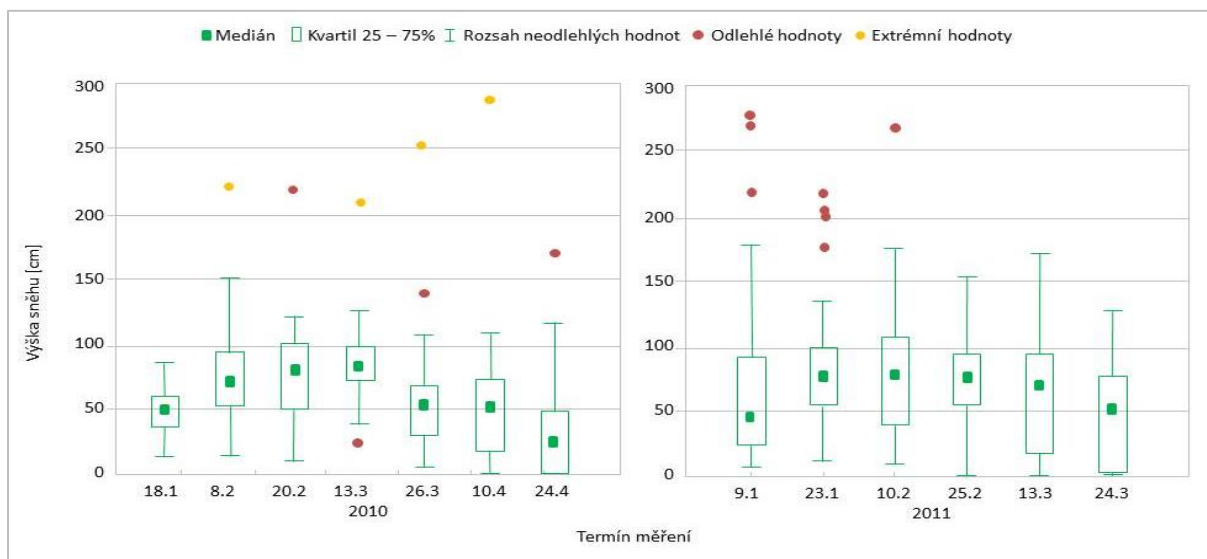
Obr 20. Průběh průměrných, maximálních a minimálních hodnot výšky sněhu



Hodnoty pro horní a dolní kvartil jsou velmi dobře patrné z obr. 21. V sezóně 2010 je rozpětí hodnot výšky sněhu menší než v roce 2011. V termínu měření 24.4 dosahuje dolní kvartil jako jediný 0 cm, v tomto termínu má shodně i horní kvartil nejnižší hodnotu a to 48 cm. Nejvyšší hodnoty dosahuje dolní kvartil 13.3 a to 73 cm a horní kvartil v termínu 10.2 107 cm. Největší rozpětí hodnot je v termínu 13.3 a 24.3 v sezóně 2011.

Z obr. 21 jsou dále dobře patrné i extrémní či odlehlé hodnoty pro jednotlivé termíny měření. Extrémní i odlehlé hodnoty se v r. 2010 vyskytovaly během celé sezóny na rozdíl od r. 2011, kdy jsou soustředěny do první poloviny zimního období (leden – únor), kdy probíhala měření. Dalším rozdílem je, že v r. 2011 nebyly zaznamenány žádné extrémní hodnoty, ale v r. 2010 jsou dokonce čtyři v různých termínech měření napříč celou měrnou sezónou.

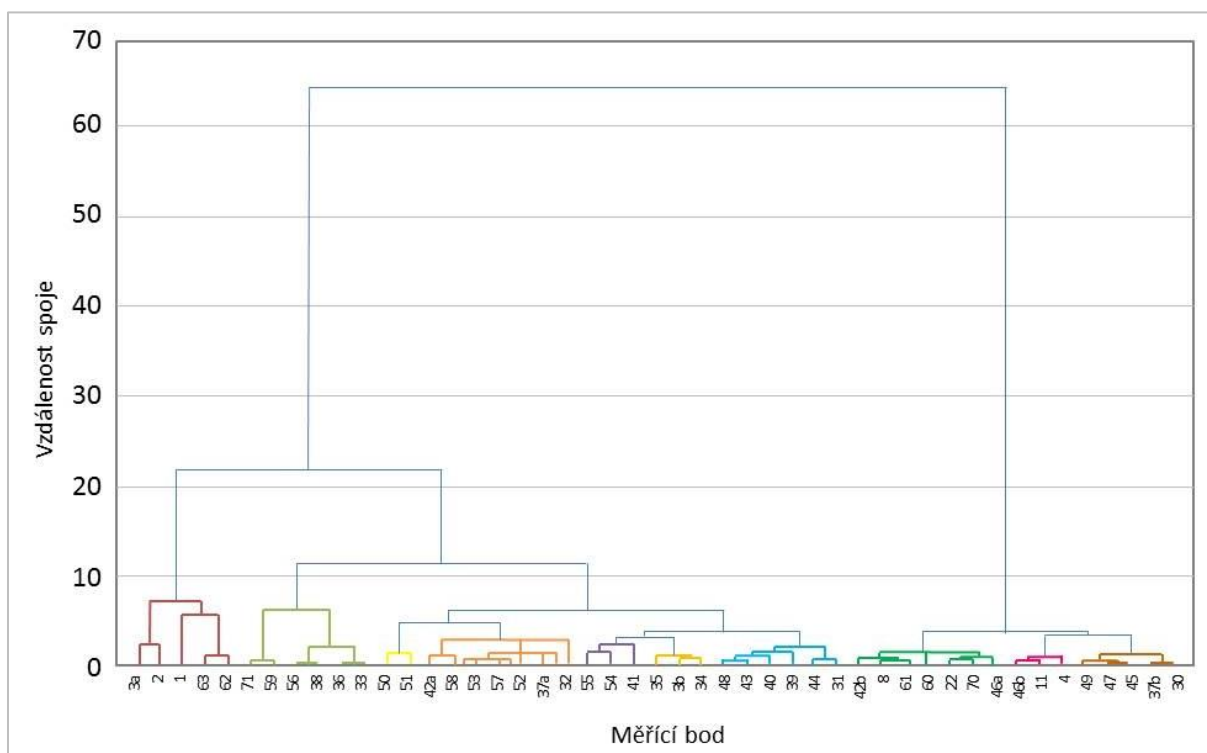
Obr 21. Porovnání statistických charakteristik výšky sněhu v měřicí sezóně 2010 a 2011



Na obr. 22 a 33 jsou znázorněny skupiny bodů podobného trendu, které byly stanoveny pomocí shlukové analýzy. Z trendů hodnot na jednotlivých měřících bodech můžeme vysledovat, že sezóna 2010 byla v porovnání se sezónou 2011 rozkolísanější. V sezóně 2010 jsou co do četnosti, maximální hodnoty směřovány do čtyř termínů, a to 18.1, 8.2, 20.2, 13.3 a 26.3, a v menším zastoupení do termínu 10.4. Avšak u sezóny 2011 se nejvíce maximálních hodnot nachází jen ve dvou termínech a to 23.1 a 10.2, s menším zastoupením můžeme sledovat maximální hodnoty i v termínech 9.1, 25.2 a 13.3.

SEZÓNA 2010

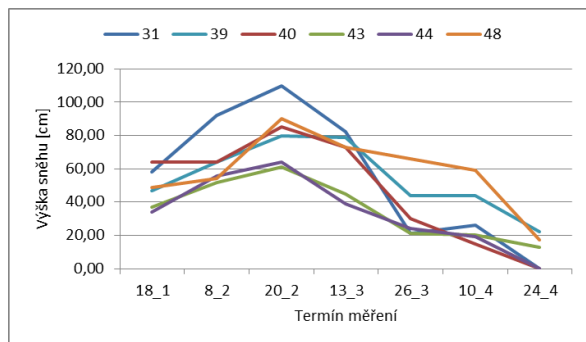
Obr 22. Výsledky shlukové analýzy pro sezónu 2010 znázorňující skupiny bodů s podobným trendem



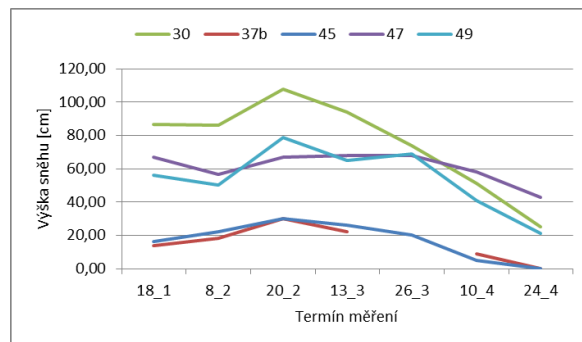
Body 31, 39, 40, 43, 44 a 48 (obr. 23) mají shodně maximum v termínu 20.2. Nejprve hodnoty výšky sněhu stoupají a poté co dosáhnou maximální hodnoty, mají shodně klesající tendenci s menším výkyvem v termínu 10.4, kdy výška sněhu mírně stoupla. Obdobný trend vykazují i body 30, 37b, 45, 47 a 49 (obr. 24). S předchozími body mají stejné maximum v termínu 20.2. Avšak v termínu 8.2 vykazují mírný pokles hodnot a po dosažení maximální

výšky sněhu je pokles hodnot méně výrazný s mírným nárůstem hodnot 26.3 nebo 10.4. Minimum mají všechny body shodně v posledním termínu měření 24.4

Obr 23. Trend výšky sněhu pro body 31, 39, 40, 43, 44 a 48

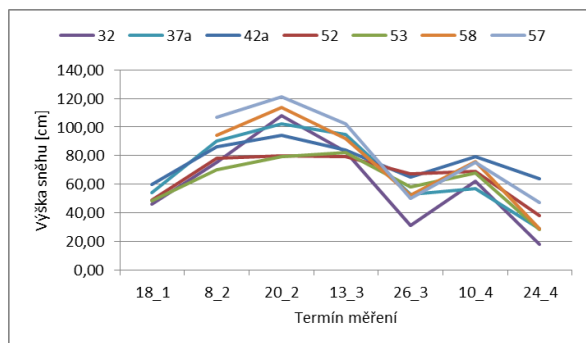


Obr 24. Trend výšky sněhu pro body 30, 37b, 45, 47 a 49

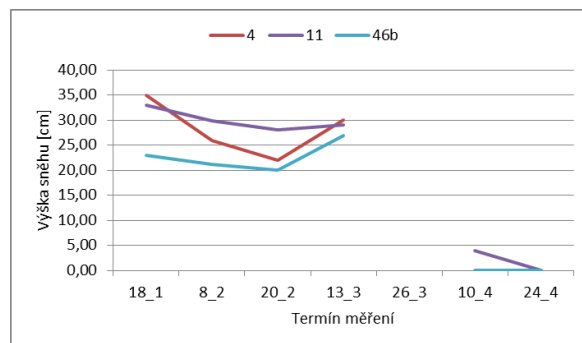


Další skupina bodů (obr. 25), která má také maximum v termínu 20.2 jsou body 32, 37a, 42a, 52, 53, 57 a 58. V prvních termínech měření mají hodnoty vzrůstající tendenci shodně s první skupinou bodů. Po dosažení maxima však dochází k výraznějšímu poklesu v termínu 26.3 a následně výraznému nárůstu v termínu 10.4, kde potom již hodnoty klesají ke svému minimu. Oproti předešlým dvou skupinám jsou zde rozdíly mezi termíny mnohem markantnější. Na rozdíl od toho má skupina bodů 4, 11 a 46b (obr. 26) v termínu 20.2 pokles hodnot. Před tímto termínem mají hodnoty klesající tendenci a po něm vzrůstající s poklesem k poslednímu termínu měření, kde je i minimum hodnot.

Obr 25. Trend výšky sněhu pro body 32, 37a, 42a, 52, 53, 58 a 57

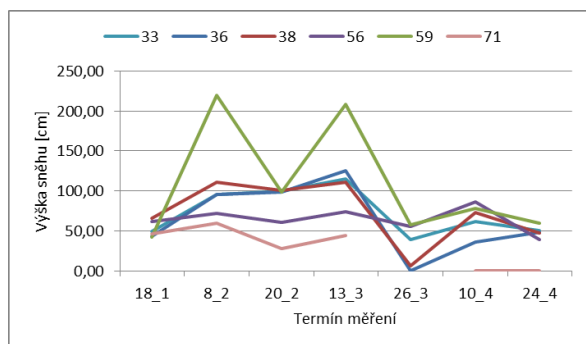


Obr 26. Trend výšky sněhu pro body 4, 11 a 46b

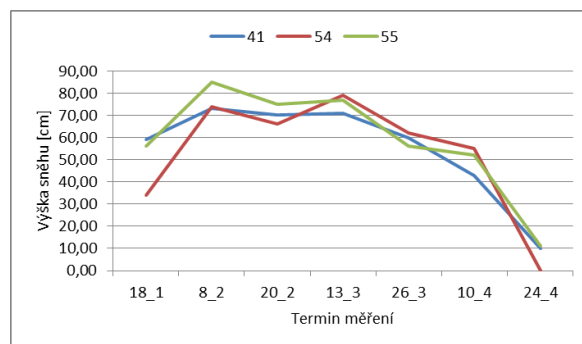


Obdobný trend hodnot, avšak rozdíly v rozkolísanosti hodnot mají skupina bodů 33, 36, 38, 56, 59 a 71 (obr. 27) a skupina bodů 41, 54 a 55 (obr. 28). Obě skupiny mají shodně nejprve nárůst hodnot z 18.1 do 8.2, kdy právě 8.2 je jejich maximum. Následuje pokles, u první skupiny mnohem výraznější a v dalším termínu opět nárůst hodnot a pokles. První skupina má mezi termíny měření 26.3 a 10.4 opětovný nárůst hodnot a poté k poslednímu termínu měření velmi mírný pokles. Na rozdíl od toho druhá skupina hodnot vykazuje po 26.3 spíše stagnaci nebo již pokles hodnot až k poslednímu termínu měření.

Obr 27. Trend výšky sněhu pro body 33, 36, 38, 56, 59 a 71

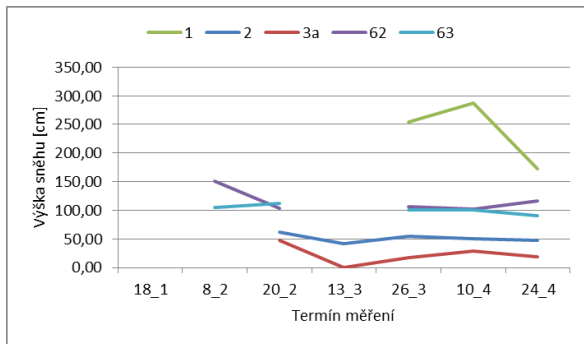


Obr 28. Trend výšky sněhu pro body 41, 54 a 55

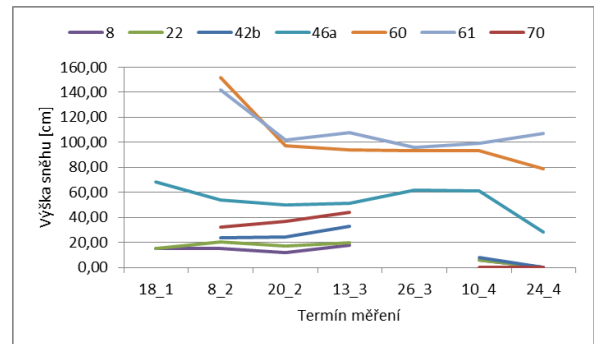


Trend na bodech 1, 3a, 62 a 63 (obr. 29) je z důvodů chybějících hodnot hůře čitelný. Můžeme však říci, že hodnoty vykazují od začátku sezóny do termínu 13.3 pokles hodnot s nárůstem v termínu 26.3 a 10.4, a poté opět mírný pokles. Pokles nebo stagnaci hodnot jako jediná skupina bodů v prvních termínech měření vykazují body 8, 22, 42b, 46a, 60, 61 a 70 (obr. 30). U těchto bodů dochází k mírnému nárůstu hodnot až po 13.3 a v dubnu je zde již opět pokles na minimální hodnotu.

Obr 29. Trend výšky sněhu pro body 1, 2, 3a, 62 a 63

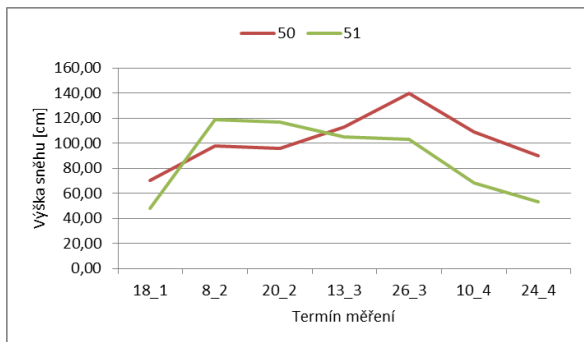


Obr 30. Trend výšky sněhu pro body 8, 22, 42b, 46a, 60, 61 a 70

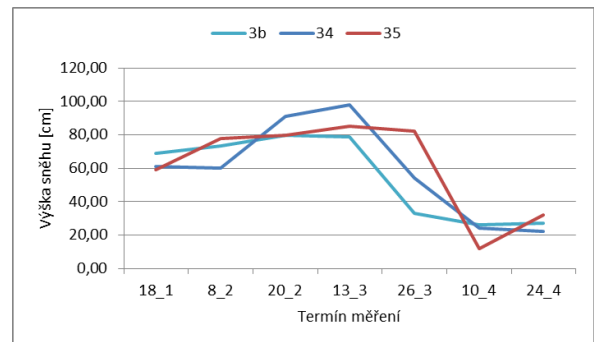


Rozkolísané hodnoty maxim mají skupiny bodů 50 a 51 (obr. 31) a skupina bodů 3b, 34 a 35 (obr. 32). Všechny body však spojuje klesající tendence na přelomu března a dubna a vzrůstající trend na začátku sezóny. Na začátku sezóny dochází k nárůstu hodnot až k maximální hodnotě a poté hodnoty již klesají ke svým minimům. Výjimkou je druhá skupina bodů, která na konci dubna zaznamenává malý nárůst hodnot v termínu 10.4.

