

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ
A ENVIRONMENTÁLNÍHO MODELOVÁNÍ



DIPLOMOVÁ PRÁCE

Modelování prostorové distribuce charakteristik sněhové
pokrývky

Modelling of Spatial Distribution of Snow Cover

Autor: Bc. Petra Tyšerová

Vedoucí práce: Ing. Jiří Pavlásek Ph.D.

Rok: 2017

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Petra Tyšerová

Voda v krajině

Název práce

Modelování prostorové distribuce charakteristik sněhové pokrývky

Název anglicky

Modelling of spatial distribution of snow cover

Cíle práce

Hlavním cílem práce je navržení vhodných postupů pro stanovení prostorové distribuce sněhové pokrývky na zadaném území.

Dílčí cíle práce:

- 1) Zpracování časových řad bodových měření na zadaném území
- 2) Testování vybraných interpolačních technik
- 3) Verifikace zvolených postupů
- 4) Modelování prostorové distribuce charakteristik sněhové pokrývky

Metodika

Na zvoleném území budou zpracovány časové řady bodových měření charakteristik sněhu. Na základě rešerše budou vybrány vhodné interpolační techniky pro modelování prostorové distribuce zpracovávaných charakteristik. Zvolené postupy budou testovány a verifikovány na časových řadách ze západních Krkonoš. Vybrané postupy budou dále použity pro interpolaci charakteristik sněhové pokrývky a tyto výstupy budou následně porovnány.

Doporučený rozsah práce

50 stran

Klíčová slova

interpolace, výška sněhu, SWE

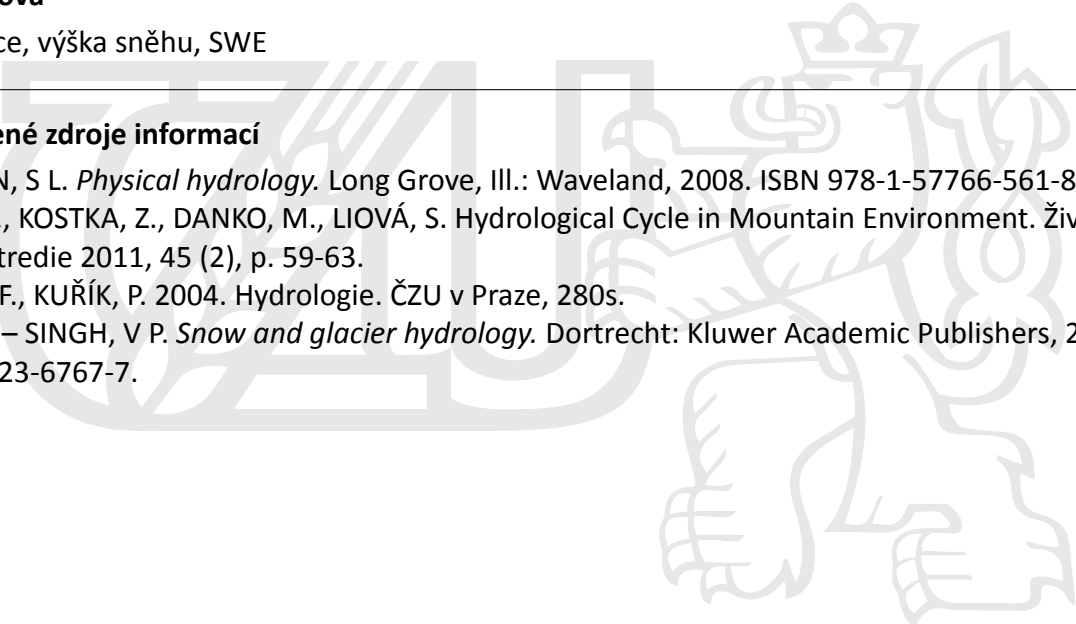
Doporučené zdroje informací

DINGMAN, S L. *Physical hydrology*. Long Grove, Ill.: Waveland, 2008. ISBN 978-1-57766-561-8.