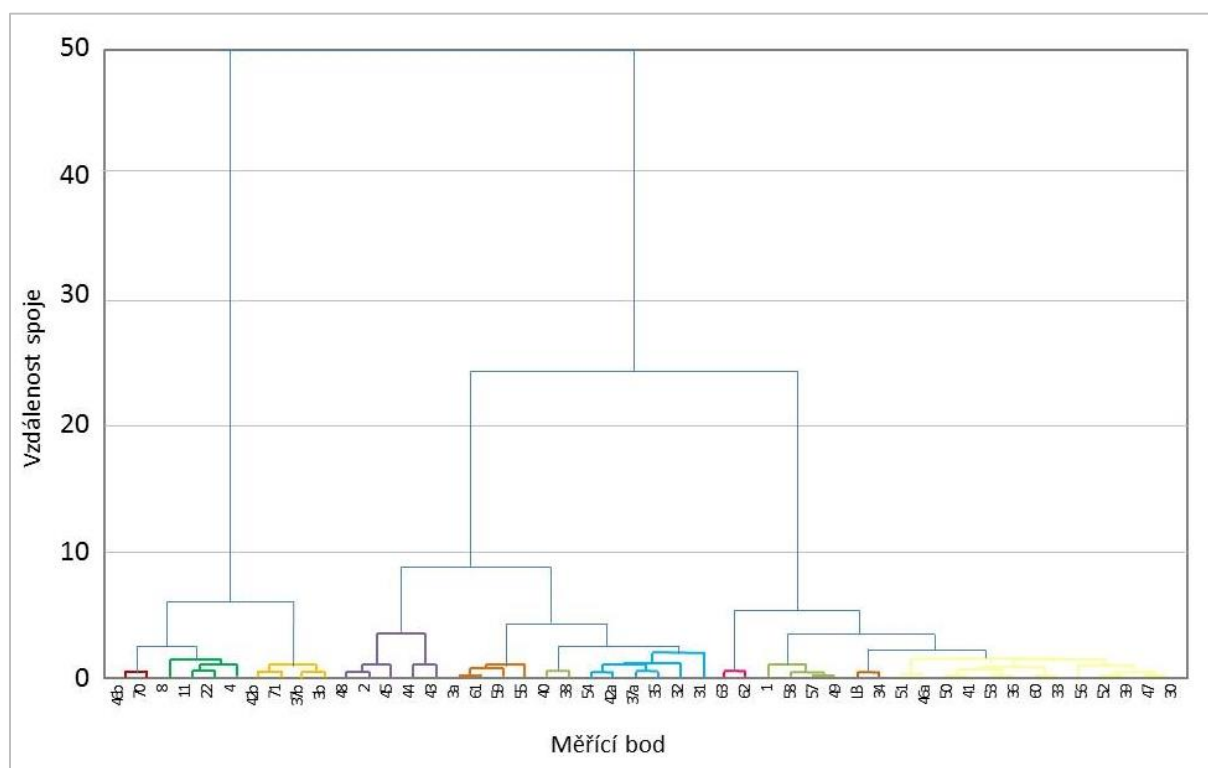
Obr 31. Trend výšky sněhu pro body 50 a 51



Obr 32. Trend výšky sněhu pro body 3b, 34a 35

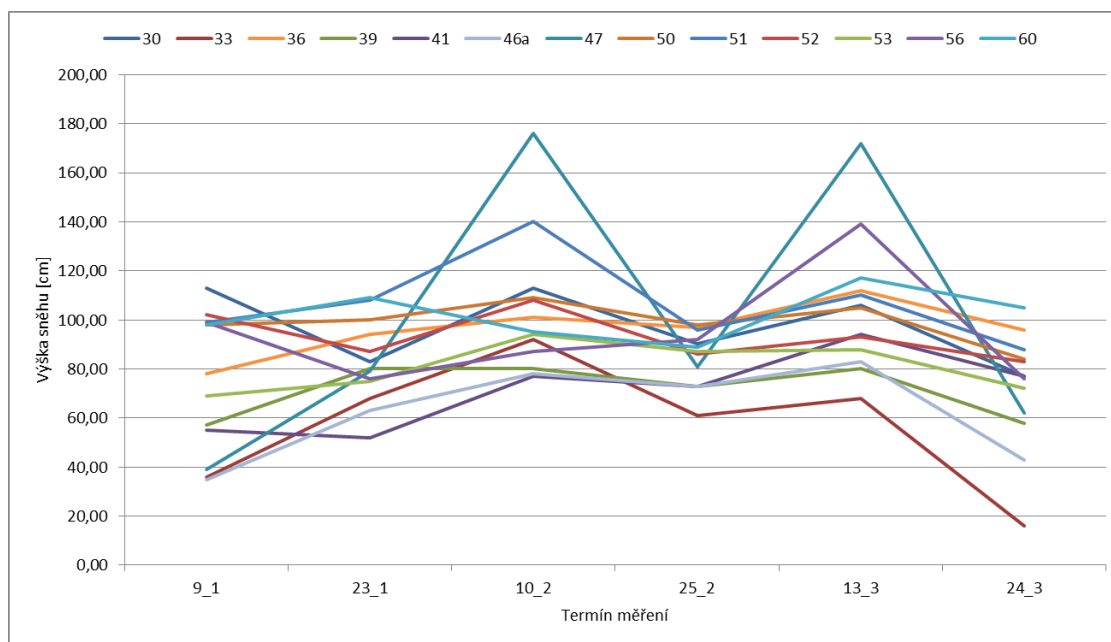


Obr 33. Výsledky shlukové analýzy pro sezónu 2011 znázorňující skupiny bodů s podobným trendem



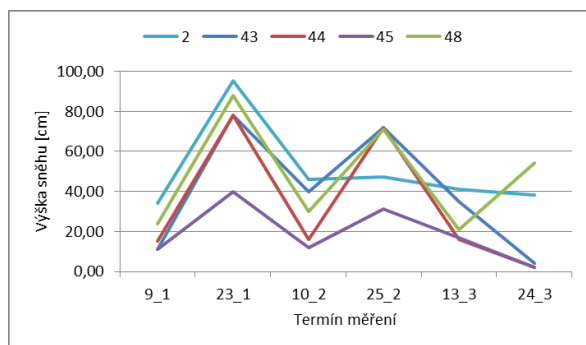
Nejpočetnější skupinu v sezóně 2011 tvoří body 30, 33, 36, 39, 41, 46a, 47, 50, 51, 52, 53, 56 a 60 (obr. 34) s maximem v termínu 10.2 V trendu hodnot je nepatrný rozdíl v termínu měření 23.1, kdy některé body mají k tomuto měření vzrůstající a jiné klesající charakter, avšak pak je již trend stejný, kdy se střídá nárůst a pokles hodnot s minimem v posledním termínu měření 24.3.

Obr 34. Trend výšky sněhu pro skupinu bodů 30, 33, 36, 39, 41, 46a, 47, 50, 51, 52, 53, 56 a 60

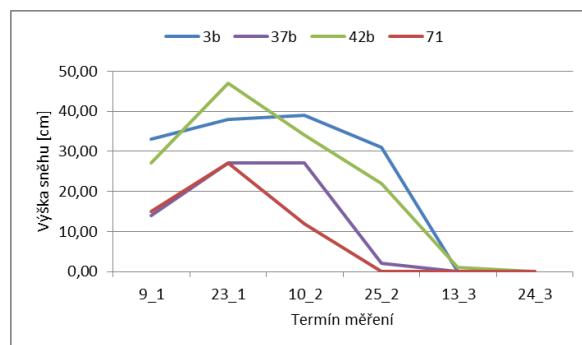


Skupina bodů 2, 43, 44, 45 a 48 (obr. 35) má trend naprosto opačný než předchozí skupina bodů. Taktéž dochází k střídání vzrůstající a klesající tendence hodnot avšak maxima jsou v termínech 23.1 a 25.2. Výjimkou je zde bod 48, u kterého jako jediného dochází v druhé polovině března k nárůstu hodnot. V termínu 23.1 dosahuje taktéž maxima skupina bodů 3b, 37b, 42b a 71 (obr. 36), výjimkou je bod 3b, který má maximum v termínu 10.2. Potom to termínu již mají hodnoty stejný trend s klesající tendencí až do konce sezóny měření.

Obr 35. Trend výšky sněhu pro body 2, 43, 44, 45 a 48

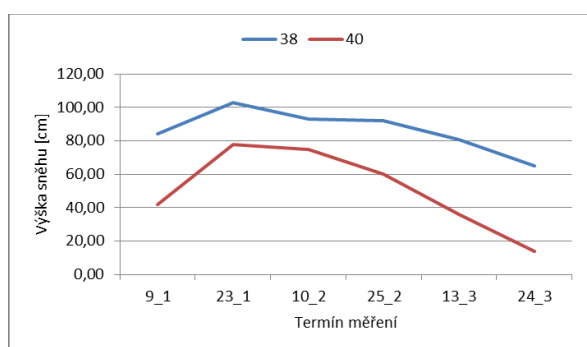


Obr 36. Trend výšky sněhu pro body 3b, 37b, 42b a 71

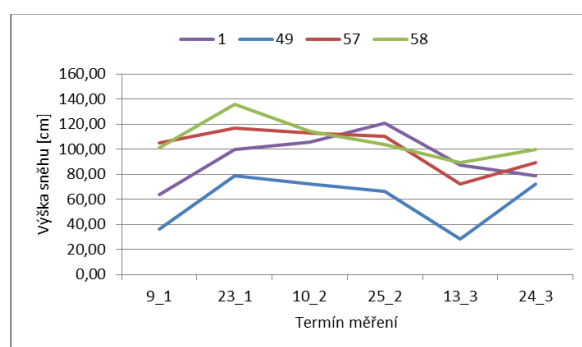


Maximálních hodnot v termínu 23.1 dosahují také body 38 a 40 (obr. 37) a skupina bodů 1, 49, 57 a 58 (obr. 38). První skupina bodů má během ledna narůstající tendenci s maximem v termínu 23.1, a poté již hodnoty pozvolna klesají až k poslednímu termínu měření 24.3. V lednu mají body 1, 49, 57 a 58 stejný trend jako předchozí skupina bodů, avšak na přelomu února a března dochází k výraznějšímu poklesu hodnot a po 13.3 k jejich opětovnému nárůstu.

Obr 37. Trend výšky sněhu pro body 38 a 40

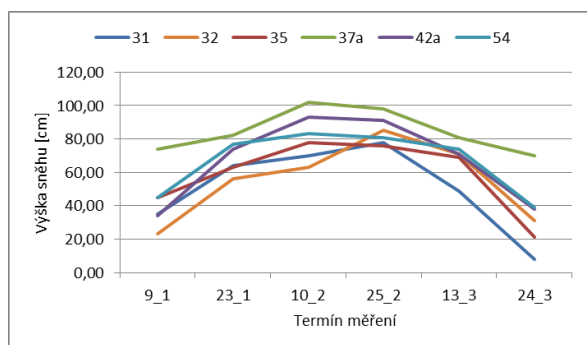


Obr 38. Trend výšky sněhu pro body 1, 49, 57 a 58

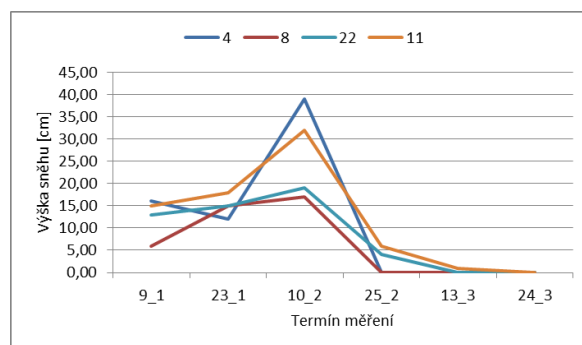


U bodů 31, 32, 35, 37a, 42a a 54 (obr. 39) dochází nejprve k nárůstu hodnot výšky sněhu až do 10.2, kde se nachází maximum daného trendu a potom to termínu již hodnoty klesají ke svým minimálním hodnotám. Výjimkou je bod 31 a 32, který má maximum v termínu 25.2. Druhá skupina bodů, kam patří 4, 8, 11 a 22 (obr. 40), má taktéž maximum v termínu 10.2, avšak je mnohem výraznější nežli u první skupiny bodů. Taktéž pokles hodnot je markantnější k termínu měření 25.2, poté mají hodnoty již pozvolný charakter.

Obr 39. Trend výšky sněhu pro body 31, 32, 35, 37a, 42a a 54

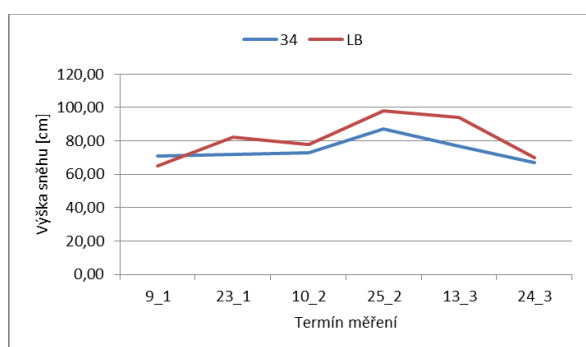


Obr 40. Trend výšky sněhu pro body 4, 8, 11 a 22

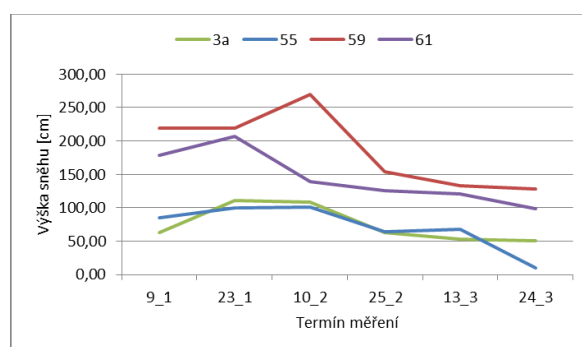


Obdobný trend má i dvojice bodů 34 a LB (obr. 41). Na začátku sezóny dochází k nárůstu hodnot s mírným poklesem v polovině února. Na bodech je dosaženo maxima v termínu 25.2, a poté hodnoty již klesají až k poslednímu termínu měření. Body 3a, 55, 59 a 61 (obr. 42) mají na začátku sezóny stejný průběh jako předchozí skupina bodů, ale během února body vykazují klesající tendenci, která pokračuje až do konce sezóny. Maxima tato skupina bodů dosahuje 23.1 kromě bodu 59, který má maximum o jedno měření zpožděné.

Obr 41. Trend výšky sněhu pro body 34 a LB

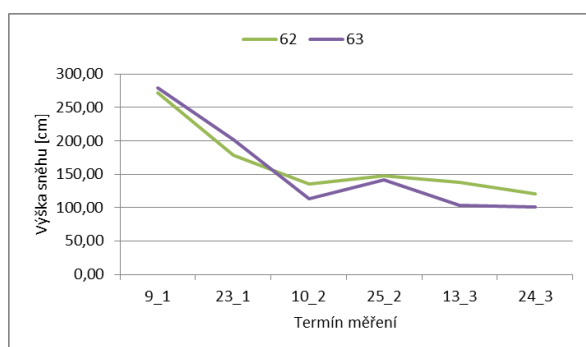


Obr 42. Trend výšky sněhu pro body 3a, 55, 59 a 61

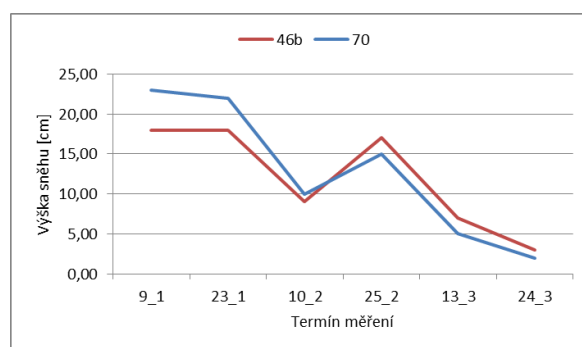


Dvojice bodů 62 a 63 (obr. 43) a 46b a 70 (obr. 44) mají velmi podobný trend hodnot s maximem v prvním termínu měření 9.1. Body 62 a 63 poté klesají až k termínu měření 10.2. Během února mají hodnoty pro výšku sněhu vzrůstající tendenci, která se lomí 25.2, a poté již hodnoty jen klesají až k poslednímu termínu měření. Hodnoty bodů 46b a 70 v lednu stagnují a na přelomu ledna a února prudce klesají k termínu 10.2. Poté mají výrazný vzestup hodnot ke 25.2, kde se hodnoty lomí a až do konce měření panuje klesající trend.

Obr 43. Trend výšky sněhu pro body 62 a 63



Obr 44. Trend výšky sněhu pro body 46b a 70



INTERPOLOVANÉ HODNOTY

Mapy interpolovaných hodnot jsou zobrazeny na konci kapitoly 6.2 společně s mapami modelovanými regresí, kde jsou navzájem porovnány.

Na naměřených datech byla provedena v prostředí ArcMap interpolace metodou IDW, která se po vyzkoušení i ostatních metod interpolace, které ArcMap nabízí, zdála jako nejlepší. Je nutné ještě zmínit, že pro některé body, především v prvním termínu měření chybí data z důvodů pozdějšího doplnění těchto bodů k dobré reprezentaci zájmového území. Jde o body 57,58, 60, 61, 62, 63, 1, 2 a 3a. Pro body 1, 2 a 3a chybí data dále v termínu 8.2 2010, protože byla do měření zahrnuta až od termínu 20.2 2010. Dále chybí naměřená data na Luční hoře v termínu 13.3 – 14.3 2010. Zde nebyla měření na Luční hoře dokončena z důvodů nepříznivých meteorologických podmínek na hřebenech Krkonoš, kdy přes husté sněžení a velmi silný vítr nebylo možné se k bodům dostat. Pro bod LB (Luční bouda) se nepodařilo data pro sezónu 2010 získat. Měření v sezóně 2011 byla provedena všechna.

Na interpolovaných hodnotách výšky sněhu lze velmi dobře vyčíst polohu závětrných svahů, kde se hromadí velké mocnosti sněhu. Na všech termínech je patrný trend, kdy vrcholy Luční a Studniční hory jsou i uprostřed zimy s minimem sněhové pokrývky a naopak na závětrných lokalitách se drží více jak metrová vrstva sněhové pokrývky až do jara. Jedinou výjimkou je bod 59 v termínu 18.1 2010, kde byla naměřena výrazně menší výška sněhu než v ostatních termínech.

V severozápadní části zájmového území se v lednu a únoru 2010 na bodech 30, 31, 32 a 33 drželo více sněhové pokrývky nežli v roce 2011 ve stejných měsících. Konec zimy mají však tyto body již obdobný, kdy jako první zůstává bez sněhu bod 31. Dále se podél hranice České republiky a Polska táhnou body 56, 55, 54 a 53. Všechny body mají podobný charakter mocnosti sněhové pokrývky po celou zimní sezónu 2010 i 2011. Bod 56 má v obou sezónách shodně počátkem zimy menší mocnost sněhové pokrývky než na konci měření. Body 57, 58, 34, 35, 59 a 36a (oblast Čertova návrší a Stříbrné stráně) mají po obě sezóny vesměs obdobný trend hodnot. Na bodech 57, 58 a 59 nacházejících se na závětrných svazích se hromadí po celou zimu více sněhu. Body 34 a 35 se nacházejí na rovinnatém terénu a výška sněhu je zde tedy o něco menší po celou zimu 2010 i 2011. Bod 36a má chod obrácený, kdy se zde na začátku měření nachází méně sněhu nežli začátkem jara. Bod 39 má po obě sezóny stejně na začátku zimy více sněhu než v jarních měsících a bod 40, který se nachází blízko Bílého Labe má po obě měřicí sezóny také stejný trend, kdy dochází v jarních měsících k rychlému odtávání sněhové pokrývky. Obdobně se chová sněhová pokrývky i na bodě 41 blízko Luční

boudy. Velké množství sněhové pokrývky se v obou sezónách hromadí na bodech 51, 50, 62, 63, 60, 61 a 1. Tyto body se nachází na závětrných svazích Luční a Studniční hory. Rozdílný chod v roce 2010 a 2011 mají body 2 a 3a, kdy v roce 2010 zde bylo více sněhu než v roce 2011. Ostatní body nacházející se na Luční i Studniční hoře mají obdobný charakter pro obě sezóny měření. Z těchto míst je sníh odvíván pryč, a tudíž zde sněhová pokrývky dosahuje velmi malých mocností a jako první jsou tyto oblasti bez sněhové pokrývky.

6.2 Závislost výšky sněhu na environmentálních proměnných

Z důvodu dodržení normality dat musely být jak nezávislé proměnné tak závislá proměnná výška sněhu transformovány vhodnou metodou. Hodnoty výšky sněhu byly na základě Shapiro-Wilkova testu zlogaritmovány nebo byla použita odmocnina k jejich transformaci. Pouze u termínu měření 25.2 nebyla transformace použita, protože hodnoty mají normální rozdělení. Nad nezávislými proměnnými a transformovanými hodnotami výšky sněhu byla provedena Z-transformace, aby se odstranily rozdíly mezi absolutními hodnotami.

Na základě deskriptivní statistiky byly z modelu vyřazeny nezávislé proměnné Sut' (procentuální zastoupení sutě v bufferu kolem měřícího bodu) a deflační index, které měli hodnotu p nad 0,5. Deflační index koreluje velmi se západností (hodnota $p = 0,92$ – Příloha 3) a procentuální zastoupení suti s nadmořskou výškou, křivostí i procentuálním zastoupení travin. Vzájemně se ovlivňují i křivost s nadmořskou výškou (hodnota $p = 0,6$ – Příloha 3), ale vzhledem ke střední velikosti korelace byly však obě proměnné v modelu ponechány. Model byl podle F-testu ve všech termínech měření vyhodnocen jako průkazný.

Tab. 3 ukazuje hodnotu koeficientu determinace, který vysvětluje, jak velké množství variance závislé proměnné je vysvětleno sadou zvolených nezávisle proměnných. Podle hodnoty koeficientu determinace R^2 můžeme říci, že model vysvětluje 40 – 50% variability dat skoro v každém termínu měření. Nejmarkatnější jsou termíny 25.2. 2011, kdy hodnota R^2 dosahuje skoro 60% a dále v termínech 9.1. 2011 a 10.4. 2010, kde se hodnota R^2 stále drží nad 50%. Podle hodnoty adjusted R^2 stále vychází termín 25.2. 2011 nejlépe průkazný, kdy byly zvolenými nezávislými proměnnými výšky sněhu vysvětleny nejlépe. Naopak nejméně průkazné jsou první termíny měření v r. 2010 a to 18.1., 8.2. a 20.2., kde se hodnota koeficientu determinace R^2 pohybuje pod 30% a u adjusted R^2 v rozmezí 19-22%.

Velmi vysoké hodnoty si koeficient determinace R , R^2 a adjusted R^2 drží v modelech pro maximální a průměrné hodnoty výšky sněhu za obě měřené sezóny. V r. 2010 model

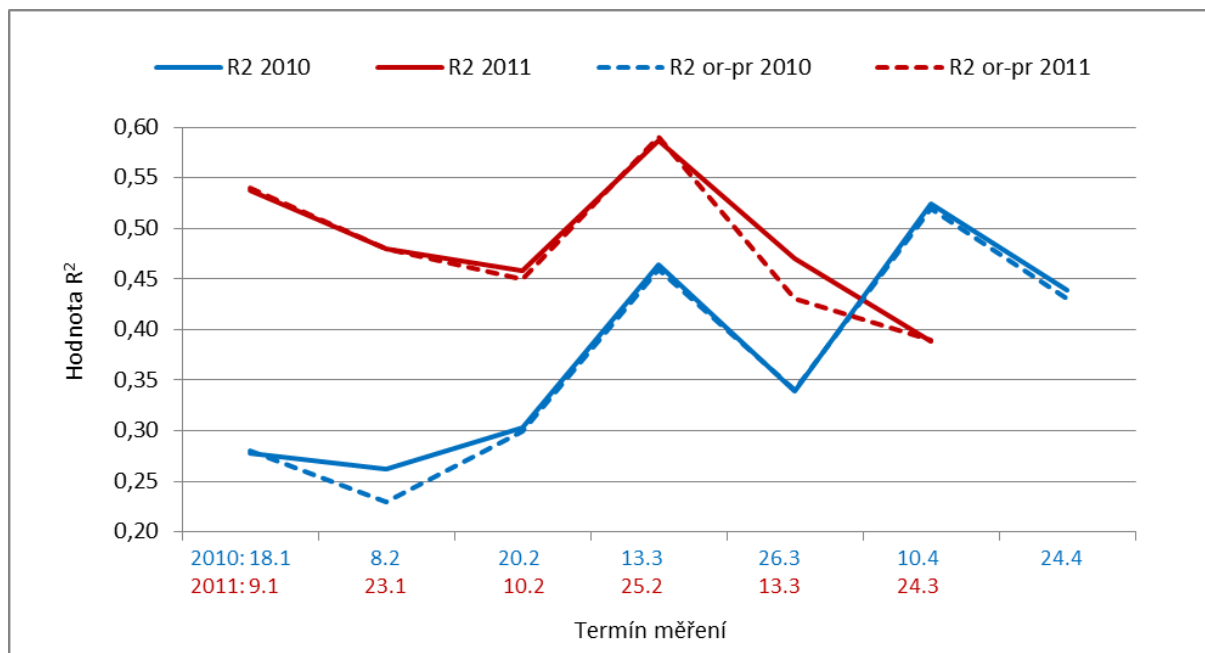
vysvětluje jak u maximálních tak průměrných hodnot podle R^2 60% variability dat, což je nejvíce v sezóně 2010. V sezóně 2011 model vysvětluje 51% variability dat.

Tab. 3. Výsledky regrese stepwise forward

Termín měření	R	R^2	Adjusted R^2	F	p	sm.chyba odhadu	R_{or_pr}	$R^2_{or_pr}$
Rok 2010								
18.1.	0,53	0,28	0,19	3,23	0,01	0,91	0,53	0,28
8.2.	0,51	0,26	0,21	5,21	0,00	0,90	0,52	0,23
20.2.	0,55	0,30	0,22	3,66	0,01	0,89	0,55	0,3
13.3.	0,68	0,46	0,41	9,09	0,00	0,74	0,68	0,46
26.3.	0,58	0,34	0,29	7,52	0,00	0,85	0,58	0,34
10.4.	0,72	0,52	0,47	9,25	0,00	0,74	0,72	0,52
24.4.	0,66	0,44	0,37	6,59	0,00	0,80	0,66	0,43
Max	0,78	0,60	0,53	8,65	0,00	4,57	0,69	0,48
Průměr	0,78	0,60	0,55	12,72	0,00	3,74	0,74	0,55
Rok 2011								
9.1.	0,73	0,54	0,48	9,75	0,00	0,73	0,73	0,54
23.1.	0,69	0,48	0,40	6,29	0,00	0,78	0,69	0,48
10.2.	0,68	0,46	0,39	7,12	0,00	0,79	0,68	0,45
25.2.	0,77	0,59	0,51	8,12	0,00	0,70	0,77	0,59
13.3.	0,69	0,47	0,38	5,07	0,00	0,80	0,65	0,43
24.3.	0,62	0,39	0,32	5,35	0,00	0,84	0,62	0,39
Max	0,72	0,51	0,43	6,03	0,00	5,88	0,65	0,42
Průměr	0,71	0,51	0,45	8,76	0,00	0,74	0,71	0,50

Obě sezóny mají shodně na začátku měření hodnoty koeficientu determinance s klesajícím charakterem (obr. 45), který se lomí ve třetím termínu měření tj. 20.2 v r. 2010 a 10.2 v r. 2011. Potom to poklesu zaznamenávají obě sezóny nárůst a v r. 2011 dochází k dosažení maximální hodnoty, tedy, že termín 25.2 nejlépe vysvětluje prostorové rozložení sněhové pokrývky. V sezóně 2010 dochází k dvou maximům a to v termínu 13.3 a 10.4. který je nejlépe vysvětlujícím termínem pro rok 2010.

Obr 45. Trend hodnoty koeficientu determinance a koeficientu determinance pro originální vs. predikované hodnoty pro obě sezóny měření

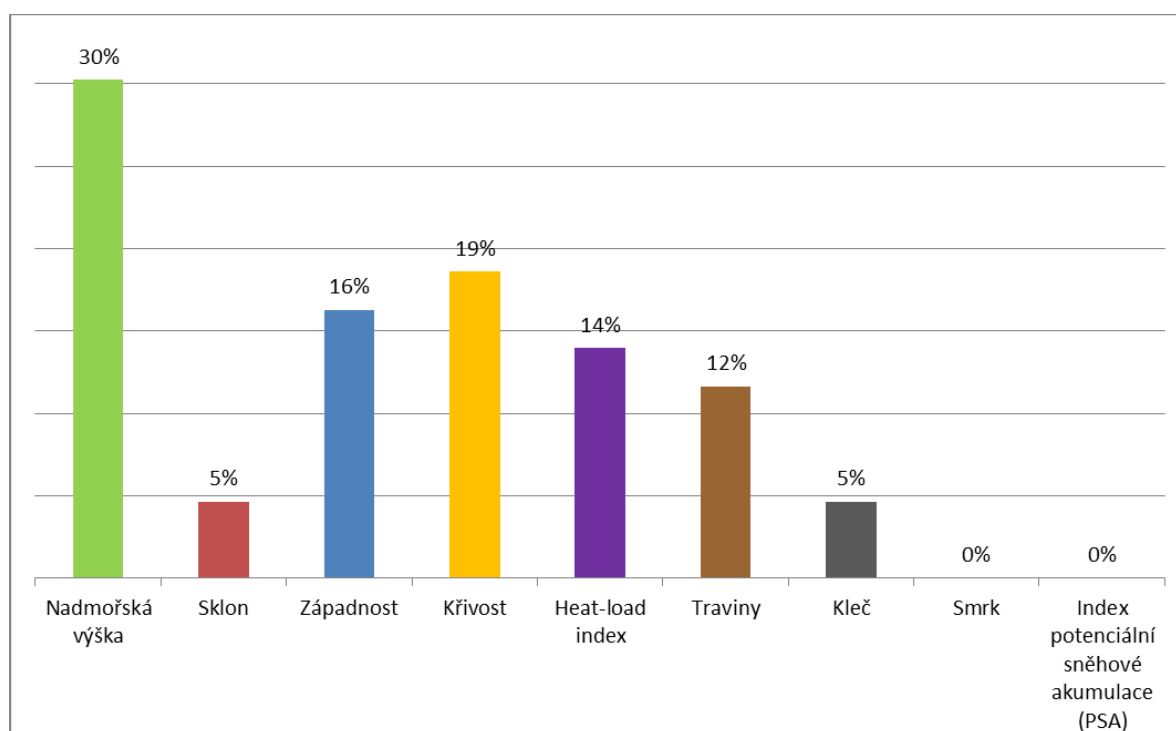


Koeficienty determinance mezi predikovanými a originálními hodnotami R_{or_pr} a $R^2_{or_pr}$, které byly vytvořeny na základě regresní rovnice získané z regresní analýzy pro každý termín měření, mají hodnoty taktéž uspokojující. Ve většině případů model podle hodnoty koeficientu determinance $R^2_{or_pr}$ vysvětluje 40% variability dat. Nejmenších hodnot dosahuje determinanční koeficient v termínech měření 18.1, 8.2 a 20.2 v roce 2010 což se shoduje i s hlavní regresní analýzou. Stejně tak hodnota $R^2_{or_pr}$ dosahuje nejvyšších hodnot opět v termínech 10.4 2010 a 9.1 a 25.2 2011. V tyto termíny model vysvětluje více jak 50% variability dat. Cose týče trendu koeficientu determinance $R^2_{or_pr}$ má ho téměř shodný s koeficientem detrminance R^2 (obr. 45) jak v sezóně 2010 tak v sezóně 2011. Výraznější rozdíl v r. 2010 lze vidět v termínu 8.2, kde koeficient $R^2_{or_pr}$ dosahuje nejmenších hodnot. V sezóně 2011 dochází k rozdílu v hodnotách v termínu 13.3, kde má koeficient detrminance $R^2_{or_pr}$ méně vysvětlující hodnotu nežli koeficient determinance R^2 .

Jako nejlépe vysvětlující proměnnou byla vyhodnocena nadmořská výška (viz. Příloha 4), která se uplatnila celkem v 14 termínech vč. analýzy pro maximální a průměrné hodnoty. Dále má velkou vysvětlující sílu i křivost, západnost, heat-load index a i procentuální zastoupení travino-bylinné vegetace. Na obrázku č. 46 je znázorněno procentuální zastoupení nezávislých proměnných z celkového počtu měření, kdy byly tyto

proměnné signifikantní. Úplně byly vyřazeny proměnné procentuálního zastoupení smrku a index potenciální sněhové akumulace. Všechny vysvětlující proměnné mají spíše negativní vliv na výšku sněhu, tzn., že čím je hodnota vysvětlujících proměnných vyšší, tím je výška sněhu nižší. Tento fakt odpovídá i rozložení sněhové pokrývky, právě např. v porovnání výška sněhu vs. nadmořská výška, kdy se vzrůstající nadmořskou výškou ubývá sněhové pokrývky, která je svívána do závětrných prostor, kde se hromadí.

Obr 46. Procentuální zastoupení signifikantních nezávislých proměnných vstupujících do modelu pro všechny termíny měření vč. maximálních a průměrných hodnot



V jednotlivých termínech měření v sezóně 2010 se jako vysvětlující proměnná pro výšku sněhu uplatnilo více nezávislých proměnných než v r. 2011. Nejčastěji je zastoupen heat-load index a křivost – každý ve čtyřech termínech měření. Tyto dvě proměnné byly dokonce vyhodnoceny dohromady v posledních třech měřeních v r. 2010 společně (Tab.4). Dále se v r. 2010 hodně prosazuje nadmořská výška, která byla vyhodnocena celkem ve třech termínech měření napříč celou sezónou 2010. Nejvíce vysvětlujících proměnných se objevuje v termínu 10.4, kdy byly vyhodnoceny celkem čtyři proměnné, a to: nadmořská výška, křivost, heat-load index a procentuální zastoupení travin. V r. 2011 se ve všech termínech prosazuje jako vysvětlující proměnná nadmořská výška a dále až na poslední termín měření

také západnost. Na rozdíl od r. 2010 se v sezóně 2011 heat-load index vůbec nevyskytuje vyhodnocen jako vysvětlující proměnná a křivost se objevuje pouze jednou v termínu měření 25.2.

Vyhodnocené vysvětlující proměnné pro maximální a průměrné hodnoty v obou sezónách měření potvrzují zastoupení vysvětlujících proměnných v jednotlivých termínech měření. Průkazné proměnné pro maximální a průměrné hodnoty jsou stejné jak v r. 2010 tak i v r. 2011. V sezóně 2010 se uplatnily celkem čtyři proměnné a to nadmořská výška, heat-load index a křivost, které i v měřicích termínech byly vyhodnoceny nejvíce krát. Dále se společně s těmito proměnnými prosadilo i procentuální zastoupení travino-bylinné vegetace. V r. 2011 nejlépe vysvětlují model opět proměnné nadmořská výška a západnost, kde se jako v r. 2010 navíc objevuje procentuální zastoupení travino-bylinné vegetace.

Tab. 4. Statistická významnost nezávislých proměnných v daných termínech měření

	2010									2011							
	18.1.	8.2.	20.2.	13.3	26.3.	10.4.	24.4.	Max	Průměr	9.1.	23.1.	10.2.	25.2.	13.3.	24.3.	Max	Průměr
Nadmořská výška																	
Sklon																	
Západnost																	
Křivost																	
Heatload index																	
Traviny																	
Kleč																	

Predikované hodnoty modelované regresí vesměs odpovídají hodnotám originálním. Jednotlivé body mají stejný trend jak u originálních tak predikovaných hodnot. Je zde dodržen trend kdy na bodech 1, 57, 58, 59, 62, 63, 61 se hromadí více sněhu než na jiných místech a i vrcholy Luční a Studniční hory mají méně sněhu na rozdíl od ostatních oblastí měření.

Co se však týče rozložení sněhu, jsou jak mezi jednotlivými termíny, tak i sezónami měření značné rozdíly. Sezóna 2011 má ve všech termínech měření celkem stejný průběh rozložení sněhové pokrývky s mírnými zvýrazněními v místech, kde by se měl sníh hromadit i naopak, kde by ho mělo být méně. Na rozdíl od toho sezóna 2010 má hodnoty pro rozložení sněhu rozkolísané. Poslední tři termíny měření mají mnohem markantnější zvýrazněná maxima na severních svazích Luční a Studniční hory – tedy body 1, 60 a 61 pod Luční horou a body 50, 62 a 63 na svazích Studniční hory. Termíny měření 18.1 a 13.3 vykazují nejvyšší hodnoty v centrální části zájmového území, tj. v okolí Stříbrného návrší a Luční boudy. Druhý termín

měření 8.2 má méně výrazné rozdíly v rozložení sněhové pokrývky avšak minima i maxima jsou orientována stejně tak jako u termínu měření 20.2.

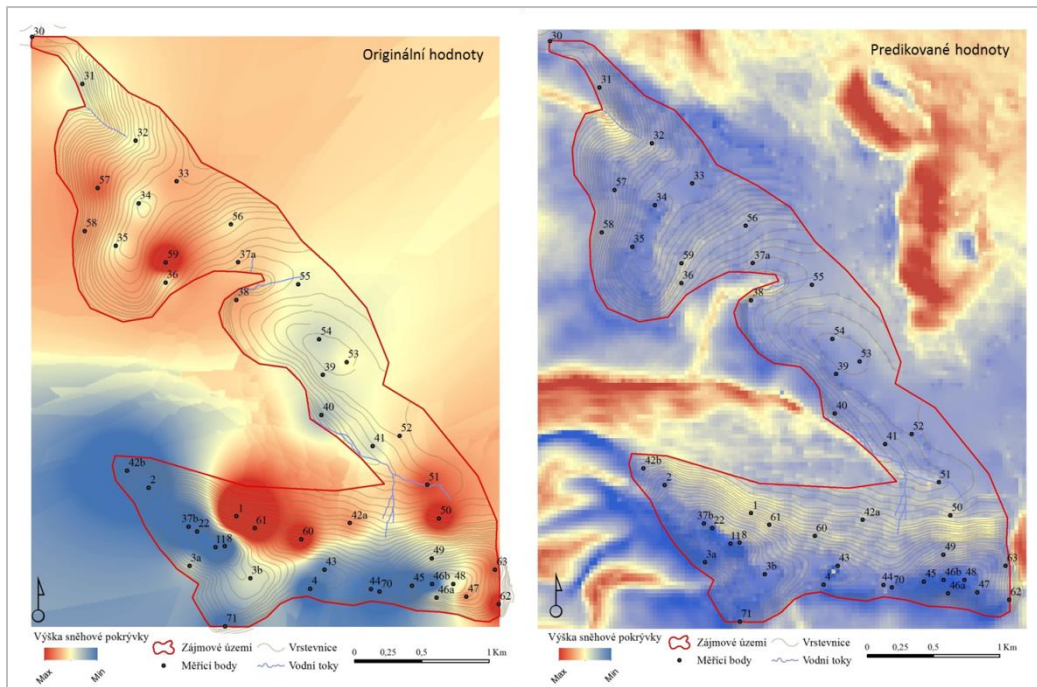
Dále jsou ukázány interpolované mapy originálních a predikovaných hodnot výšky sněhu. U každé dvojice map je uvedena regresní rovnice, která byla použita k vytvoření mapy predikovaných hodnot a také hodnota determinačního koeficientu mezi originálními a predikovanými hodnotami, který zde byl již popsán. Mapy predikovaných hodnot byly vypočteny a vytvořeny pomocí nástroje raster calculator v prostředí ArcMap. Do regresní rovnice byly dosazeny transformované hodnoty nezávislých proměnných.

V porovnání průměrné výšky sněhu jsou na predikovaných hodnotách zachovány místa na Luční hoře a Stříbrném návrší, kde dochází k akumulaci sněhu, avšak oblast na Studniční hoře již tak patrná není (Obr. 47). Na mapě predikovaných hodnot jsou dále zachována místa s výraznými minimy sněhové pokrývky a tj. lokality Luční a Studniční hory. Průměrné hodnoty výšky sněhu v r. 2011 jsou vyšší v porovnání s rokem 2010. Velmi patrné je to především na bodě 30 a 31 na severu zájmového území (Obr. 48). Celkově lze říci, že v sezóně 2010 jsou více znázorněné oblasti s vyšší mocností sněhu nežli oblasti s nižší mocností sněhu a v sezóně 2011 jsou již výrazné i oblasti minim sněhové pokrývky v nejvyšších oblastech zájmového území.

Při porovnání maximálních hodnot pro originální a predikované hodnoty pro rok 2010 (obr. 49) je patrné, že jsou místa s maximy zaznamenána na stejných místech, tj. bod 59 na Stříbrném návrší, který je však u predikovaných hodnot méně výrazný, a dále body 1, 60 a 61 pod Luční horou a bod 50 pod svahem Studniční hory. Minimální hodnoty jsou opět dobře patrné na vrcholech Luční a Studniční hory a přidává se k nim i oblast Čertova návrší na bodech 34 a 35. U predikovaných hodnot pro maximální výšku (obr. 50) za sezónu 2011 jsou maxima méně patrná, než je tomu u originálních dat. Každopádně lze opět vysledovat trend maxim na stejných bodech jako v sezóně 2010, tj. oblast svahů Luční a Studniční hory a oblast Stříbrného návrší. Dále je dobré si povšimnout, že bod 33 vykazuje na predikovaných hodnotách výrazněji nižší mocnost sněhu než na hodnotách originálních.