HOKLO, L., KOSTKA, Z., DANKO, M., LIOVÁ, S. Hydrological Cycle in Mountain Environment. *Životné prostredie* 2011, 45 (2), p. 59-63.

HRÁDEK, F., KUŘÍK, P. 2004. *Hydrologie*. ČZU v Praze, 280s.

SINGH, P. – SINGH, V P. *Snow and glacier hydrology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001. ISBN 0-7923-6767-7.



Předběžný termín obhajoby

2016/17 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Jiří Pavlásek, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 4. 4. 2017

doc. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 5. 4. 2017

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 13. 04. 2017

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně, pod vedením Ing. Jiřího Pavláška, Ph.D., a všechny použité zdroje, ze kterých jsem čerpala, jsem uvedla v seznamu zdrojů.

.....

Bc. Petra Tyšerová

Poděkování

Na tomto místě bych ráda poděkovala svému vedoucímu práce Ing. Jiřímu Pavláskovi, Ph.D., za vedení a odbornou pomoc při psaní diplomové práce.

Děkuji své rodině za psychickou a finanční podporu během celého mého studia, trpělivost a za jejich optimismus. Dále chci poděkovat svému příteli Ing. Janu Prchalovi za to, že mi byl psychickou i technickou oporou.

Abstrakt

Modelování sněhové pokrývky je významné pro odtoky vody z horských povodí i pro odhady lavinového nebezpečí. Data jsou získávána pomocí bodových měření v řídké síti. V rámci práce byly shrnuty faktory ovlivňující sněhovou pokrývku. Na území západních Krkonoš byl vytvořen model pro interpolaci výšky sněhové pokrývky a vodní hodnoty sněhu. Pro model je v programu MS Excel určen gradient závislosti nadmořské výšky na výšce sněhu v období akumulace a tání sněhové pokrývky v zimě 2014 až 2015. Gradient je vypočítán pro výšky sněhu i pro vodní hodnotu sněhu. Interpolační model je vytvořen v programu ArcGis 10.3. Do modelu dále vstupuje faktor vegetace. V práci jsou porovnávány simulace již stávajících interpolačních nástrojů v ArcGis 10.3 se simulacemi nově vytvořeného interpolačního modelu. Výsledky mohou sloužit pro odhady množství sněhové pokrývky a její vodní hodnoty v Krkonoších. Pro zpřesnění interpolace by byla zapotřebí četnější síť měřících stanic a informace o poloze sněhové čáry.

Klíčová slova: interpolace, distribuované modelování, výška sněhu, SWE

Abstract

Modelling of the snow cover is significant for the mountain streams water outflow and predictions of the avalanche danger. The data is collected utilizing point measuring in a thin grid. A summary of facts influencing snow cover is presented in this thesis. In the area of the West Krkonoše, a model for interpolation of snow cover hight and amount of water in snow was created. Gradient of dependance of snow hight on altitude is set for the model in MS Excel for the time period of snow accumulation and melting in winter 2014/15. The gradient is calculated for both snow hight and water amount of snow. The interpolation model is created using software ArcGis 10.3. Vegetation factor is also incorporated in the model. In this thesis, comparison of simulations of the default interpolation tools in ArcGis 10.3 and new interpolation model is performed. Results can be used for estimates of snow cover as well as its amount of water in Krkonoše. To achieve more exact interpolation, thicker grid of measuring points and information about location of snow line are necessary.