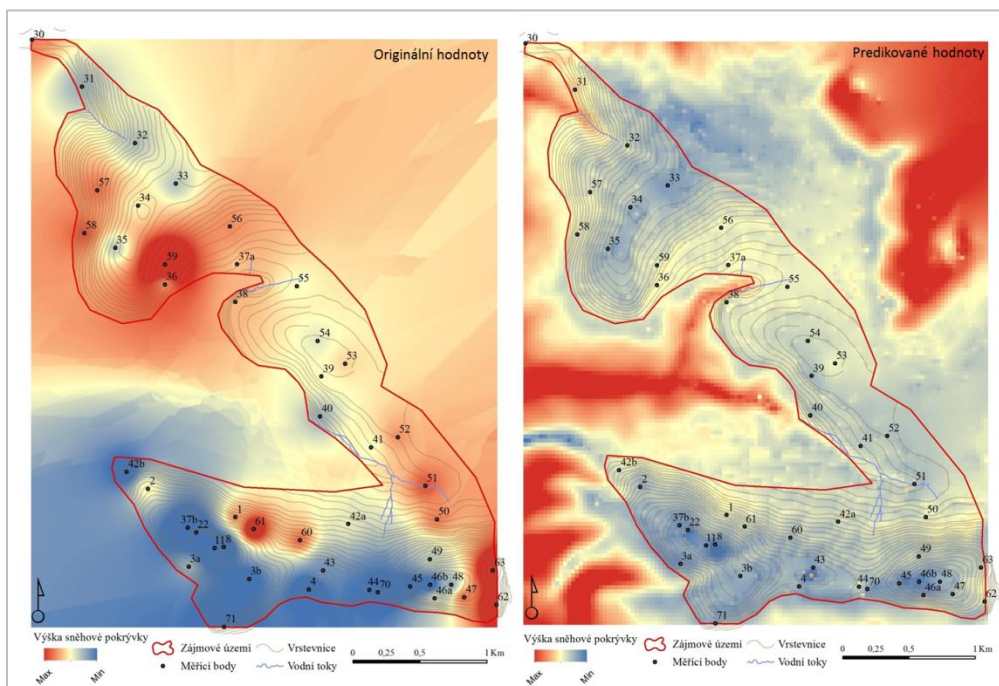
Obr 47. Srovnání průměrné hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v roce 2010

$$\text{Predikovaná výška sněhu} = 15,082 - (1,875 * \text{nadm.výška}) - (1,843 * \text{křivost}) - (2,893 * \text{HLI}); R^2 = 0,55$$



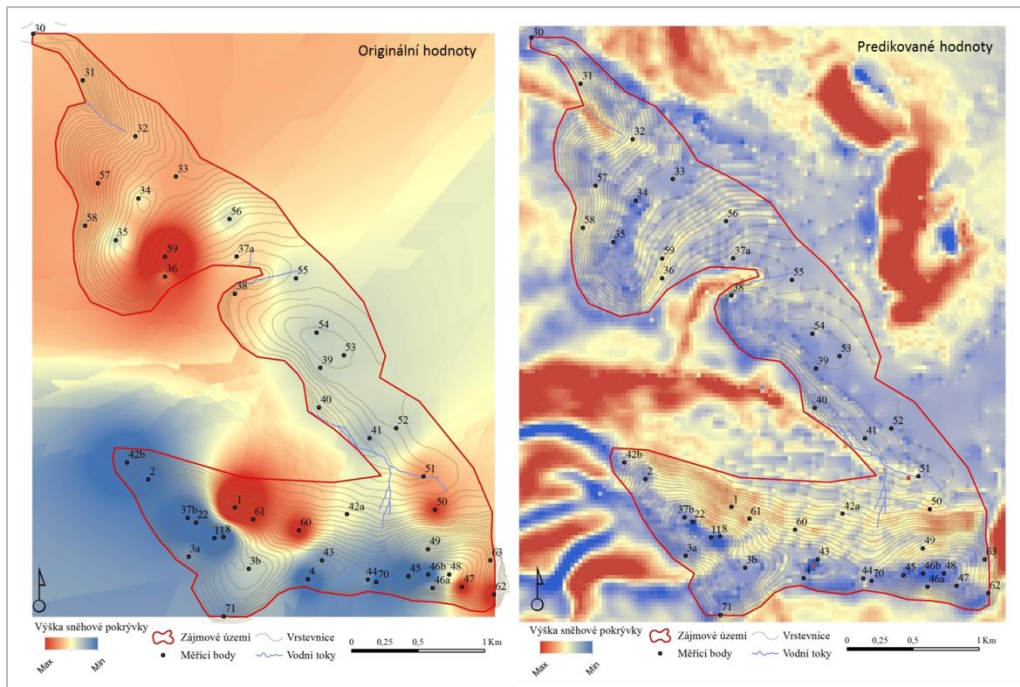
Obr 48. Srovnání průměrné hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v roce 2011

$$\text{Predikovaná výška sněhu: } 0,138 - (0,581 * \text{nadm.výška}) - (0,410 * \text{západnost}) - (0,230 * \text{křivost}) - (0,353 * \text{traviny}); R^2 = 0,50$$



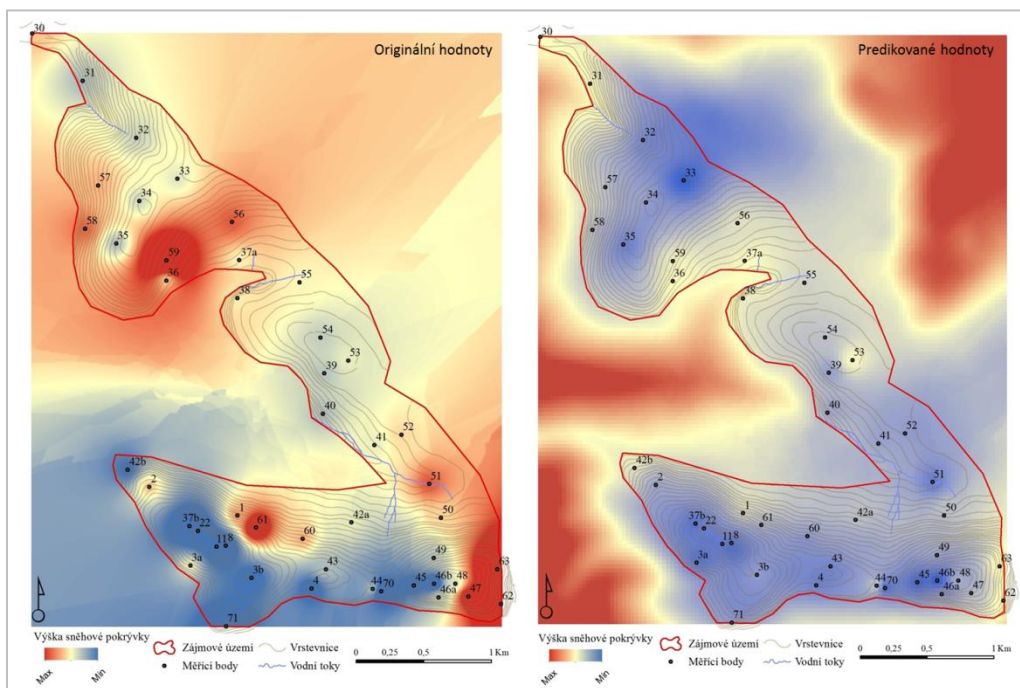
Obr 49. Srovnání maximální hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v roce 2010

*Predikovaná výška sněhu: $19,736 + (1,635 * \text{sklon}) - (3,832 * \text{křivost}) - (2,218 * \text{HLLI}); R^2=0,48$*



Obr 50. Srovnání maximální hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v roce 2011

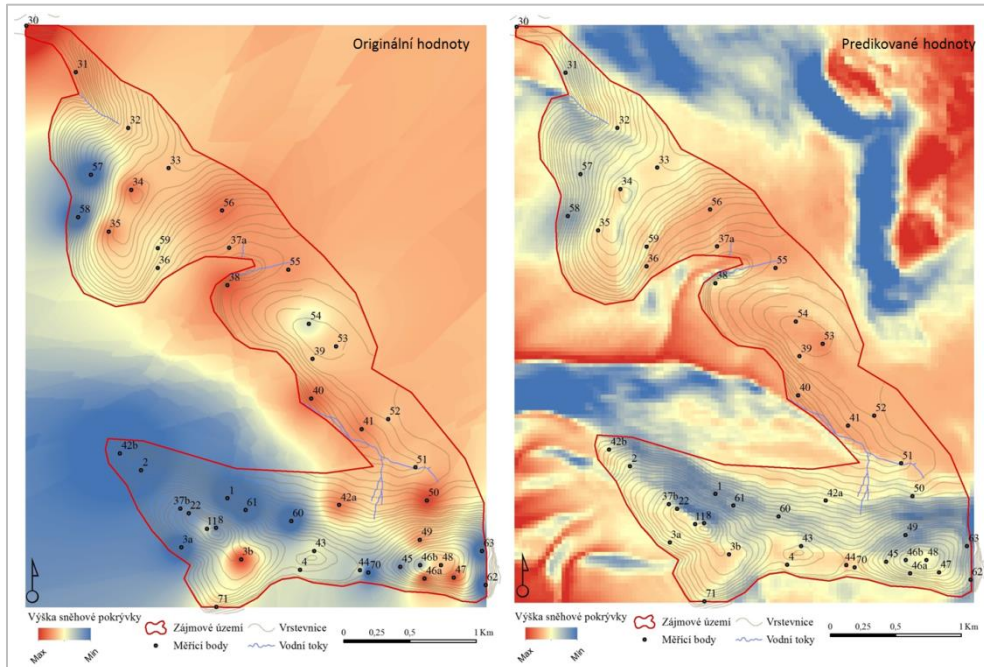
*Predikovaná výška sněhu: $20,429 - (4,727 * \text{nadm.výška}) - (4,485 * \text{západnost}) - (2,699 * \text{traviny}); R^2=0,50$*



Vzhledem k chybějícím hodnotám pro body 57, 58, 60, 61, 62, 63, 1, 2 a 3a nejsou na obr. 51 v termínu 18.1 patrná místa s velkými mocnostmi sněhové pokrývky jako v předešlých grafech a mapách. Ovšem místa s nízkou sněhovou pokrývkou jsou na mapě originálních i predikovaných hodnot stejně umístěné. Na mapě predikovaných hodnot se může tedy zdát, že právě větší výška sněhu je na exponovaných místech a závětrné svahy jsou s minimem sněhové pokrývky. I korelační koeficient (Tab.3) zde dosahuje nejnižších hodnot. V termínu 8.2 2010 (obr. 52) stále chybějí hodnoty pro body 1, 2 a 3a, ale dopad na predikované hodnoty je již menší, avšak korelační koeficient dosahuje ještě menších hodnot, a to jen 23% variability dat. Z vytvořené mapy predikovaných hodnot nelze tak dobře vidět místa s většími mocnostmi sněhu, ale jsou velmi dobře vidět oblasti s nízkou sněhovou pokrývkou. Tento trend je dobře zaznamenán i na mapě originálních hodnot pro výšku sněhu. V dalším termínu 20.2 (obr. 53) jsou již na obou mapách dobře patrná místa s většími mocnostmi sněhové pokrývky. Zajímavý je vpád větší výšky sněhu kolem bodu 2 a 3 na Luční hoře na mapě predikovaných hodnot, který však není na mapě originálních hodnot znatelný. Obě mapy v termínu 13.3 (obr. 54) zobrazují jako místa s vyššími mocnostmi sněhu oblast Stříbrného návrší až pod Luční a Studniční horu, tento fakt je však způsoben chybějícími daty z Luční a Studniční hory. V termínu 26.3 (obr. 55) jsou zaznamenány velké mocnosti sněhu na bodech 1, 61 a 50,51 což na mapě originálních hodnot způsobuje velká červená oka, která jsou, ale na mapě predikovaných hodnot již zhlazena a mapa tak poskytuje o rozložení sněhu lepší představu nežli mapa originálních hodnot. Oba dubnové termíny měření sezóny 2010 mají mapky obdobného charakteru. Mapy originálních hodnot mají opět nejen velká červená oka kolem bodů, kde jsou velké mocnosti sněhu, ale i modrá oka v oblastech s již nulovou výškou sněhu, která jsou výraznější v termínu 10.4 (obr. 56). Platí zde opět to, že predikované mapky mnohem lépe zvýrazňují obecné rozložení sněhové pokrývky a vzhledem k vysokým výškám v závětrných oblastech jsou tyto oblasti na predikovaných mapách velmi výrazné, především v posledním termínu měření sezóny 2010 (obr. 57).

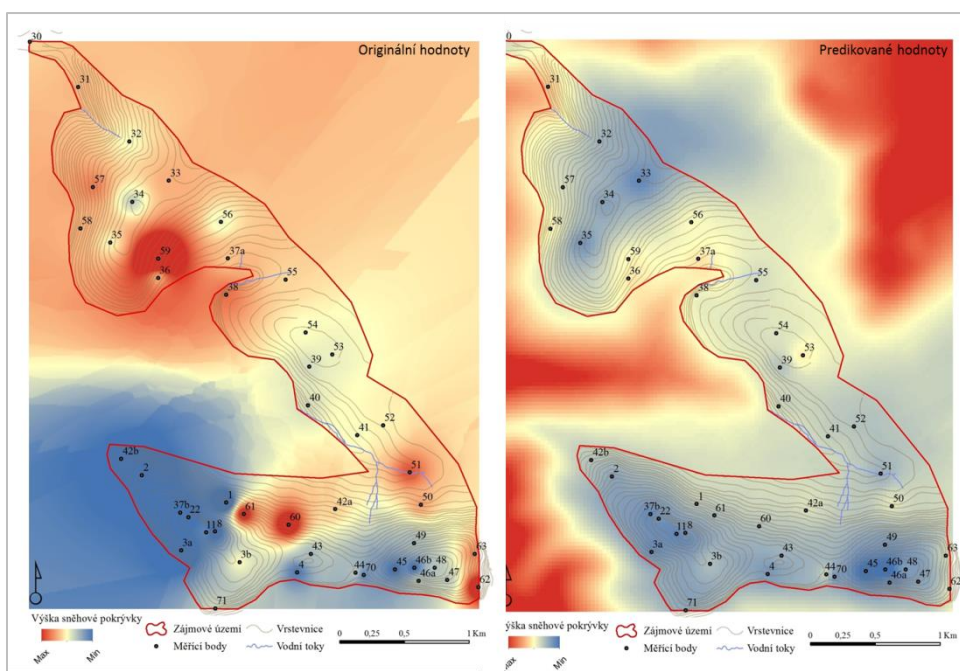
Obr 51. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 18.1 2010

Predikovaná výška sněhu: $0,1238 \cdot 10^{-14} - (0,169 \cdot \text{sklon}) + (0,366 \cdot \text{HLI}) - (0,266 \cdot \text{nadm.výška}) - (0,218 \cdot \text{smrk}) - (0,168 \cdot \text{západnost}); R^2=0,28$



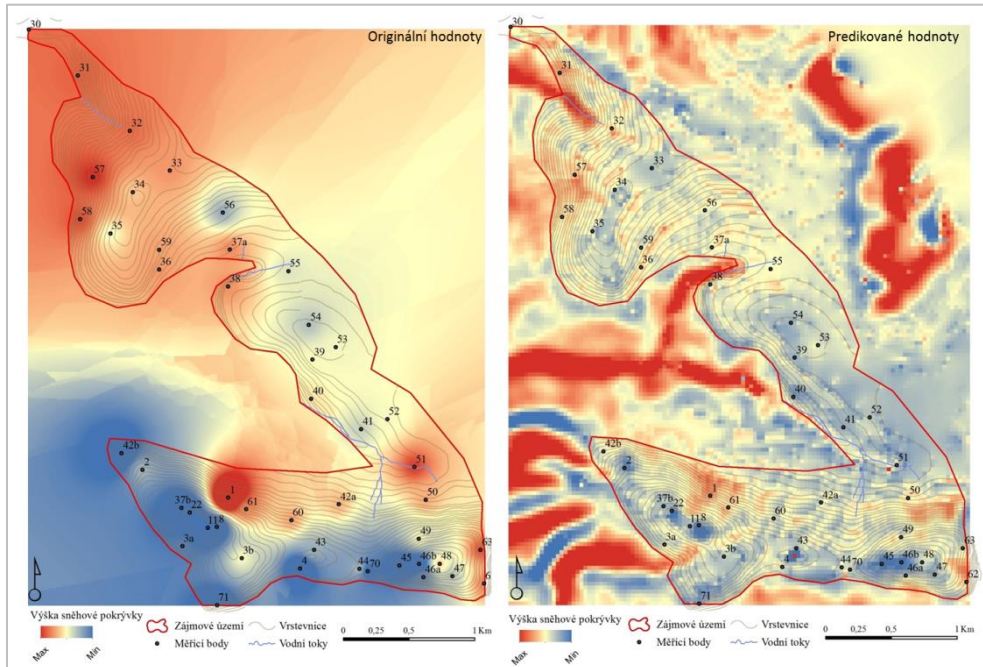
Obr 52. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 8.2 2010

Predikovaná výška sněhu: $0,2118 \cdot 10^{-14} - (0,426 \cdot \text{nadm.výška}) - (0,366 \cdot \text{západnost}) + (0,156 \cdot \text{smrk}); R^2=0,23$



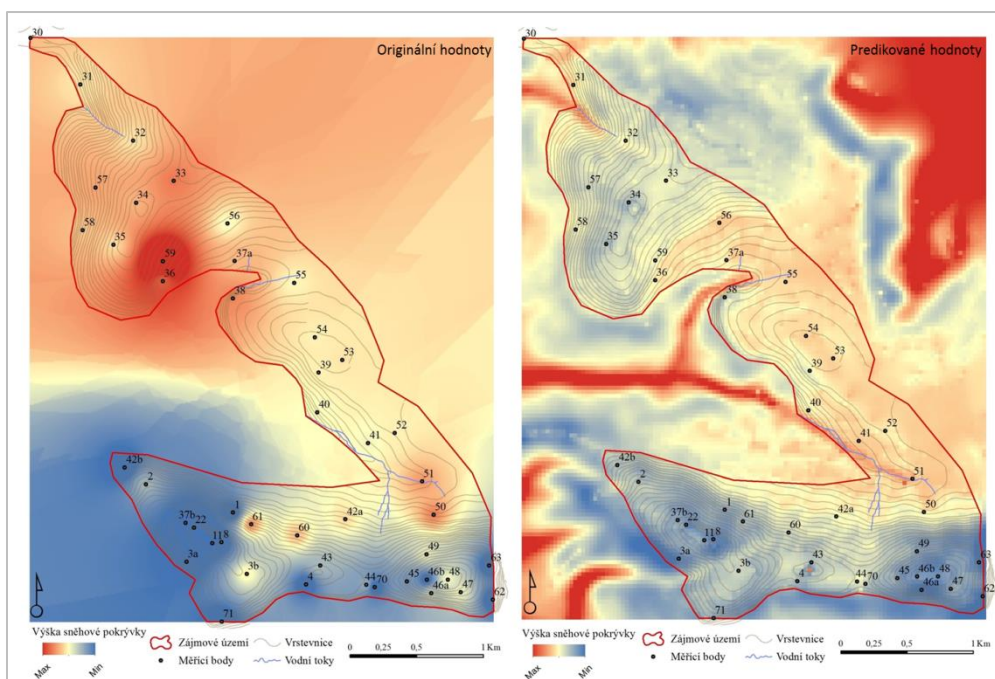
Obr 53. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 20.2 2010

$$\text{Predikovaná výška sněhu: } 0,205 \cdot 10^{-14} - (0,435 \cdot \text{křivost}) + (0,360 \cdot \text{kleč}) + (0,129 \cdot \text{sklon}) - (0,250 \cdot \text{západnost}) + (0,169 \cdot \text{smrk}); R^2=0,3$$



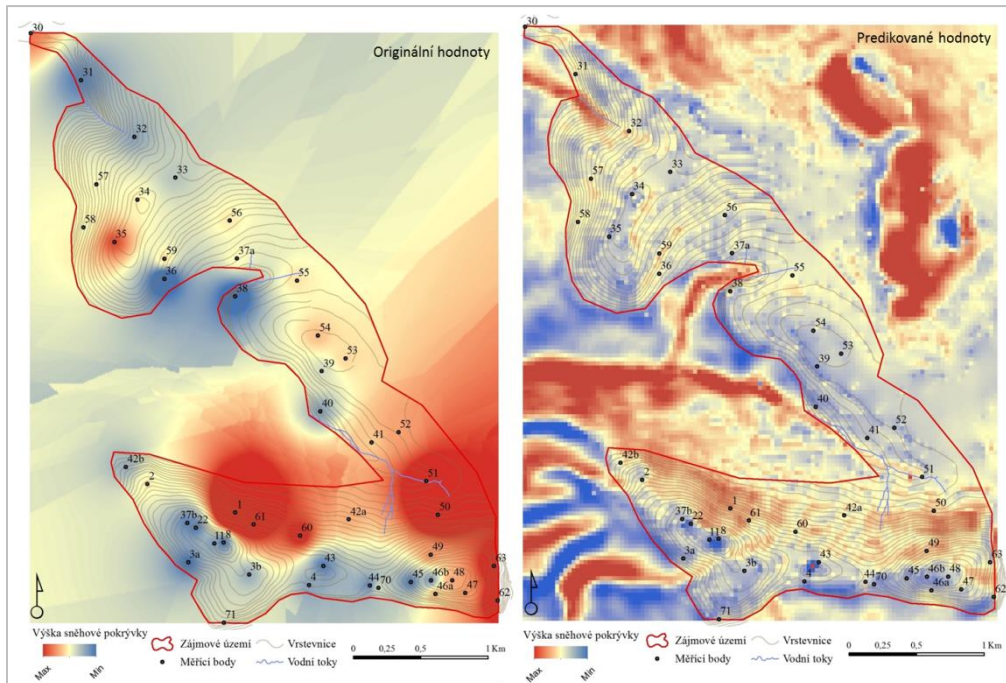
Obr 54. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 13.3 2010

$$\text{Predikovaná výška sněhu: } 0,068 - (0,410 \cdot \text{nadm.výška}) - (0,242 \cdot \text{sklon}) - (0,169 \cdot \text{kleč}) - (0,161 \cdot \text{křivost}); R^2=0,46$$



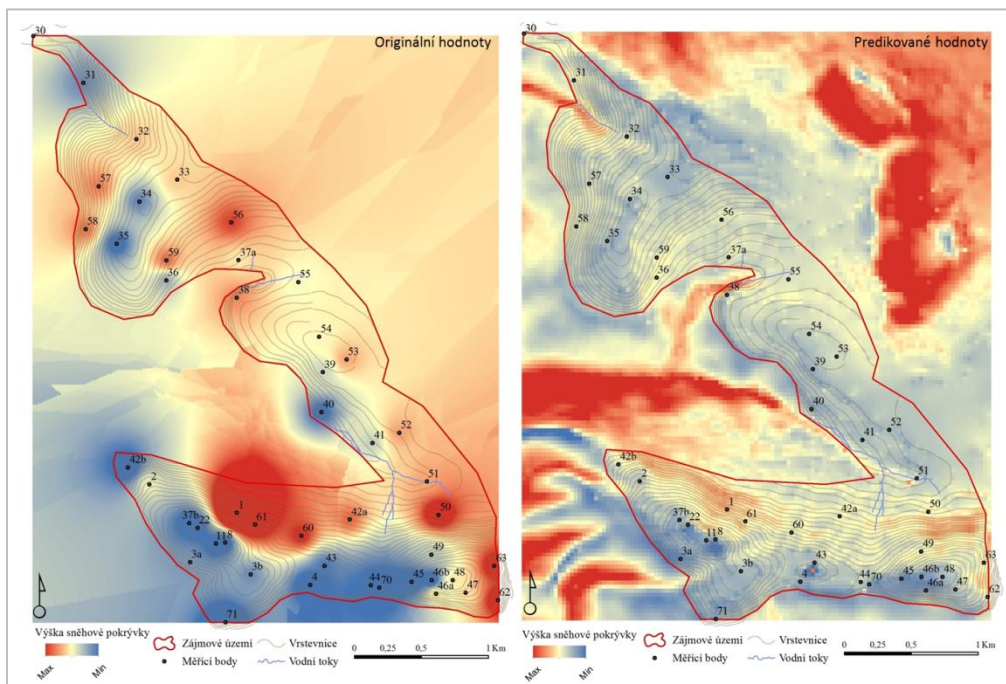
Obr 55. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 26.3 2010

Predikovaná výška sněhu: $-0,595 \cdot 10^{-15} - (0,535 \cdot \text{křivost}) - (0,356 \cdot \text{HLI}) - (0,289 \cdot \text{traviny})$. $R^2=0,34$



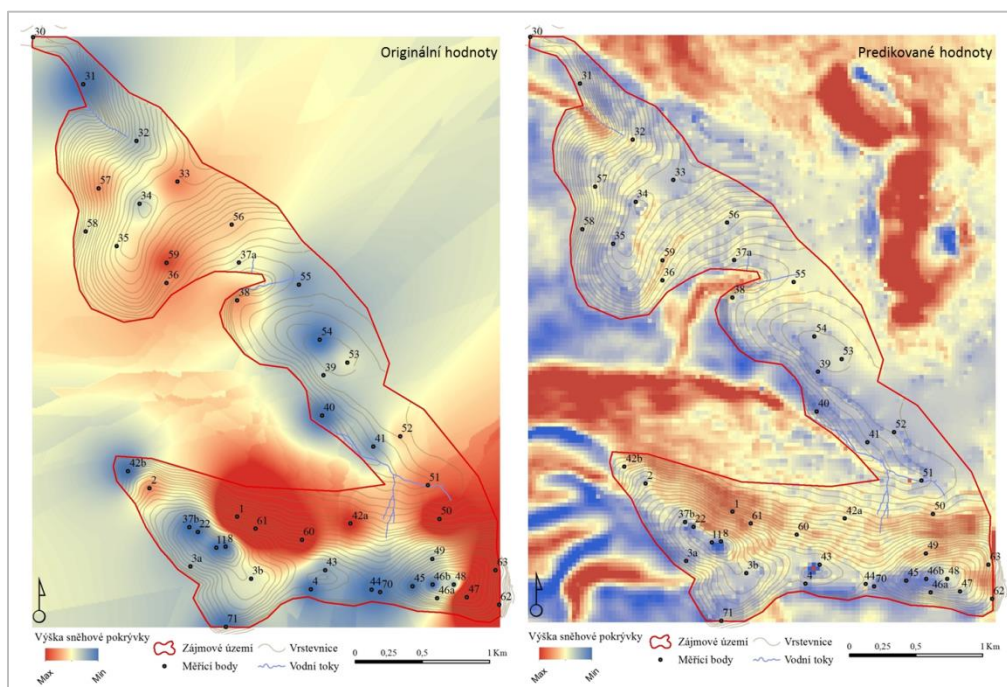
Obr 56. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 10.4 2010

Predikovaná výška sněhu: $0,97 \cdot 10^{-15} - (0,321 \cdot \text{nadm.výška}) - (0,221 \cdot \text{západnost}) - (0,364 \cdot \text{křivost}) - (0,449 \cdot \text{HLI}) - (0,288 \cdot \text{traviny})$; $R^2=0,52$



Obr 57. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 24.4 2010

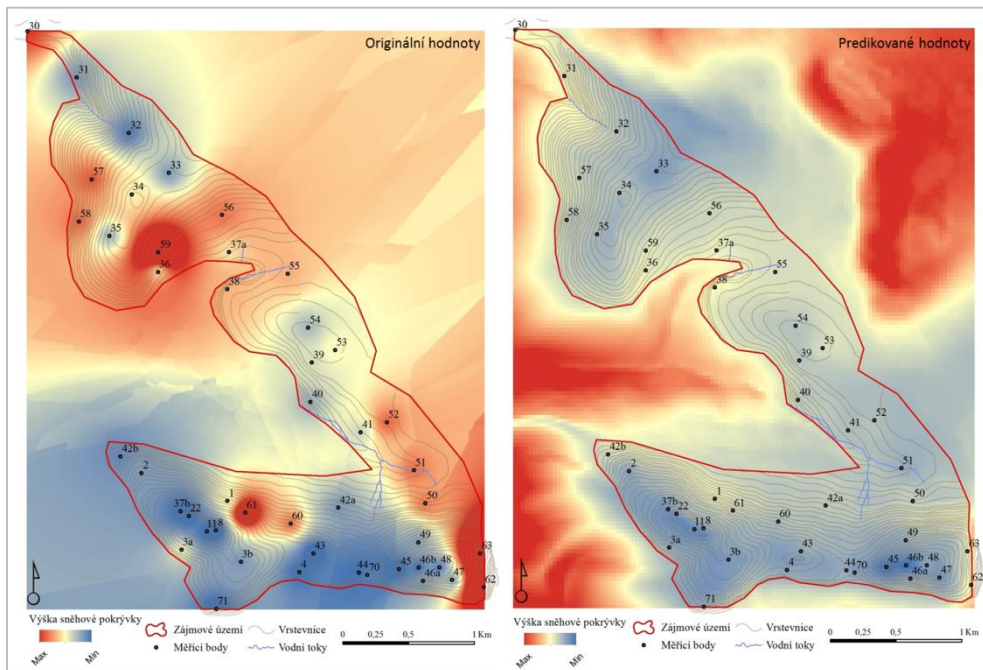
Predikovaná výška sněhu: $-0,203 \cdot 10^{-15} - (0,415 \cdot \text{křivost}) - (0,431 \cdot \text{HLI}) - (0,192 \cdot \text{travniny}) - (0,185 \cdot \text{západnost}) + (0,154 \cdot \text{kleč})$; $R^2=0,43$



První termín měření v sezóně 2011 ukazuje na originálních hodnotách už velké mocnosti sněhu v akumulčních oblastech, které však nejsou na mapě predikovaných hodnot nijak výrazně viditelné (obr. 58). Mapa predikovaných hodnot celkově neukazuje viditelné rozdíly v rozložení sněhové pokrývky. Druhý lednový termín v sezóně 2011 (obr. 59) vykazuje obdobné znaky jako termín 9.1. Na mapě originálních hodnot jsou velmi výrazně vidět rozdíly mezi výškami sněhu na jednotlivých bodech, které na mapě predikovaných hodnot jsou opět sotva viditelné. V termínu 10.2 (obr. 60) jsou již na mapě predikovaných hodnot místa s vyššími mocnostmi sněhu lépe patrné a výrazněji jsou i znázorněna minima na Luční a Studniční hoře a na Čertově návrší. Na mapě originálních jsou velmi zvýrazněná místa s vyššími či maximálními mocnostmi sněhu. Stejně tomu je u mapy originálních hodnot i v termínu 25.2 (obr. 61). Mapa predikovaných hodnot velmi dobře znázorňuje rozložení sněhové pokrývky, čili dobře vymezuje místa s vyššími a nižšími mocnostmi sněhu. Tento fakt potvrzuje i determinační koeficient, který u termínu 25.2 dosahuje hodnoty 59% variability dat. S dalšími termíny již hodnota determinačního koeficientu klesá. To se odráží i na mapách predikovaných hodnot, kde jsou oblasti s výraznějšími mocnostmi sněhu, jak minimálními tak maximálními, méně výrazná. Na rozdíl od toho jak v termínu 13.3 (obr. 62) tak v termínu 26.3 (obr. 63) je na mapách originálních hodnot výška sněhu velmi dobře rozlišitelná tzv. oky kolem měřících bodů v místech s maximálními i minimálními mocnostmi sněhu.

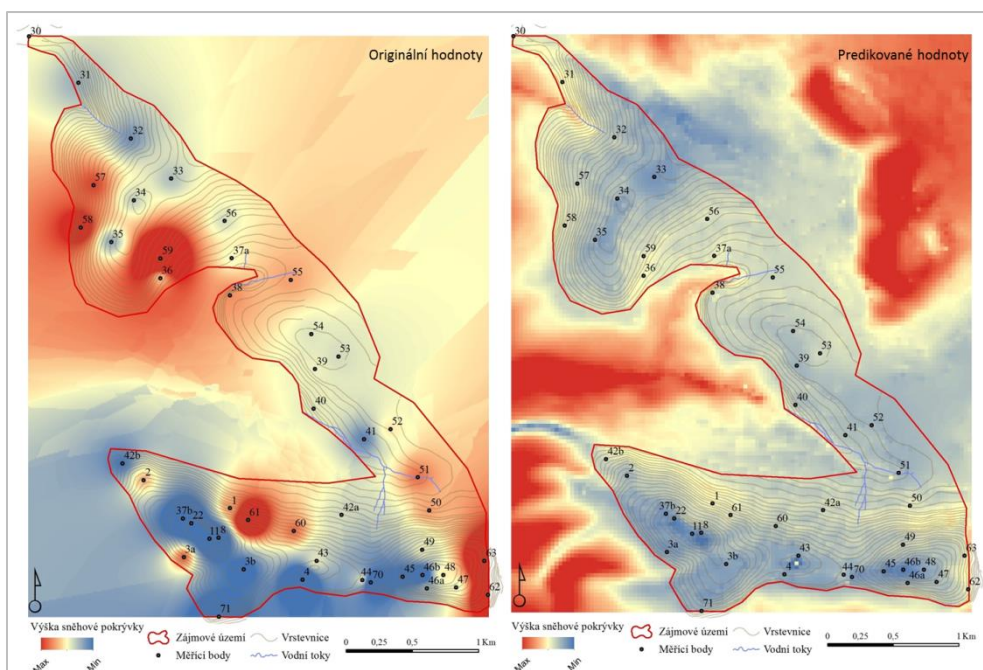
Obr 58. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 9.1 2011

$$\text{Predikovaná výška sněhu: } 0,341 \cdot 10^{-14} - (0,665 \cdot \text{nadm.výška}) - (0,141 \cdot \text{HLI}) + (0,264 \cdot \text{kleč}) - (0,350 \cdot \text{západnost}) + (0,148 \cdot \text{sklon}); R^2=0,54$$



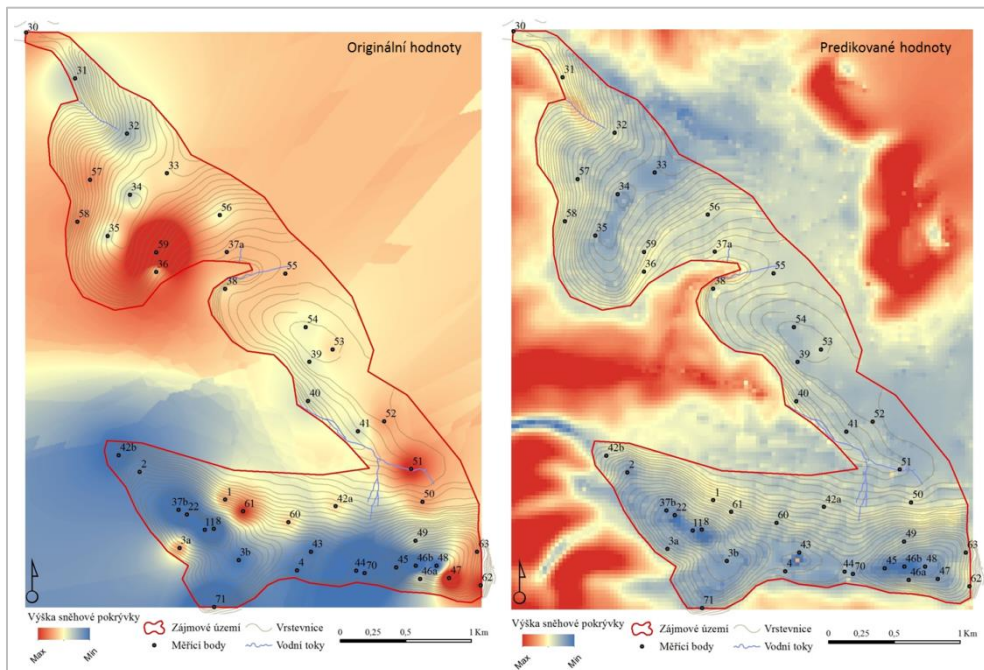
Obr 59. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 23.1 2011

$$\text{Predikovaná výška sněhu: } 0,397 \cdot 10^{-14} - (0,543 \cdot \text{nadm.výška}) - (0,147 \cdot \text{HLI}) - (0,361 \cdot \text{západnost}) - (0,284 \cdot \text{travniny}) - (0,231 \cdot \text{křivost}) + (0,149 \cdot \text{sklon}); R^2=0,48$$



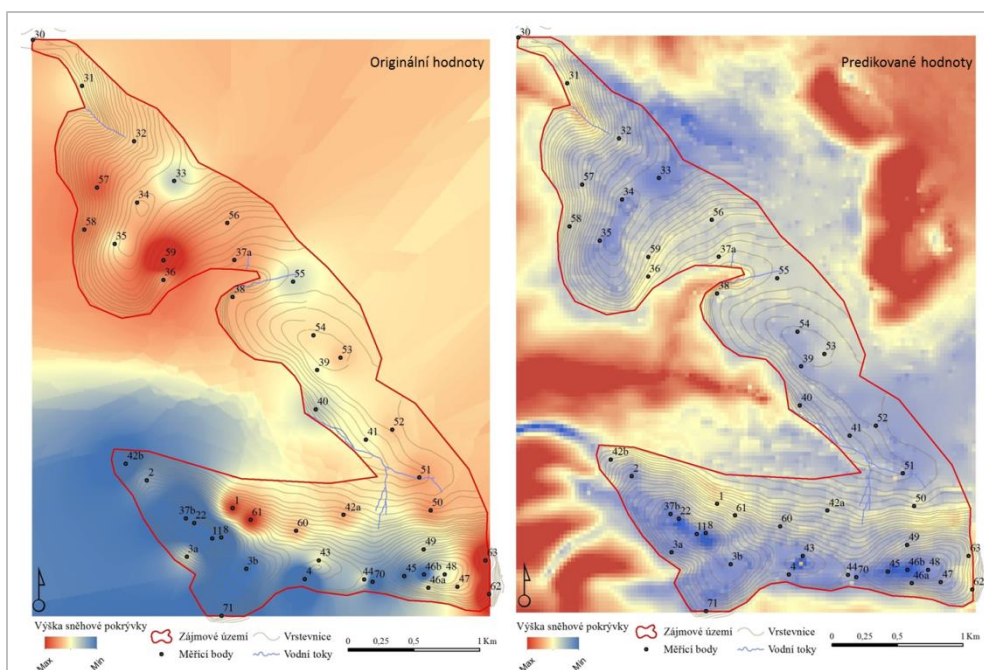
Obr 60. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 10.2 2011

$$\text{Predikovaná výška sněhu: } 0,247 \cdot 10^{-14} - (0,439 \cdot \text{nadm.výška}) - (0,331 \cdot \text{západnost}) + (0,248 \cdot \text{sklon}) - (0,302 \cdot \text{křivost}) + (0,209 \cdot \text{kleč}); R^2=0,45$$



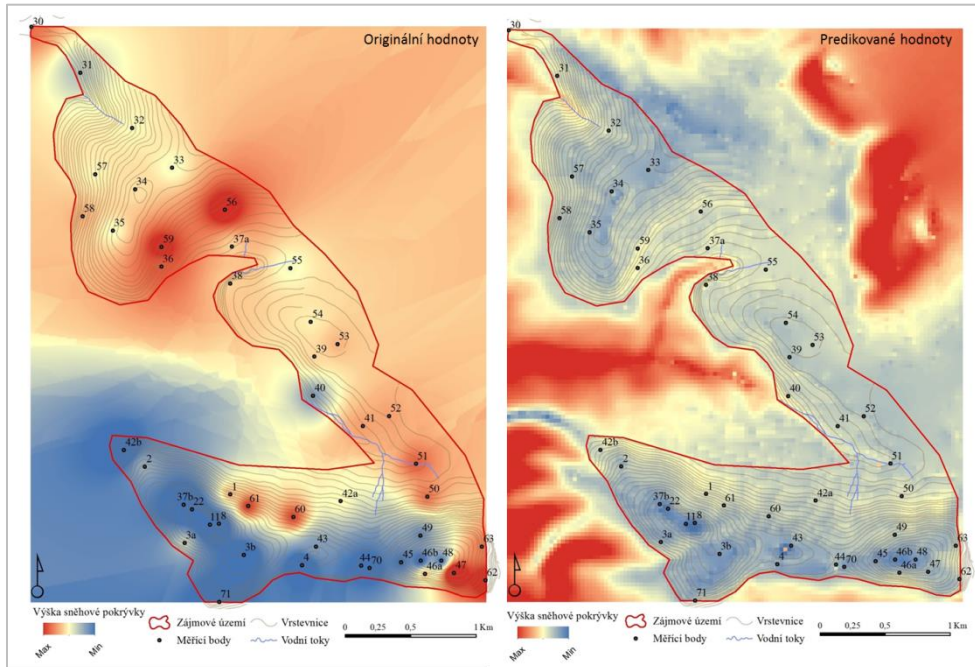
Obr 61. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 25.2 2011

$$\text{Predikovaná výška sněhu: } 0,239 \cdot 10^{-14} - (0,496 \cdot \text{nadm.výška}) - (0,138 \cdot \text{HLI}) - (0,412 \cdot \text{západnost}) - (0,181 \cdot \text{traviny}) - (0,334 \cdot \text{křivost}) + (0,189 \cdot \text{sklon}) + (0,158 \cdot \text{kleč}); R^2=0,59$$



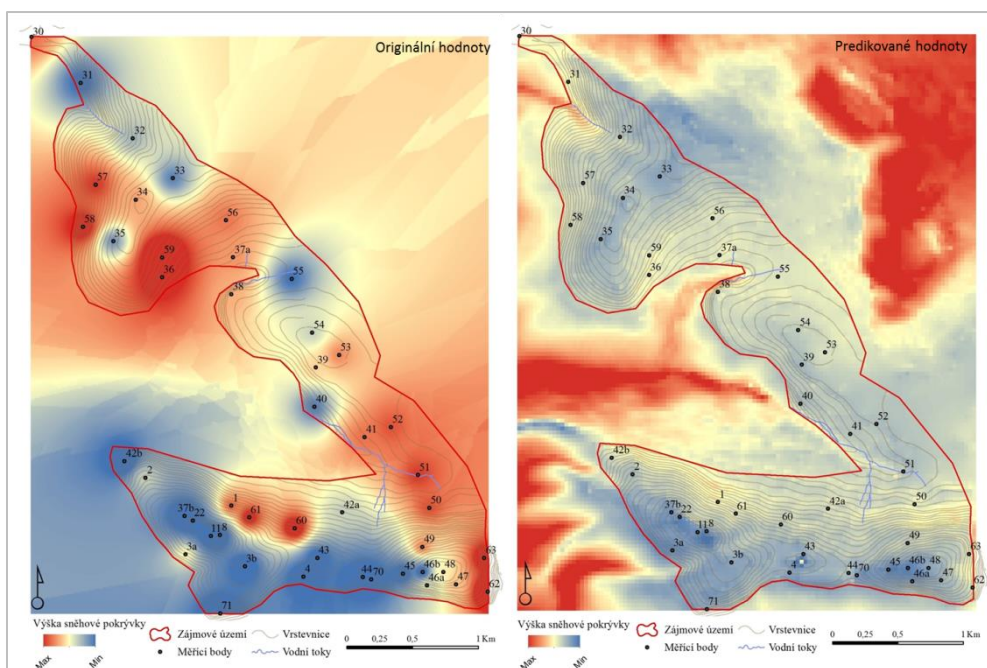
Obr 62. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 13.3 2011

Predikovaná výška sněhu: $0,259 \cdot 10^{-14} - (0,611 \cdot \text{nadm.výška}) - (0,026 \cdot \text{HLI}) - (0,354 \cdot \text{křivost}) - (0,276 \cdot \text{traviny}) - (0,219 \cdot \text{západnost}) + (0,211 \cdot \text{sklon}) - (0,272 \cdot \text{smrk}); R^2=0,43$



Obr 63. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu měření 24.3 2011

Predikovaná výška sněhu: $0,233 \cdot 10^{-14} - (0,517 \cdot \text{nadm.výška}) - (0,243 \cdot \text{HLI}) - (0,245 \cdot \text{západnost}) - (0,245 \cdot \text{traviny}) - (0,190 \cdot \text{křivost}); R^2=0,39$



7 Diskuze

Stěžejním úkolem předkládané práce bylo terénní měření výšky sněhu a nalezení proměnných mající vliv na distribuci sněhové pokrývky. Výška sněhu byla měřena během zimy 2010 a 2011. Jedním z hlavních kroků ke správnému zhodnocení prostorové variability sněhové pokrývky je rozmístění a počet měřících bodů. Body byly tedy rozmístěny tak, aby se maximálně během dvou dnů zvládlo jejich zaměření a zamezilo se tak rozdílům ve výšce sněhové pokrývky pro daný termín měření. Dalším limitujícím faktorem pro rozmístění bodů byly polohy lavinových drah. Vzhledem k tomu, že bylo takovéto rozsáhlé měření výšky sněhu ve východních Krkonoších realizováno poprvé, byla z důvodů zkvalitnění měrné sítě data postupně přidávána. Z toho důvodu, pro některé body na začátku sezony 2010 není výška sněhu naměřena. Co se týče získání nezávislých proměnných, většina byla odvozena z digitálního modelu reliéfu s rozlišením pixelu 30 m, vytvořeného z vrstevnic o kroku 5 m. Během statistického zpracování byly všechny termíny měření výšky otestovány na normalitu dat a transformovány. Nezávislé proměnné vstupující do regresního modelu i výška sněhu byly standardizovány, aby nebyl ovlivněn průběh regrese. Získaná regresní rovnice byla otestována na naměřených datech a použita pro vytvoření mapy sněhové pokrývky. Získané regresní rovnice tvoří jednoduchý statistický nástroj, kterým lze odhadnout relativní rozložení sněhové pokrývky.