Key words: interpolation, distributed modelling, snow hight, SWE

Obsah

Abstract	5
1 Úvod.....	10
2 Cíle práce	10
3 Sníh.....	11
3.1 Přeměny sněhové pokrývky	11
3.2 Energetická bilance	12
3.3 Druhy sněhu	13
3.3.1 Nový sníh.....	13
3.3.2 Plstnatý sníh.....	13
3.3.3 Okrouhlozrný sníh	13
3.3.4 Hranatozrný sníh.....	14
3.3.5 Pohárkové krystaly	14
3.3.6 Firn.....	14
3.3.7 Ledová vrstva.....	14
3.3.8 Zvláštní druhy sněhu.....	14
4 Vlastnosti sněhové pokrývky.....	15
4.1 Objemová hmotnost	15
4.2 Objem sněhu.....	15
4.3 Pórovitost sněhu	16
4.4 Hustota sněhu	16
4.5 Zásoba vody ve sněhové pokrývce.....	16
4.6 Sněhová čára.....	17
5 Využití sněhové čáry	17
6 Měření sněhové pokrývky	18
6.1 Metody měření výšek sněhu a SWE.....	19
6.1.1 Manuální měření.....	19
6.1.2 Sněhoměrné polštáře.....	20
6.1.3 Váhy sněhu	21
6.1.4 Měření na základě elektrických vlastností sněhu.....	22
7 Faktory ovlivňující sněhovou pokrývku.....	22
7.1 Meteorologické faktory	22
7.2 Nadmořská výška	22

7.3	Čas	23
7.4	Vegetace	23
8	Hydrologický cyklus sněhu v horském prostředí	24
9	Modelování sněhové pokrývky.....	25
9.1	Interpolační metody.....	25
9.1.1	Aritmetický průměr.....	26
9.1.2	IDW	26
9.1.3	Spline (Radiální bázové funkce).....	28
9.1.4	Kriging	30
10	Chyby v měření.....	31
10.1	Hrubé chyby	31
10.2	Systematické chyby	31
10.3	Cross-validace	32
11	Charakteristika zájmového území.....	32
12	Data.....	35
13	Metodika	36
13.1	Interpolační nástroje ArcGis	36
13.2	Gradient	36
13.3	Lokální a globální trend	37
13.4	Faktor vegetace.....	37
13.5	Model v ArcGis 10.3	37
14	Výsledky a diskuze	38
14.1	Interpolační nástroje ArcGis	38
14.2	Gradient	40
14.2.1	Lokální a globální gradient	42
14.3	Faktor vegetace.....	42
14.4	Model v ArcGis 10.3	43
15	Závěr	48
16	Použitá literatura	50
17	Přílohy.....	54

1 Úvod

Modelování sněhové pokrývky je významným faktorem pro odtok vody z horských povodí, kde voda odtéká rychleji než v nížinách a je závislá na výškách sněhu a jeho vodní hodnotě. Měření a simulace výšky sněhové pokrývky je činností užitečnou pro odhad vodního režimu povodí v období akumulace sněhu a hlavně v období tání. Další využití nachází při odhadu lavinového nebezpečí ve vysokohorských oblastech.

Počet měrných stanic je nízký na to, abychom mohli získat dostatečné množství dat, a navíc často chybějí informace o poloze sněhové čáry. Sněhovou pokrývkou ovlivňuje mnoho činitelů, kterými jsou například meteorologické faktory, nadmořská výška, čas a vegetace. Meteorologické faktory jsou pro potřeby modelování sněhové pokrývky měřeny v nedostatečném množství pozorovacích stanic.

Část práce je věnována vlastnostem sněhové pokrývky a faktorům, které ji ovlivňují. Práce se zabývá popisem interpolačních metod, které se již teď využívají k interpolaci sněhové pokrývky a její vodní hodnoty v místech, kde se nenacházejí měrné stanice. Horský terén je velice heterogenní a existující nástroje programu ArcGis 10.3 vykazují při modelování vysokou chybovost.

V další části práce je vytvářen model v ArcGis 10.3, který by zohledňoval faktory ovlivňující sněhovou pokrývkou v Krkonoších. Pro vstup do modelu byl hledán gradient závislosti nadmořské výšky na výšce sněhu a vodní hodnotě sněhu. Dále do modelu vstupuje faktor vegetace.

2 Cíle práce

Hlavním cílem práce je navržení vhodných postupů pro stanovení prostorové distribuce sněhové pokrývky a vybraných meteorologických charakteristik na vybraném území Krkonoš.