Mocnost a rozložení sněhové pokrývky je ve vrcholové části východních Krkonoš závislé na morfologii terénu a především na větrném proudění (JENÍK, 1961, ŠTURSA, 1973, VACEK, 1983, SPUSTA ET AL. 2003, JANÁSKOVÁ, 2006). Tento fakt byl potvrzen i terénním měřením. Na návětrných stranách a především na vrcholových deflačních plošinách dochází k odnosu sněhu a jeho transportu do závětrných lokalit (JENÍK, 1961, SÝKORA ET AL. 1973, SOUKUPOVÁ ET AL. 1995, JANÁSKOVÁ 2006, UXA 2011). Nejvíce sněhu je ukládáno v již zmíněných závětrných polohách (např. lokality měřících bodů 57, 58, 59, 1, 62, 63), kde se hromadí až tří metrová sněhová pokrývka. Není pak výjimkou, že i v pozdních jarních měsících se na závětrných lokalitách drží i dvoumetrová sněhová pokrývka nebo naopak začátkem zimních měsíců jsou některé oblasti bez sněhové pokrývky. Získané výsledky dále ukazují na dvě místa (bod 59 na Stříbrné stráni a bod 1 na svahu Luční hory), kde dochází po obě měrné sezóny k nejvyšším mocnostem sněhové pokrývky. Velké mocnosti sněhu na Stříbrné stráni i na severním a východním svahu Luční hory ve své práci prezentuje i ŠEBESTA, (1978). Největším rozdílem v maximálních mocnostech sněhu mezi

sezónami je jejich časové rozmístění. Zatímco v roce 2010 bylo maxim dosaženo spíše v jarních měsících (březen a duben), v r. 2011 to bylo ihned na začátku měrné sezóny. To může být způsobeno jednak chybějícími daty právě pro začátek sezóny 2010 na bodě 1 nebo rozdílným chodem počasí. Podle dat NCDC ze stanice Sněžka (tato stanice byla použita z důvodů volného přístupu k datům a dále největší blízkosti k zájmovému území, a to jak vzdáleností, tak nadmořskou výškou) byl nástup zimy 2009/2010 velmi pozvolný a srážkově chudý, což i způsobilo, že se začalo měřit až v polovině ledna. Velký výkyv v měření byl zaznamenán na konci března, kdy po zvýšení teplot došlo k ochlazení a výrazným srážkovým úhrnům a bylo tedy možné uskutečnit ještě i další dvě měření v měsíci dubnu. U sezóny 2011 byl zaznamenán opačný trend, kdy přelom roku byl srážkově vydatný, a od února již nedocházelo k výraznějším srážkovým úhrnům. Tato tvrzení jsou v souladu s prací UXY, 2011, který prováděl měření ve stejné lokalitě ve stejném časovém úseku.

COUFAL A ŠEBEK (1969) uvádějí, že v Krkonoších obecně dosahuje sněhová pokrývka maxima v březnu před začátkem všeobecného tání. Tento poznatek potvrzuje JANÁSKOVÁ (2006) v měření z r. 2004, což se shoduje i s naměřenou sezónou 2009/2010, ale v sezóně 2011 došlo k naměření maxima již v únoru, což je v souladu s prací TRYZNY (2011) a UXY (2011). Zima 2004/2005 (JANÁSKOVÁ, 2006) byla z hlediska sněhových podmínek vydatná obdobně jako zima 2009/2010, zatímco v zimě 2010/2011 docházelo vlivem opakovaných výrazných oteplení a vydatných dešťových srážek k malému přírůstku a následnému rychlému tání sněhové pokrývky.

Minimální hodnoty výšky sněhu jsou zaznamenány shodně pro obě zimy na vrcholu Luční hory a především na bodě 8. Body s naměřeným minimem sněhové pokrývky odpovídají deflačním oblastem na exponovaných částech zájmového území (JENÍK, 1961, SÝKORA ET AL. 1973, SOUKUPOVÁ ET AL. 1995, JANÁSKOVÁ 2006, UXA 2011). Z provedených měření tedy vyplývá, že čím je více sněhu (více srážkových úhrnů) tím více rostou i maximální hodnoty pro výšku sněhu, zatímco na exponovaných místech je výška sněhu více méně nezávislá na přísunu sněhu a po celou zimu se výška sněhu pohybuje okolo 20 - 30 cm, výjimečně stoupne nad 40 cm. Tento fakt potvrzuje ve své práci i JANÁSKOVÁ (2006). Trend průměrných a minimálních hodnot výšky sněhu ukazuje obdobný průběh pro obě sezóny, avšak v maximálních hodnotách se vyskytují výrazné rozdíly. Hodnoty maximální výšky sněhu kopírují trend srážkových poměrů. Z provedených měření tedy vyplývá, že zatímco v roce 2010 byl pozvolný nárůst hodnot výšky sněhu s maximy až v jarních měsících, v roce 2011 bylo maximálních hodnot dosaženo ihned na začátku roku

a poté již hodnoty postupně klesaly. Jak již zmíněno výše tyto rozdíly v jednotlivých sezónách jsou odrazem srážkových poměrů a teplot., které v danou dobu panovaly.

Dalším důležitým krokem bylo statistické zpracování dat, na jehož základě byly vytvořeny mapy pro rozložení sněhové pokrývky. Vzhledem k tomu, že byla regresní analýza otestována na všech termínech měření, jako průkazná shledávám ji vhodnou jak pro tuto práci, tak popř. i pro využití v dalších odborných pracích. Již na základě deskriptivní statistiky byly z modelu vyřazeny nezávislé proměnné procentuální zastoupení sutí v 30m obalové zóně kolem měřicího bodu a deflační index, který byl jako nezávislá proměnná stanoven na základě práce TREMLA (2010). Ovšem vzhledem k velké korelaci se západností ($p = 0,92$) byl z modelu vyřazen. Největší vysvětlující sílu má proměnná nadmořská výška, která se uplatnila celkem v 13 ze 17 případů. V sezóně 2011 se tato proměnná dokonce ukázala průkaznou pro všechny termíny měření. Fakt, že nadmořská výška má hlavní podíl na rozložení sněhové pokrývky se shoduje např. s pracemi LISTON A STURM (1998), GEDDES (2005), JANÁSKOVÁ (2006) DEWALLE A RANGO (2008), HRIBIK A SKVARENINA (2008). Předkládaná práce potvrzuje i závěry HRIBIK A SKVARENINY, (2008), že nadmořská výška ovlivňuje mocnosti sněhu negativně, tj. s rostoucí nadmořskou výškou klesá výška sněhu. Tento fakt je způsoben absencí lesního porostu. Oblasti jsou tak vystaveny většímu vlivu větrného proudění a dochází k přenosu sněhových částic větrem (LISTON A STURM 1998, SINGH A SINGH, 2001, WINSTRAL ET AL. 2002, JANÁSKOVÁ 2006, HRIBIK A SKVARENINA 2008). Mezi další důležité proměnné mající vliv na rozložení sněhové pokrývky mají křivost, heat-load index a západnost. V sezóně 2010 měly největší vliv společně křivost a heat-load index, v sezóně 2011 to byla již zmiňovaná nadmořská výška společně se západností. Tyto čtyři proměnné byly doplněny v největší míře procentuálním zastoupením travino-bylinné vegetace v 30m obalové zóně kolem měřicího bodu a dále i sklonitostí a procentuálním zastoupením kleče v 30m obalové zóně kolem měřicího bodu. Mnoho autorů uvádí důležitost vlivu sklonu na sněhovou pokrývku (VRBA, 1964, LISTON A STURM, 1998, JONES ET AL, 2001, HARČARIK, 2002, KÖRNER, 2003, HRIBÍK A ŠKVARENINA, 2006). Ten ovšem byl vyhodnocen spíše jako doplňující faktor pro ostatní proměnné ovlivňující rozložení sněhové pokrývky, to připisují ne moc výrazným rozdílům ve sklonitosti v zájmovém území. Vyhodnocené vysvětlující proměnné se shodují s pracemi VRBA (1964), LISTON A STURM (1998), GEDDES (2005), POBRŤÍSLOVÁ A KULASOVÁ (2009), TREML (2010), MARGOLD ET AL. (2011), kde jsou mezi nejvýznamnější faktory ovlivňující prostorové rozložení sněhové pokrývky taktéž řazeny nadmořská výška, expozice

svahu, heat-load index či vegetační pokrytí. Vysvětlující proměnné, které nebyly na základě regresní analýzy v žádném termínu vybrány, jako vysvětlující pro distribuci sněhové pokrývky jsou index potenciální sněhové akumulace (MARGOLD ET AL, 2011) a procentuální zastoupení smrku v 30m obalové zóně kolem měřícího bodu.

Mapy rozložení sněhové pokrývky pro originální i predikované hodnoty výšky sněhu shodně ukazují místa s akumulací sněhové pokrývky a deflační oblasti. V některých termínech jsou však méně výrazné oblasti s vyššími mocnostmi. V termínu 9.1 2011 dokonce nejsou rozdíly mezi oblastmi vůbec patrné, zajímavé však je, že determinační koeficient pro originální a predikované hodnoty výšky sněhu dosahuje 54% variability dat, což je druhý nejlepší výsledek. V tomto termínu se uplatňovaly jen dvě vysvětlující proměnné a to nadmořská výška a západnost. Další dva termíny, které vycházely na základě determinačního koeficientu jako nejlépe vysvětlující termíny (termín 10.4 2010 a 25.2 2011), měly shodně i s termínem 9.1 2011 zaznamenané vysvětlující proměnné jen nadmořskou výšku. Obecně lze říci, že determinační koeficient jak R^2 , tak $R^2_{or_pr}$ dosahuje vyšších hodnot v případech vyšších mocností sněhové pokrývky – termíny měření 10.4 a 24.4 v sezóně 2010 a 9.1 a 25.2 v sezóně 2011. Tento fakt je potvrzen i vysokými hodnotami determinačního koeficientu R^2 a $R^2_{or_pr}$ pro maximální a průměrné hodnoty výšky sněhu. U všech map pro predikované hodnoty výšky sněhu můžeme shodně říci, že oblasti s nižšími či minimálními hodnotami výšky sněhu jsou výraznější a lépe patrné. Rozdíly v rozložení sněhové pokrývky jsou velmi výrazně odlišeny u modelu pro maximální hodnoty v r. 2010 a v termínech v sezóně 2010 20.2, 26.3, 10.4, 24.4, kdy se uplatňovaly vysvětlující proměnné křivost a heat-load index i v kombinaci s nadmořskou výškou.

Z uvedených výsledků vyplývá, že předkládaná práce potvrzuje výsledky předešlých prací věnovaných výzkumu rozložení sněhové pokrývky ve východních Krkonoších i obecným zákonitostem o rozložení sněhové pokrývky. Zároveň však poukazuje na řadu nejistot a možností dalšího výzkumu v této problematice. Co se týče terénního měření, dvouleté období sice není pro zachycení obecných zákonitostí rozložení sněhu dostatečně dlouhé, základní znaky charakterizující zájmové území však vystihuje. Doporučila bych zde při pokračujícím měření kromě výšky sněhu zaznamenávat i meteorologické údaje pro ověření vlivu větrného proudění a sněhových srážek na distribuci sněhové pokrývky. Při vlastním měření výšky sněhu v terénu, které bylo uskutečněno pomocí skládacích kovových sněhoměrných tyčí, je zanesen subjektivní odhad vzhledem k neschopnosti rozeznat zledovatělý sníh ukrytý pod sněhovou pokrývkou od zemského povrchu, popř. hranici mezi

podmáčeným povrchem a sněhovou pokrývkou. U stanovení vysvětlujících proměnných by bylo dobré věnovat více pozornosti zvolení rozlišení digitálního modelu reliéfu, od kterého se odvozovaly další proměnné, aby docházelo k menším zkreslením a nepřesnostem. V této práci bylo zvoleno rozlišení shodné s prací MARGOLDA ET AL. (2011) 30 m. Pro vytvoření map rozložení sněhové pokrývky z originálních hodnot byla použita metoda interpolace IDW (Inverse Distance Weigting). Problémem je však tvorba výrazných „očí“ kolem měřících bodů s výraznými maximy či minimy ve výšce sněhu. Určitě by bylo dobré se této problematice více věnovat samostatně jako dalšímu předmětu výzkumu a pokusit se nalézt vhodnější nástroj, popř. kombinaci nástrojů pro toto zobrazení. Na začátku práce byl také předpoklad, že v klečovém porostu vydrží sněhová pokrývka déle než na obdobných místech bez klečového porostu (LISTON A STURM 1998, HARČARIK 2002), avšak měřením nebyl tento fakt potvrzen. Problematické měření výšky sněhu v klečovém porostu potvrzuje i JANÁSKOVÁ (2006). Ta ve své práci uvádí, že klečový porost zřejmě nezabraňuje v teplotním odtávání sněhu, ale spíše při sněžení a současném větru působí jako překážka, kde je přefoukaný sníh zadržován a kde se akumuluje. Dále JANÁSKOVÁ (2006) v souvislosti s tím uvádí, že klečový porost zamezuje či znesnadňuje druhotný odnos sněhu, což potvrzuje i práce HRIBIKA A ŠKVARENINY (2006).

8 Závěr

V zájmovém území východních Krkonoš bylo provedeno terénní měření celkem na 47 bodech v sedmi termínech v r. 2010 a šesti termínech v r. 2011 s odstupem dvou až tří týdnů. Následně byly stanoveny proměnné mající vztah k výšce sněhu, které vstupovaly do regresního modelu. Na základě regresní analýzy byly stanoveny regresní rovnice sloužící k vytvoření map distribuce sněhové pokrývky.

Z měření výšky sněhové pokrývky a vytvořených map vyplývá, že k nejintenzivnější deflaci dochází v nejvyšších bodech zájmového území (lokalita Luční a Studniční hory), právě nadmořská výška nejvíce ovlivňuje distribuci sněhové pokrývky. Byl i ověřen fakt, že v bezlesých oblastech je vztah mezi nadmořskou výškou a výškou sněhu negativní (HRIBIK A SKVARENINA, 2008). Výška sněhové pokrývky je nejnižší a má i nejkratší dobu trvání v exponovaných částech zájmového území. To se projevuje na již zmíněných vrcholech Luční a Studniční hory. Rozložení maxim a minim během terénních měření byla dosažena na stejných místech, stejně jako při tvorbě map rozložení sněhové pokrývky na predikovaných datech.

Jako vysvětlující proměnné ovlivňující rozložení sněhové pokrývky byly vyhodnoceny nadmořská výška, křivost, heat-load index, západnost a procentuální zastoupení travino-bylinné vegetace. V nejvíce případech se uplatňovala nadmořská výška, která má na výšku sněhu negativní vliv, stejně tak jako většina vyhodnocených proměnných. V sezóně 2010 byly nejčastěji vyhodnoceny jako vysvětlující proměnné křivost a heat-load index a v r. 2011 to byly nadmořská výška a západnost. Výsledný regresní model vysvětluje podle koeficientu determinace R^2 přibližně 50% variability dat. Nejmenších hodnot nabýval koeficient determinace R^2 v prvních termínech sezóny 2010 18.1 a 8.2, kde chybí část naměřených dat. Naopak nejlépe vysvětlující termíny jsou termín 9.1 a 25.2 v sezóně 2011 a termín 10.4 v sezóně 2011. I modely z maximálních a průměrných hodnot výšky sněhu pro obě měřicí sezóny vysvětlují přes 50% variability dat.

9 Literatura

- ANDĚL, J. 1998. Statistické metody. Praha: MATFYZPRESS – vydavatelství Matematicko-fyzikální fakulty Univerzity Karlovy. 2. Vyd. 278 s. ISBN 80-85863-27-8
- BALÁKOVÁ, H. 2007. Geneze blokových akumulací a jejich vztah k vývoji reliéfu povodí Bílého Labe. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 108 s.
- BEITLEROVÁ, H. 2012. Aplikace degree-day modelu akumulace a tání sněhu v povodí ptačího potoka. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 111 s.
- BERNHARDT, M. ET AL. 2010. High resolution modelling of snow transport in complex terrain using downscaled MM5 wind fields. *The Cryosphere* 4. Str. 99-113
- BLAHŮT, J. 2008: Mapa náchylnosti terénu Krkonoš ke vzniku lavin vytvořená pomocí nástrojů GIS a statisticko-pravděpodobnostních metod. *Opera Corcontica* 45: 35–44.
- COUFAL, L., ŠEBEK, O. (1969): Klimatické poměry Krkonoš. In: FANTA, J. et al. (1969). *Příroda Krkonošského národního parku*. SZN, Praha
- DEWALLE, D. R, RANGO, A. 2008. Principles of snow hydrology. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 410 s. ISBN 978-0-521-82362-3.
- DVOŘÁK I. J., KOCIÁNOVÁ M., HEJCMAN M., TREML V. & VANĚK J. 2004: Vztah mezi geo- a biodiversitou na příkladu sněhového pole „Mapa republiky“ v Modrém dole. *Opera Corcontica*, 41: str. 100–110.
- ENGEL, Z., 2007. Late Pleistocene glaciations in the Krkonoše Mountains. In: Goudie A. S. and Kalvoda J. (Eds.), *Geomorphological Variations*. Nakladatelství P3K, Praha, 269-286.
- ENGEL, Z., JAKOVSKÁ, V., KRŽÍZEK, M., TREML, V. 2007a. Doklady vývoje Labského dolu v pozdním glaciálu a holocénu. In: Štursa J. & Knapik R. (eds), *Geoekologické problémy Krkonoš*. Sborn. Mez. Věd. Konf., říjen 2006, Svoboda n. Úpou. *Opera Corcontica*, 44/1: 89–93.
- FLIEGL, O. 2009. Vliv fyzicko-geografických faktorů na vývoj sněhové pokrývky: případová studie povodí horní Otavy. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 80s.
- GEDDES, CH.A. BROWN, D.G., FAGRE, D.B. 2005. Topography and Vegetation as predictors of snow water equivalent across the alpine treeline ecotone at Lee ridge, Glacier national park Montana, USA. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. Vol. 37. No. 2, str. 197-205.

- HARČARIK, J. 2002. Microclimatic relationships of the arctic-alpine tundra. Praha: Opera Corcontica 39.45-68 s.
- HASA, M. 2012. Modelování odtokových procesů v experimentálním povodí Bystřice v Krušných horách. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 99s.
- HEJCMAN, M. ET AL. 2006. Snow depth and vegetation pattern in a late-melting snowbed analyzed by GPS and GIS in the Giant Mountains, Czech republic. Arctic, Antarctic and Alpine research. Vol. 38. no. 1. Str. 90-98.
- HENDL, J. 2004. Přehled statistických metod a zpracování dat. Praha: Portál. Vyd. 1. 584 s. ISBN 80-7178-820-1
- HIEMSTRA, CH. A., LISTON, G. E., REINERS, W. A. 2006, Observing, modelling, and validating snow redistribution by wind in a Wyoming upper treeline landscape. Ecological modelling 197. Str. 35-51
- HINTNAUS, I. 2011. Vliv sněhové pokrývky na odtok vody z povodí v zalesněném a nezalesněném prostředí. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 143 s.
- HONSOVÁ, D. 2007. Sněhová pokrývka. Příroda.cz. [citováno 7.5. 2012]. Dostupné online: <<http://www.priroda.cz/clanky.php?detail=1019>>
- HRIBIK, M. ŠKVARENINA, J. 2006. Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v biosférickej rezervácii Poľana, v zimách 2003/04, 2004/05. Sborník ze semináře, 11. stretnutie snehárov. Str. 30-40.
- HRUŠKOVÁ, K. 2006. Modelování odtoku z tajícího sněhu v povodí horního Hronu. Brno: Přírodovědecká fakulta Masarykova Univerzita. 106 s.
- CHALOUPSKÝ, J a kol. 1989. Geologie Krkonoš a Jizerských hor. 1. Vyd. Praha: Academia. 288 s.
- JANÁSKOVÁ. B. 2005. Vliv sněhových poměrů na rozmístění a aktivitu periglaciálních tvarů ve východních Krkonoších. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 96 s.
- JANÁSKOVÁ, B. 2006. Ukládání a odbourávání sněhu ve vrcholové oblasti východních Krkonoš. Praha: Opera Corcontica 43. Str. 57 – 80.
- JELÍNEK, J. 2008. Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky v hydrologických letech 2007 a 2008. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, 85 s.

JENÍČEK, M. 2009. Modelování průběhu extrémních povodí v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 141 s.

JENÍČEK, M. TAUFMANNOVÁ, A. 2010. Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu – výběr z výsledků Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK v letech 2009 a 2010. XV. Mezinárodní stretnutie snehárov, Kouty nad Desnou, Hrubý Jeseník str. 43 – 50.

JENÍK, J. 1961. Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku. Praha: Nakladatelství Československé Akademie věd. 1. Vyd. 412 s.

JONES, H. G., POMEROY, J. W., WALKER, D. A., HOHAM. R. W. 2001. Snow ecology: an interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems. Cambridge: Cambridge University Press. 378 s. ISBN 978-0-521-18889-0.

KAŠPÁREK, L. et al. 2006. Jarní povodně 2006 v České republice. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka, 1. vyd. 96 s.

MCCUNE, B. DYLAN, K. 2002. Equations for potential annual direct incident radiation and heat load. Journal of vegetation science 13. Str. 603-606.

KERZELOVÁ, B. 1983. Větrné poměry v jizersko-krkonošském masivu. Opera Corcontica 20. Str. 23-35.

KLOSÉ, Z. 2008. Kvantitativní vývoj sněhové pokrývky na experimentálním povodí Modrava 2. Praha: Fakulta Životního prostředí České Zemědělské Univerzity v Praze. 76 s.

KOCIÁNOVÁ, M. SPUSTA, V. 2000, Vliv lavinové aktivity na kolísání horní hranice lesa v Krkonoších. Opera Corcontica 37. Str. 473 – 480.

KOCIÁNOVÁ, M. 2002. Otázka projevů chladných období postglaciálu v krkonošské tundře. Opera Corcontica 39. Str. 143 – 151.

KOCIÁNOVÁ M., ŠTURSOVÁ, H., VÁŇA, J., JANKOVSKÁ, V. 2005. Kryogenní kopečky – pounus – ve Skandinávii a v Krkonoších. Opera Corcontica 42. Str. 31–54.

KÖRNER, Ch. 2003. Alpine plant life: functional plant ecology of high mountain ecosystems. Berlin: Springer. 2. vyd. 344s. 978-3-540-00347-2

KRÁLÍK, F. SEKYRA, J. 1969. Příroda Krkonošského národního parku. Praha: Státní zemědělské nakladatelství. 1. Vyd. 221 s.

- KŘÍŽEK, M., TREML, V., ENGEL. Z. 2007. Zákonitosti prostorového rozmístění periglaciálních tvarů v Krkonoších nad alpínskou hranicí lesa. Opera Corcontica 44. Str. 67 - 79.
- KUČEROVÁ, D. 2010. Vliv prostorového rozložení sněhu na průběh povodní. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 106 s.
- KUTLÁKOVÁ, L. 2010. Modelování akumulace a tání sněhu v povodí Bystřice v Krušných horách. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 105 s.
- LISTON. G.E., STURM. M. 1998. A snow-transport model for complex terrain. Journal of glaciology. Vol. 44. No. 148, p. 498-516
- LISTON, G.E., MCFADDEN. J.P, STURM. M., PIELKE. R.A. SR. 2002, Modelled changes in arctic tundra snow, energy and moisture fluxes due to increased shrubs. Global change biology 8. Str. 17-32.
- LISTON. G.E., ELDER. K. 2006. A Distributed snow-evolution modeling system (snowmodel). Journal of hydrometeorology. Vol. 7. P. 1259 - 1276
- LOKVENC, T. 1978. Toulky krkonošskou minulostí. Hradec Králové: Nakladatelství Kruh. 1 vyd. 268 s.
- MARGOLD, M. 2007. Geomorfologické projevy dlouho ležících sněhových polí. Praha: Přírodovědecký fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 103s
- MARGOLD, M. TREML. V., PETR. L., NYPLOVÁ. P. 2011. Snowpatch hollows and pronival ramparts in the Krkonoše mountains, Czech Republic: distribution, morphology and chronology of formation. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 93. Str. 137 – 150.
- MELOUN, M. MILITKÝ, J. 2004. Statistická analýza experimentálních dat. Praha: Academia. Vyd. 2. 960 s. ISBN 80-200-1254-0
- METELKA, L., MRKVICA, Z., HALÁSOVÍ, O. 2007. Krkonoše: příroda, historie, život. Praha: Nakladatelství Miloš Uhlíř – Baset. 1. Vyd. 864 s. ISBN 978-80-7340-104-7
- NĚMEČKOVÁ, K. 2010. Modelování množství sněhové pokrývky v malých povodích. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 77 s.
- PELÍŠEK, J. 1974. Půdy Krkonošského národního parku. Opera corcontica 11. Str. 7- 35.

- PEVNÁ, H. 2010. Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 56 s.
- PILOUS, V. 2006. Pleistocénní glacigenní a nivační modelace Jizerských hor. Opera Corcontica 43. Str. 21–44
- POBŘÍSLOVÁ, J., KULASOVÁ, A. 2000. Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných partiích Jizerských hor. Opera Corcontica, 37, str. 113-119
- PODZIMEK, S. 2011. Modelování odtoku vody ze sněhové pokrývky v lese a na otevřených plochách. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 66 s.
- POŠTA, P. 2005: Limnologická studie největšího jezera české strany Úpského rašeliniště v Krkonoších. Opera Corcontica, 42: 55–68.
- PRASAD, R. ET AL. 2011. Testing a blowing snow model against distributed snow measurement at Upper Sheep Creek, Idaho, USA. Water Resources research vol. 37, No. 5. p. 1341 – 1350.
- ŘEZÁČOVÁ, D., NOVÁK, P., KAŠPAR, M., SETVÁK, M. 2001. Fyzika oblaků a srážek. Praha: Academia. 1.vyd. 574 s. ISBN 978-80-200-1505-1
- ŘIČICOVÁ, P., 2006. Zhodnocení spolehlivosti a účinnosti systému měření výšky sněhové pokrývky a její vodní hodnoty. Meteorologické a hydrologické vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR – část A, ČHMÚ, Praha, s.35-54
- SEKYRA, L. 1964. Kvartérně geologické a geomorfologické problémy Krkonošského krystalinika. Opera Corcontica. Roč. 1. Str. 7-24.
- SEKYRA, J., SEKYRA, Z. 2002. Předpoklady a důkazy existence náhorního (fjeldového) ledovce v oblasti Bílé louky (východní část Krkonoš). Opera corcontica 39. Str. 35 – 43.
- SINGH, P., SINGH, V., 2001. Snow and glacier hydrology. Dortrecht: Kluwer Academic Publishers. Vyd. 1. 742 s. 0-7923-6767-7.
- SOUKUPOVÁ, L., KOCIÁNOVÁ M., JENÍK, J., SEKYRA, J., 1995. Arctic – alpine tundra in the Krkonoše, the Sudetes. Opera Corcontica. Roč. 32, str. 5-88
- SPAZIEROVÁ, K. BRODSKÝ, L. 2010. Monitoring sněhové pokrývky z dat DPZ. XV. Medzinárodné stretnutie snehárov. Kouty nad Desnou, Hrubý Jeseník. Str. 51 – 58.
- SPUSTA, V., SPUSTA, V., KOCIÁNOVÁ, M. 2003. Ukládání sněhu na závětrných svazích české strany Krkonoš (tundrová zóna). Praha: Opera Corcontica 40. Str. 87 – 104.

- SPUSTA, V., SPUSTA, V., KOCIÁNOVÁ, M. 2006. Lavinový katastr české části Krkonoše v zimním období 2003/04 až 2005/06. Opera Corcontica, roč. 43. Str. 81 - 93
- SPUSTA, V., BRZEZIŃSKI, A., KOCIÁNOVÁ, M., 2007. Krkonoše: příroda, historie, život. Praha: Nakladatelství Miloš Uhlíř – Baset. 1. Vyd. 864 s. ISBN 978-80-7340-104-7
- SÝKORA, B., BĚLOCHOVÁ, I., FANTA, J. 1973. Přírodní podmínky Studniční hory a možnosti jejího lyžařského využití. Opera Corcontica. Roč. 10. Str. 147 - 202
- SÝKORA, B. a kol. 1983. Krkonošský národní park. Praha: Státní zemědělské nakladatelství. 1 vyd. 280 s.
- ŠEBESTA, J., TREML, V. 1976. Glacigenní a nivační modelace údolí a údolních uzávěru Krkonoš. Opera Corcontica. Roč. 13, Str. 7 - 44
- ŠEBESTA, J., 1978. Sněhová pole na české straně Krkonoš. Opera Corcontica. Roč. 15. Str. 25 - 49
- ŠOUREK, J. 1969. Příroda Krkonošského národního parku. Praha: Státní zemědělské nakladatelství. 1. Vyd. 221 s.
- ŠPÁTOVÁ, Z. 2010. Využití dat dálkového průzkumu Země pro určování vodní hodnoty sněhu. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 121 s.
- ŠTURSA, J. 2007. Krkonoše: příroda, historie, život. Praha: Nakladatelství Miloš Uhlíř – Baset. 1. Vyd. 864 s. ISBN 978-80-7340-104-7
- ŠTURSA J., JENÍK J. & VÁŇA J. 2010: Alpínská hranice lesa v Krkonoších a v pohoří Abisko. Opera Corcontica 47: 129–164
- TOLASZ, R. et al. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a UP Olomouc, Praha, 256 s.
- TRACZYK, 2004. Late pleistocene evolution of periglacial and glaciál reliéf in the Karkonosze Mountains. New hypotheses and research perspective. Acta universitatis Carolinae Geographica. No. 1. P. 59 - 72
- TREML, V. 2000. Horní hranice lesa v dlouhém dolu v Krkonoších, Stav a dynamika. Opera Corcontica. Roč. 37. Str. 524 - 531
- TREML, V. 2003. Prostorové rozmístění recentních periglaciálních jevů v alpinském bezlesí Východních Krkonoš. Geomorfologický sborník 2. ČAG, ZČU v Plzni. 301 - 306

TREML, V. 2006. Holocene timberline fluctuations in the mid-mountains of Central Europe. Helsinki: Fennia 184. Str. 107 -119. ISSN 0015-0010

TREML, V., KŘÍŽEK, M. 2006. Vliv borovice kleče (*Pinus mungo*) na strukturní půdy v české části Vysokých Sudet. Opera Corcontica. Roč. 43. Str. 45 – 56

TREML, V., KŘÍŽEK, M., ENGEL, Z. 2010. Classification of patterned ground based on morphometry and site characteristics: A case study from the High Sudetes, Central Europe. Permafrost and periglacial processes. Vol. 21. P. 67 -77

TRYZNA, V. 2011. Sněhové poměry na Čertově louce a v Modrém sedle v zimě 2010/2011. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 47 s.

UXA, T. 2011. Morfologie fosilních tříděných strukturních půd Krkonoš. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. 149 s.

VACEK, S. 1983. Mikroklimatický výzkum v Labském dole v zimě 1977/1978 se zaměřením na ekologii sněhové pokrývky. Opera Corcontica. Roč. 20. Str. 37 – 68

VRBA, M. 1964. Sněhová akumulace v lavinové oblasti Modrého dolu v Krkonoších. In: Opera concortica 1, s. 55-69.

VRBA, M., SPUSTA, V. 1975. Lavínový katastr Krkonoš. Opera Corcontica 12. Str. 65 – 90.

VRBA, M, SPUSTA, V. 1991. Lavínový katastr Krkonoš. Opera Corcontica 28. Str. 47-58.

WINSTRAL, A. MARKS, D. 2002. Simulating wind fields and snow redistribution using terrain-based parameters to model snow accumulation and melt over a semi-arid mountain catchment. Hydrological processes 16. Str. 3585 – 3603.

NCDC (National Climatic Data Center). – databáze meteorologických dat. 2011. [online; citováno 20.7. 2012] Dostupné z www: <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html>

10 Seznamy

10.1 Seznam obrázků

- Obr 1. Teplota tání padajícího sněhu v závislosti na relativní vlhkosti
- Obr 2. Klíčové parametry SnowTran-3D modelu
- Obr 3. Schéma výpočtu rovnice bilance sněhové pokrývky
- Obr 4. Vymezení zájmového území
- Obr 5. Geologická stavba zájmového území
- Obr 6. Sklonitost reliéfu
- Obr 7. Zakřivení reliéfu
- Obr 8. Orientace svahu vůči světovým stranám
- Obr 9. Lavinové dráhy ve východních Krkonoších
- Obr 10. Půdní poměry zájmového území
- Obr 11. Klimadiagram z meteorologické stanice Sněžka za období 1961 – 1990
- Obr 12. Převládající směry větru z meteorologické stanice Sněžka za období 1961 – 1990
- Obr 13. Alpínská hranice lesa v r. 2005
- Obr 14. Měřicí body pro měření výšky sněhové pokrývky
- Obr 15. Heat-load index zájmového území
- Obr 16. Deflační a akumulární oblasti zájmového území pro výpočet indexu PSA
- Obr 17. Procentuální zastoupení pokryvu v 30 m obalové zóně kolem bodů
- Obr 18. Výška sněhu v r. 2010
- Obr 19. Výška sněhu v r. 2011
- Obr 20. Průběh průměrných, maximálních a minimálních hodnot výšky sněhu
- Obr 21. Porovnání statistických charakteristik výšky sněhu v měřicí sezóně 2010 a 2011
- Obr 22. Výsledky shlukové analýzy pro sezónu 2010 znázorňující skupiny bodů s podobným trendem
- Obr 23. Trend výšky sněhu pro body 31, 39, 40, 43, 44 a 48
- Obr 24. Trend výšky sněhu pro body 30, 37b, 45, 47 a 49
- Obr 25. Trend výšky sněhu pro body 32, 37a, 42a, 52, 53, 57 a 58
- Obr 26. Trendy výšky sněhu pro body 4, 11 a 46b
- Obr 27. Trendy výšky sněhu pro body 33, 36, 38, 56, 59 a 71

- Obr 28. Trendy výšky sněhu pro body 41, 54 a 55
- Obr 29. Trendy výšky sněhu pro body 1, 2, 3a, 62 a 63
- Obr 30. Trendy výšky sněhu pro body 8, 22, 42b, 46a, 60, 61 a 70
- Obr 31. Trendy výšky sněhu pro body 50 a 51
- Obr 32. Trendy výšky sněhu pro body 3b, 34 a 35
- Obr 33. Výsledky shlukové analýzy pro sezónu 2011 znázorňující skupiny bodů s podobným trendem
- Obr 34. Trendy výšky sněhu pro body 30, 33, 36, 39, 41, 46a, 47, 50, 51, 52, 53, 56 a 60
- Obr 35. Trendy výšky sněhu pro body 2, 43, 44, 45 a 48
- Obr 36. Trendy výšky sněhu pro body 3b, 37b, 42b a 71
- Obr 37. Trendy výšky sněhu pro body 38 a 40
- Obr 38. Trendy výšky sněhu pro body 1, 49, 57 a 58
- Obr 39. Trendy výšky sněhu pro body 31, 32, 35, 37a, 42a a 54
- Obr 40. Trendy výšky sněhu pro body 4, 8, 11 a 22
- Obr 41. Trendy výšky sněhu pro body 34 a LB
- Obr 42. Trendy výšky sněhu pro body 3a, 55, 59 a 61
- Obr 43. Trendy výšky sněhu pro body 62 a 63
- Obr 44. Trendy výšky sněhu pro body 46b a 70
- Obr 45. Trend hodnoty koeficientu determinace a koeficientu determinace pro originální vs. predikované hodnoty pro obě sezóny měření
- Obr 46. Procentuální zastoupení signifikantních nezávislých proměnných vstupujících do modelu pro všechny termíny měření vč. maximálních a průměrných hodnot
- Obr 47. Srovnání průměrné hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v r. 2010
- Obr 48. Srovnání průměrné hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v r. 2011
- Obr 49. Srovnání maximální hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v r. 2010
- Obr 50. Srovnání maximální hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v r. 2011
- Obr 51. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 18.1 2010

- Obr 52. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 8.2 2010
- Obr 53. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 20.2 2010
- Obr 54. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 13.3 2010
- Obr 55. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 26.3 2010
- Obr 56. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 10.4 2010
- Obr 57. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 24.4 2010
- Obr 58. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 9.1 2011
- Obr 59. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 23.1 2011
- Obr 60. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 10.2 2011
- Obr 61. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 25.2 2011
- Obr 62. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 13.3 2011
- Obr 63. Srovnání hodnoty výšky sněhu na originálních a predikovaných hodnotách v termínu 26.3 2011

10.2 Seznam tabulek

- Tab. 1. Vybrané charakteristiky klimatické oblasti CH4
- Tab. 2. Statistické charakteristiky pro rozložení dat výšky sněhu pro obě sezóny měření
- Tab. 3. Výsledky regrese stepwise forward
- Tab. 4. Statistická významnost nezávislých proměnných v daných termínech měření