Dílními cíli práce jsou zpracování časových řad bodových měření na zadaném území, testování vybraných interpolačních technik, verifikace zvolených postupů a modelování prostorové distribuce charakteristik sněhové pokrývky.

3 Sníh

Sníh je charakterizován jako srážka tvořící se ve volné atmosféře a dopadající na zemský povrch. Pokud je v blízkosti měrné stanice pokryta více než polovina půdy o minimální výšce 0,5 cm, jedná se o souvislou sněhovou pokrývku s různými fyzikálními veličinami a přeměnami (Židek 2003).

3.1 Přeměny sněhové pokrývky

Popis vývoje sněhové pokrývky shrnuje Dingman (2002) do několika fází. Doba akumulace předchází době tání, během ní roste SWE. Během této periody průměrná teplota sněhu klesá a celkový energetický vstup je záporný. Pokud je vstup celkové energie kontinuálně kladný, jedná se o dobu tání, která se dále dělí do třech fází.

První fáze tání se nazývá ohřívání, průměrná teplota sněhu roste až na izotermní teplotu 0 °C. energii potřebnou ke zvýšení teploty na bod tání popisuje tato rovnice:

$$Q_{cc} = -c_i \cdot \rho_w \cdot h_m \cdot (T_s - T_m) \quad (1)$$

c_i ... je tepelná kapacita ledu (2102 J/kg.K)

ρ_w ... hustota vody

h_m ...vodní hodnota sněhu

T_s ... průměrná teplota sněhu

T_m ... teplota tání (0 °C)

Ve druhé fázi zrání se začíná uvolňovat voda, která se drží ve sněhové pokrývce. Energetický vstup pro dokončení fáze zrání je popsán rovnicí:

$$Q = h_{wret} \cdot \rho_w \cdot L \quad (2)$$

h_{wret} ...kapacita sněhu pro zadržení kapalné vody

L ...latentní teplo tání

Následuje fáze odtoku, během níž každý tepelný vstup vyvolává odtok vody ze sněhu a celkové množství energie Q_m nutné pro přeměny popisuje rovnice (3).

Množství tepla, které je k dispozici pro změny sněhové pokrývky a tání, je vyjádřeno energetickou bilancí popsanou v následující kapitole.

$$Q_m = (h_m - h_{wret}) \cdot \rho_w \cdot L \quad (3)$$

3.2 Energetická bilance

Produkce vody při tání je dána množstvím energie dostupné pro tání, které lze vypočítat podle energetické bilance. Celková energie je popisovaná jako množství tepla dostupného pro tání. Pro tuto metodu je potřeba znalost všech energetických vstupů a výstupů, a proto je v modelech často zjednodušována. Na energetickou bilanci má vliv mnoho faktorů jako je vegetace či změna oblačnosti. Celkovou energii ovlivňující sních vyjadřují Singh (2001):

$$Q_m = Q_{nr} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_q \quad (4)$$

Q_m ...celková energie dostupná pro tání,

Q_{nr} ...příchozí záření

Q_h ...teplo vzduchu

Q_e ...latentní teplo evaporace, kondenzace nebo sublimace

Q_p ...množství tepla v dešťových srážkách,

Q_g ...geotermální teplo

Q_q ...změna vnitřní energetické zásoby ve sněhu

Pokud je hodnota Q_m kladná, dochází k tání sněhu. Singh (2001) uvádí, že relativní důležitost jednotlivých složek rovnice záleží na lokálních podmínkách a čase. Například Q_{nr} dominuje v případě bezvětří a tání. Zejména díky teplotě vzduchu převažuje během větrného a teplého počasí. Hodnoty Q_{nr} , Q_h , Q_g a Q_p jsou kladné za jasného dne s kladnými teplotami vzduchu, ostatní hodnoty se mohou lišit.

Úhrm tání způsobený energetickým tokem Q_m ($\text{kJ/m}^2\text{den}$) můžeme vyjádřit rovnicí níže za předpokladu, že jsou všechny složky energetické bilance známé (Singh a Singh, 2001):

$$M = \frac{Q_m}{\rho_w L \beta} \quad (5)$$

M...výška roztáté vody (mm/den)

L...latentní teplo tání

ρ_w ...hustota vody

β ...tepelná kvalita sněhu

Na základě energetických vztahů vznikla řada modelů, popisujících a predikujících tání.