10.3 Seznam příloh

Příloha 1: Naměřené průměrné hodnoty sněhu pro jednotlivé termíny měřící body

Příloha 2: Hodnoty nezávislých proměnných

Příloha 3: Pearsonova lineární korelace

Příloha 4: Výsledky regresní analýzy

Příloha 5: Srovnání výšky sněhu na Studniční hoře v různých termínech měření

11 Přílohy

Příloha 1: Naměřené průměrné hodnoty sněhu pro jednotlivé měřicí body

Body	Termín měření												
	2010							2011					
	18.1.	8.2.	20.2.	13.3.	26.3.	10.4.	24.4.	9.1.	23.1.	10.2.	25.2.	13.3.	24.3.
30	87	86	108	94	74	51	25	113	83	113	90	106	77
31	58	92	110	82	21	26	0	35	64	70	78	49	8
32	46	75	108	83	31	62	18	23	56	63	85	71	31
33	49	95	100	115	39	62	50	36	68	92	61	68	16
34	61	60	91	98	54	24	22	71	72	73	87	77	67
35	59	78	80	85	82	12	32	45	63	78	76	69	21
36	43	96	99	125	0	36	48	78	94	101	97	112	96
37a	54	90	102	95	53	57	29	74	82	102	98	81	70
38	66	111	101	111	6	73	47	84	103	93	92	81	65
39	47	64	80	79	44	44	22	57	80	80	73	80	58
40	64	64	85	73	30	15	0	42	78	75	60	36	14
41	59	73	70	71	60	43	10	55	52	77	73	94	77
42a	60	86	94	84	65	79	64	34	74	93	91	71	38
43	37	52	61	45	21	20	13	11	78	40	72	35	4
44	34	56	64	39	24	19	0	15	78	16	72	16	2
45	16	22	30	26	20	5	0	11	40	12	31	17	2
46a	68	54	50	51	62	61	28	35	63	78	73	83	43
47	67	56	67	68	68	58	150	39	79	176	81	172	62
48	49	54	90	73	66	59	17	24	88	30	71	21	54
49	56	50	79	65	69	41	21	36	79	72	66	28	72
50	70	98	96	113	140	109	90	98	100	109	98	105	84
51	48	119	117	105	103	68	53	99	108	140	96	110	88
52	49	78	80	79	67	69	38	102	87	108	86	93	83
53	48	70	79	82	58	68	28	69	75	94	87	88	72
54	34	74	66	79	62	55	0	45	77	83	81	74	39
55	56	85	75	77	56	52	11	85	100	101	64	68	10
56	62	72	61	74	55	86	39	99	76	87	92	139	76
57		107	121	102	50	75	47	105	117	113	110	72	89
58		94	114	92	52	76	29	101	136	114	104	89	100
59	42	220	98	208	57	78	60	219	219	270	154	133	128
60		152	97	94	93	93	79	98	109	95	89	117	105
61		142	102	108	96	99	107	178	207	139	125	121	99
62		151	103	0	107	102	116	272	178	136	148	138	121
63		104	112	0	101	101	91	280	202	113	142	103	101
2			62	42	54	51	48	34	95	46	47	41	38
3a			47	0	17	29	18	63	111	108	63	53	51
1			220	0	254	287	172	64	100	106	121	87	79
3b	69	73	80	79	33	26	27	33	38	39	31	0	0

4	35	26	22		30		0	16	12	39	0	0	0
8	15	15	12		18	6	0	6	15	17	0	0	0
70		32	37		44	0	0	23	22	10	15	5	2
71	46	60	28		44	0	0	15	27	12	0	0	0
42b		24	24		33	8	0	27	47	34	22	1	0
37b	14	18	30		22	9	0	14	27	27	2	0	0
22	15	20	17		20	6	0	13	15	19	4	0	0
11	33	30	28		29	4	0	15	18	32	6	1	0
46b	23	21	20		27	0	0	18	18	9	17	7	3
LB								65	82	78	98	96	70

Příloha 2. Hodnoty nezávislých proměnných

Body	Nezávislé proměnné											
	Nadmořská výška	Sklon	Západnost	Křivost	Heatload index	Traviny	Kleč	Smrk	Sut'	Deflační index	PSA_1000*	PSA_500*
30	1363,67	3,18	163,60	0,08	9043,36	3	97	0	0	163,68	-0,00796621	-0,01
31	1362,28	15,36	159,58	-0,13	9493,83	20	4	58	18	287,75	0,012807977	0,01
32	1430,24	8,25	169,30	-0,17	9144,00	75	24	1	0	204,82	320,8978723	683,89
33	1469,11	1,38	180,62	0,03	9015,69	76	24	0	0	180,66	-0,00312458	0,00
34	1471,88	6,08	135,92	0,18	8844,46	33	67	0	0	139,41	-0,01909502	-0,02
35	1465,07	8,26	163,92	0,15	9055,54	46	54	0	0	170,60	-0,0154709	-0,02
36	1430,39	10,26	27,97	-0,08	8479,50	100	0	0	0	62,57	328,6116505	18,30
37a	1406,41	7,15	59,61	-0,04	8805,25	89	5	1		79,21	1,121544855	0,00
38	1389,77	12,71	126,71	0,33	8052,36	37	62	2	5	148,64	-0,0335108	-0,03
39	1427,53	5,57	134,92	0,17	9164,62	87	14	0	0	137,57	-0,01719945	-0,02
40	1395,23	12,00	144,84	0,16	9701,75	100	0	0	0	162,31	-0,01611323	-0,02
41	1414,13	4,69	133,83	0,02	9192,92	100	0	0	0	135,09	-0,00159179	0,00
42a	1452,46	7,32	67,63	-0,02	8231,15	100	0	0	0	88,99	27,36784722	4,88
43	1510,92	6,19	75,02	0,16	8356,93	97	3	0	0	78,67	16,32176	0,00
44	1497,88	2,47	32,49	-0,06	8960,23	68	0	0	32	32,84	0,006144822	0,01
45	1528,52	9,86	176,65	0,24	9413,14	0	0	0	100	181,53	-0,0265166	-0,03
46a	1536,31	17,35	102,46	0,27	9423,82	13	16	0	71	118,11	-0,02970408	-0,03
47	1542,72	8,48	62,33	0,18	8963,64	0	0	0	100	68,93	47,05116279	36,35
48	1554,99	2,92	54,52	0,27	8800,57	8	55	0	37	55,29	-0,03043084	-0,03
49	1514,05	12,58	113,10	0,09	8068,17	5	12	0	83	135,09	-0,01032349	-0,01
50	1439,85	8,34	81,07	-0,16	7973,57	100	0	0	0	116,33	32,0195	-4,61
51	1420,23	4,00	170,24	-0,24	8856,31	100	0	0	0	170,00	-1,58329492	-2,58
52	1426,41	3,53	135,77	0,02	9167,62	90	10	0	0	136,89	-0,00228755	0,00
53	1431,25	0,76	28,22	0,04	8935,75	96	4	0	0	28,38	-0,00397088	0,00

54	1431,12	1,85	84,14	0,06	8856,64	100	0	0	0	86,08	-0,00615065	-0,01
55	1405,85	1,19	121,51	-0,01	8893,67	62	38	0	0	131,20	0,00148882	0,00
56	1428,46	4,26	55,89	-0,11	8906,31	100	0	0	0	104,68	3,047276119	0,70
57	1427,37	9,46	171,52	0,10	9300,62	0	58	36	6	174,24	-0,01060787	-0,01
58	1402,17	16,74	165,50	-0,01	8955,46	39	0	61	0	168,05	0,000652487	0,00
59	1441,54	8,58	27,66	0,00	8426,73	100	0	0	0	55,98	8,521075269	59,28
60	1479,90	10,10	80,18	0,02	7809,57	100	0	0	0	96,05	21,96494737	10,59
61	1481,47	15,65	73,75	-0,07	6876,15	31	36	0	33	93,32	32,0757732	39,46
62	1505,32	15,06	7,27	0,30	7930,50	0	100	0	0	21,64	30,39393443	17,91
63	1515,77	16,97	7,02	0,44	7291,92	0	28	0	72	16,21	17,57895044	44,38
2	1485,67	8,08	116,40	0,30	8593,31	28	2	0	71	167,33	-0,03176683	-0,03
3a	1517,99	14,03	123,25	0,24	9550,07	57	43	0	0	126,84	-0,02580008	-0,03
1	1481,47	15,65	73,75	-0,07	6876,15	31	36	0	33	79,70	32,0757732	39,46
3	1534,23	1,90	26,89	0,07	8763,92	100	0	0	0	39,27	-0,00791496	-0,01
4	1506,20	6,79	117,09	0,10	9307,08	56	20	0	24	125,41	-0,01086389	-0,01
8	1547,64	11,35	76,42	0,38	7815,27	82	1	0	17	82,94	70,536	24,44
70	1498,13	3,80	138,09	0,04	9196,62	81	18	0	0	138,68	-0,00481981	0,00
71	1502,79	13,18	91,12	0,30	9079,00	56	0	0	45	91,42	936,185	2950,27
42b	1453,27	9,82	106,93	0,23	8461,64	0	49	0	51	107,16	-0,02429008	-0,02
37b	1534,34	7,19	109,99	0,24	8755,38	58	14	0	28	115,68	-0,02662355	-0,03
22	1539,79	8,33	86,10	0,36	8212,30	55	4	0	41	92,08	-0,04038047	-0,04
11	1547,33	5,66	104,46	0,25	8980,54	35	20	0	46	112,33	-0,02775545	-0,03
46b	1549,04	6,48	171,01	0,45	9064,38	0	3	0	97	177,76	-0,04990504	-0,05
LB	1413,09	4,39	134,39	-0,02	9195,69	100	0	0	0	138,03	0,00157816	0,00

* Index potenciální sněhové akumulace pro čtverce 1000x1000m a 500x500m

Příloha 3: Personova lineární korelace

	Nadmořská výška	Sklon	Západnost	Křivost	Heat-load index	Traviny	Kleč	Smrk	Suť	Deflační index	PSA_1000*	PSA_500*
Nadmořská výška	1,00	0,11	-0,30	0,60	-0,19	-0,32	-0,07	-0,37	0,61	-0,40	0,05	0,07
Sklon	0,11	1,00	-0,06	0,25	-0,36	-0,45	0,13	0,35	0,31	0,06	0,20	0,17
Západnost	-0,30	-0,06	1,00	-0,07	0,53	-0,16	0,10	0,32	-0,02	0,92	-0,09	-0,01
Křivost	0,60	0,25	-0,07	1,00	-0,04	-0,52	0,24	-0,20	0,53	-0,18	0,03	0,11
Heatload index	-0,19	-0,36	0,53	-0,04	1,00	0,09	-0,13	0,20	-0,09	0,49	0,03	0,08
Traviny	-0,32	-0,45	-0,16	-0,52	0,09	1,00	-0,55	-0,23	-0,68	-0,16	0,07	0,01
Kleč	-0,07	0,13	0,10	0,24	-0,13	-0,55	1,00	-0,04	-0,13	0,02	-0,13	-0,10
Smrk	-0,37	0,35	0,32	-0,20	0,20	-0,23	-0,04	1,00	-0,11	0,47	-0,07	-0,05
Suť	0,61	0,31	-0,02	0,53	-0,09	-0,68	-0,13	-0,11	1,00	-0,02	0,05	0,09
Deflační index	-0,40	0,06	0,92	-0,18	0,49	-0,16	0,02	0,47	-0,02	1,00	-0,08	-0,03
PSA_1000*	0,05	0,20	-0,09	0,03	0,03	0,07	-0,13	-0,07	0,05	-0,08	1,00	0,94
PSA_500*	0,07	0,17	-0,01	0,11	0,08	0,01	-0,10	-0,05	0,09	-0,03	0,94	1,00

* Index potenciální sněhové akumulace pro čtverce 1000x1000 m a 500x500 m

Příloha 4: Výsledky regresní analýzy

	b*	Sm.chyba	b	Sm.chyba	t(42)	p-hodn.
18.1 2010						
Abs.člen			0,000000	0,131138	0,00000	1,000000
Sklon	-0,167889	0,164509	-0,167889	0,164509	-1,02055	0,313312
Heat-load index	0,366391	0,171599	0,366391	0,171599	2,13515	0,038626
Nadmořská výška	-0,265552	0,152209	-0,265552	0,152209	-1,74465	0,088359
Smrk	-0,218417	0,169967	-0,218417	0,169967	-1,28506	0,205815
Západnost	-0,168013	0,162735	-0,168013	0,162735	-1,03244	0,307776
8.2 2010						
Abs.člen			0,000000	0,129504	0,00000	1,000000
Nadmořská výška	-0,426153	0,144466	-0,426153	0,144466	-2,94985	0,005077
Západnost	-0,365996	0,139931	-0,365996	0,139931	-2,61555	0,012158
Smrk	0,156046	0,146051	0,156046	0,146051	1,06843	0,291152
20.2 2010						
Abs.člen			0,000000	0,128780	0,00000	1,000000
Křivost	-0,434890	0,145523	-0,434890	0,145523	-2,98847	0,004669
Kleč	0,359833	0,137059	0,359833	0,137059	2,62539	0,012022
Sklon	0,128677	0,150951	0,128677	0,150951	0,85244	0,398804
Západnost	-0,250043	0,142547	-0,250043	0,142547	-1,75411	0,086706
Smrk	0,169375	0,157477	0,169375	0,157477	1,07555	0,288268
13.3 2010						
Abs.člen			0,068537	0,107589	0,63703	0,527564
Nadmořská výška	-0,430472	0,143272	-0,410270	0,136548	-3,00459	0,004471
Sklon	-0,254671	0,116741	-0,241669	0,110781	-2,18151	0,034794
Kleč	-0,177652	0,120052	-0,169241	0,114368	-1,47979	0,146392
Křivost	-0,169983	0,151558	-0,161041	0,143585	-1,12157	0,268417
26.3 2010						
Abs.člen			0,000000	0,122561	0,00000	1,000000
Křivost	-0,534636	0,143089	-0,534636	0,143089	-3,73638	0,000534
Heat-load index	-0,356276	0,123084	-0,356276	0,123084	-2,89458	0,005888
Traviny	-0,288530	0,143562	-0,288530	0,143562	-2,00980	0,050609
10.4 2010						
Heat-load index	-0,448643	0,128928	-0,448643	0,128928	-3,47979	0,001183
Nadmořská výška	-0,320574	0,141009	-0,320574	0,141009	-2,27343	0,028176
Křivost	-0,364299	0,147695	-0,364299	0,147695	-2,46657	0,017805
Traviny	-0,288383	0,132060	-0,288383	0,132060	-2,18374	0,034618

Západnost	-0,220799	0,137403	-0,220799	0,137403	-1,60695	0,115559
24.4 2010						
Abs.člen			0,000000	0,115523	0,000000	1,000000
Heat-load index	-0,430954	0,142006	-0,430954	0,142006	-3,03476	0,004120
Křivost	-0,415408	0,138037	-0,415408	0,138037	-3,00939	0,004413
Travniny	-0,192468	0,161522	-0,192468	0,161522	-1,19160	0,240110
Západnost	-0,184780	0,145297	-0,184780	0,145297	-1,27174	0,210463
Kleč	0,154262	0,143650	0,154262	0,143650	1,07387	0,289012
Maximální hodnoty výšky sněhu 2010						
Abs.člen			19,73634	0,660315	29,88930	0,000000
Křivost	-0,509335	0,139202	-3,37298	0,921844	-3,65895	0,000731
Heat-load index	-0,270523	0,128658	-1,79149	0,852013	-2,10266	0,041836
Sklon	0,091553	0,127918	0,60630	0,847112	0,71572	0,478322
Nadmořská výška	-0,348055	0,133809	-2,30493	0,886126	-2,60114	0,012961
Travniny	-0,292099	0,132978	-1,93438	0,880626	-2,19659	0,033906
Západnost	-0,235500	0,130106	-1,55956	0,861604	-1,81007	0,077803
PSA	0,153506	0,109629	1,01656	0,725997	1,40023	0,169153
Průměrné hodnoty výšky sněhu 2010						
Abs.člen			15,08211	0,540003	27,92966	0,000000
Křivost	-0,453346	0,135031	-2,51571	0,749312	-3,35736	0,001681
Heat-load index	-0,415714	0,117873	-2,30688	0,654101	-3,52680	0,001032
Nadmořská výška	-0,389502	0,128918	-2,16143	0,715392	-3,02132	0,004273
Travniny	-0,280381	0,120736	-1,55589	0,669989	-2,32227	0,025139
Západnost	-0,181227	0,125621	-1,00566	0,697096	-1,44265	0,156537
9.1 2011						
Abs.člen			0,000000	0,104962	0,000000	1,000000
Nadmořská výška	-0,664994	0,110739	-0,664994	0,110739	-6,00504	0,000000
Heat-load index	-0,140556	0,137171	-0,140556	0,137171	-1,02468	0,311382
Kleč	0,263964	0,110369	0,263964	0,110369	2,39166	0,021327
Západnost	-0,350340	0,133812	-0,350340	0,133812	-2,61815	0,012242
Sklon	0,148253	0,114740	0,148253	0,114740	1,29207	0,203397
23.1 2011						
Abs.člen			0,000000	0,112693	0,000000	1,000000
Nadmořská výška	-0,542862	0,150761	-0,542862	0,150761	-3,60082	0,000848
Heat-load index	-0,147009	0,145407	-0,147009	0,145407	-1,01102	0,317936
Západnost	-0,361338	0,145524	-0,361338	0,145524	-2,48301	0,017211

Traviny	-0,284101	0,149997	-0,284101	0,149997	-1,89404	0,065289
Křivost	-0,231434	0,157270	-0,231434	0,157270	-1,47157	0,148771
Sklon	0,148612	0,136962	0,148612	0,136962	1,08506	0,284235
10.2 2011						
Abs.člen			0,000000	0,113533	0,000000	1,000000
Nadmořská výška	-0,438533	0,151439	-0,438533	0,151439	-2,89578	0,005980
Západnost	-0,330938	0,121841	-0,330938	0,121841	-2,71614	0,009549
Sklon	0,247911	0,118032	0,247911	0,118032	2,10036	0,041741
Křivost	-0,301740	0,153995	-0,301740	0,153995	-1,95942	0,056723
Kleč	0,207895	0,121894	0,207895	0,121894	1,70553	0,095482
25.2 2011						
Abs.člen			0,000000	0,101614	0,000000	1,000000
Nadmořská výška	-0,495809	0,141413	-0,495809	0,141413	-3,50610	0,001138
Heat-load index	-0,137836	0,136030	-0,137836	0,136030	-1,01328	0,317018
Západnost	-0,411730	0,131978	-0,411730	0,131978	-3,11970	0,003353
Traviny	-0,181438	0,161128	-0,181438	0,161128	-1,12605	0,266855
Křivost	-0,333595	0,143724	-0,333595	0,143724	-2,32109	0,025463
Sklon	0,189132	0,128190	0,189132	0,128190	1,47540	0,147933
Kleč	0,158175	0,134917	0,158175	0,134917	1,17239	0,247976
13.3 2011						
Abs.člen			0,000000	0,115098	0,000000	1,000000
Nadmořská výška	-0,610576	0,162049	-0,610576	0,162049	-3,76785	0,000531
Heat-load index	-0,026245	0,154358	-0,026245	0,154358	-0,17002	0,865848
Křivost	-0,354293	0,165704	-0,354293	0,165704	-2,13811	0,038669
Traviny	-0,276382	0,159756	-0,276382	0,159756	-1,73003	0,091335
Západnost	-0,219187	0,148913	-0,219187	0,148913	-1,47191	0,148869
Smrk	-0,272470	0,157382	-0,272470	0,157382	-1,73127	0,091111
Sklon	0,210732	0,154528	0,210732	0,154528	1,36371	0,180284
24.3 2011						
Abs.člen			0,000000	0,120616	0,000000	1,000000
Nadmořská výška	-0,516540	0,159791	-0,516540	0,159791	-3,23260	0,002389
Heat-load index	-0,242804	0,146101	-0,242804	0,146101	-1,66189	0,103982
Západnost	-0,245004	0,155704	-0,245004	0,155704	-1,57352	0,123102
Traviny	-0,245091	0,149650	-0,245091	0,149650	-1,63777	0,108942
Křivost	-0,190352	0,167367	-0,190352	0,167367	-1,13733	0,261848
Maximální hodnoty výšky sněhu 2011						
Abs.člen			20,42870	0,848254	24,08323	0,000000

Heat-load index	-0,060850	0,147862	-0,46816	1,137598	-0,41153	0,682879
Nadmořská výška	-0,526308	0,155230	-4,04923	1,194280	-3,39052	0,001581
Západnost	-0,473312	0,142646	-3,64149	1,097468	-3,31808	0,001938
Traviny	-0,391713	0,153033	-3,01370	1,177378	-2,55967	0,014362
Křivost	-0,307174	0,158730	-2,36328	1,221215	-1,93519	0,060059
Sklon	0,241596	0,148025	1,85875	1,138852	1,63213	0,110502
Smrk	-0,188261	0,150759	-1,44841	1,159882	-1,24876	0,219013
Průměrné hodnoty výšky sněhu 2011						
Abs.člen			0,138593	0,106188	1,30516	0,198942
Nadmořská výška	-0,594503	0,142985	-0,584905	0,140677	-4,15779	0,000155
Západnost	-0,336929	0,139329	-0,331489	0,137079	-2,41823	0,020012
Traviny	-0,324717	0,133911	-0,319474	0,131749	-2,42487	0,019694
Křivost	-0,285789	0,149765	-0,281176	0,147347	-1,90825	0,063210
Heat-load index	-0,140989	0,130735	-0,138713	0,128625	-1,07843	0,286997

Příloha 5: Srovnání výšky sněhu na Studniční hoře v různých termínech měření