3.3 Druhy sněhu

Díky různým vlastnostem a přeměnám sněhové pokrývky dělíme sněh na druhy. Celkem je evidováno více než 32 druhů sněhu (Židek 2003). Dělení sněhu dle druhů definuje v celosvětově uznávané metodice Colbeck (1990).

3.3.1 Nový sněh

Za sněh nový se považuje padající a čerstvě napadaný sněh. Tvary krystalků sněhu jsou závislé na podmínkách vzniku v atmosféře, podmínkách, za kterých vypadávají z oblaků a na klimatu. Nový sněh je velmi nesourodý, vysoce porézní a může nabývat tvaru jehliček, sloupečků, destiček atd.

3.3.2 Plstnatý sněh

Jedná se o čerstvě napadaný sněh s nízkou počáteční pevností. Mezi zlomkovým sněhem se nacházejí částečně rozbité částice, kde jsou původní tvary nového sněhu ještě patrné. Částice se skládají ze střípků či zaoblených zlomků ledových krystalků. Vzniká působením především síly větru, jenž původní krystalickou formu porušuje.

3.3.3 Okrouhlozrný sněh

Většinou ho reprezentuje suchý sněh. Nemá strukturu ani lesk, je matně bílý a vločky mají tvar téměř koule. Přispívá k vyšší stabilitě profilu pro svoji schopnost pojit se.

3.3.4 Hranatozrný sníh

Začne se vyvíjet vlivem teplot a působením mrazu ze zborcených krystalů. Teplotní změny vyvolávají difúzi vodních par a přesycení okolního prostředí je základem pro vznik nového procesu, při kterém vznikají ledová zrna hranatého tvaru. Bývá označován jako pohyblivý sníh.

3.3.5 Pohárkové krystaly

Tvoří se při dlouhotrvajících teplotách pod bodem mrazu a to výhradně uvnitř profilu v uzavřených prostorech. Kalichovitý tvar krystalů o velikosti 1 mm až 1 cm vzniká odpařováním vodních par z krystalu hranatého. Vzniklý vzdušný prostor nedokáže unést zatížení vrstev sněhu a hrozí zborcení. Vyskytuje se především na severních svazích a bývá označen jako dutinová jinovatka.

3.3.6 Firn

Dlouhodobým působením zvýšených teplot vznikají zaoblená zrna. Firn se objevuje hlavně na jaře, je to přechod mezi sněhem a ledem. Původní krystalky sněhu jsou díky metamorfóze a další změnou krystalů zaoblené a tvoří se z nich ledová zrna. Firn klasifikujeme jako jemnozrný (průměr zrna do 0,5 mm), středně zrnitý (průměr zrna 0,5 až 2 mm) a hrubozrný (průměr zrna nad 2 mm).

3.3.7 Ledová vrstva

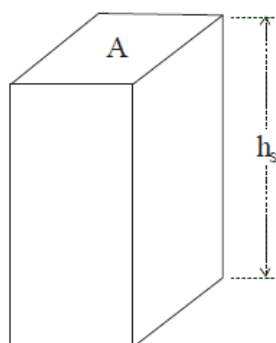
Ledová vrstva je firnová vrstva nebo ledová kůra o různé mocnosti nacházející se v jakékoliv hloubce profilu, která je závislá na předešlém počasí.

3.3.8 Zvláštní druhy sněhu

Do zvláštních druhů se řadí sníh, který není přesně definovatelný a na jeho vzniku se podílí usazený sníh i srážky. Jedná se například o povrchovou jinovatku, která vzniká krystalizací vodní páry ze vzduchu při bezvětří na chladném povrchu. Dále sem řadíme námrazu vznikající namrznáním kapiček mlhy hnaných větrem a to především na návětrné straně. Od jinovatky se liší nekystalickou strukturou. Do této skupiny patří i ledová kůra, která se tvoří za jasných dní a nocí, kdy změnou teploty sníh taje a umrzá, a také oblevová plástev, která je typická pro období oblevy. Jedná se o tající firnovou nebo ledovou vrstvu.

4 Vlastnosti sněhové pokrývky

Sníh je zrnité porézní prostředí obsahující ledové částice a póry. Sněhová pokrývka je proměnlivá fyzikálně i časoprostorově, čímž jsou navzájem ovlivňovány její vlastnosti. Klesne-li teplota pod 0°C , vstupují do prostředí pórů vodní páry. Pro popsání vlastností sněhové pokrývky můžeme využít reprezentativní vzorek sněhu (obrázek č. 1) Při vyšších teplotách se póry začínají plnit vodou a následuje třífázový systém tání (Dingman 2002).



h_s [m] – výška sněhové pokrývky

A [m^2] – rozloha zájmového území

Obrázek 1: Reprezentativní vzorek pro popis vlastností sněhové pokrývky

4.1 Objemová hmotnost

Základní fyzikální charakteristika ukazující poměr ledových částic a vzduchu ve vzorku. Pro její stanovení využíváme poměr objemu vody vzniklý okamžitým roztáním ledu k objemu sněhu před roztáním a násobením objemovou hmotností vody.

4.2 Objem sněhu

Objem sněhu získáme dosazením hodnot ze zájmového území do vzorce:

$$V_S = h_S \cdot A = V_i + V_w + V_A [\text{m}^3] \quad (6)$$

V_i ... objem ledu [m^3]

V_w ...objem vody [m^3]

V_A ... objem vzduchu [m^3]

4.3 Pórovitost sněhu

Vyjadřuje poměr objemu pórů k celkovému objemu vzorku:

$$\emptyset = \frac{V_W + V_A}{V_S} [-] \quad (7)$$

V_S ... celkový objem sněhu [m^3]

4.4 Hustota sněhu

Vyjadřuje poměr hmotnosti a objemu vzorku:

$$\rho_S = \frac{M_i + M_w}{V_S} = \frac{\rho_i \cdot V_i + \rho_w \cdot V_w}{V_S} [\text{kg}/\text{m}^3] \quad (8)$$

M_i ... hmotnost ledu [kg]

M_w ... hmotnost vody [kg]

ρ_i ... hustota ledu [kg/m^3]

ρ_w ... hustota vody [kg/m^3]

4.5 Zásoba vody ve sněhové pokrývce

Informace o zásobě vody ve sněhové pokrývce je zásadní pro tvorbu vodohospodářských predikčních modelů. Přesto není její měření dostatečné. Měří se na klimatologických stanicích ve vyšších polohách v týdenním kroku.

Vodní hodnota sněhu (SWE, z anglického Snow Water Equivalent) je zásadní charakteristikou sněhové pokrývky mající vedle výšky sněhu své praktické uplatnění v hydrologii. Vyjadřuje množství vody obsažené ve sněhové pokrývce, které si lze představit jako výšku vodního sloupce, jenž vznikne rozpuštěním sněhové pokrývky bez ztrát výparem (Durand 2011).

Zásoba vody je závislá na teplotě. Čerstvý sníh postupně slehává a při teplotách kolem bodu mrazu je vodní hodnota sněhu až 5 mm na 1 cm výšky sněhu. Tuto závislost pozorujeme především v období tání na konci zimy. Pokud je sníh prachový, a to je při teplotách pod $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, je jeho vodní hodnota menší než 1 mm na 1 cm výšky sněhu. Sníh vlhký až mokřý vykazuje vodní hodnotu 1 až 2 mm na 1 cm výšky sněhu (Tolasz a kol. 2007).

4.6 Sněhová čára

Sněhová čára vymezuje rozlohu sněhové oblasti. Tato oblast je definována jako plocha zemského povrchu se souvislou sněhovou pokrývkou. Poloha sněhové čáry je závislá na nadmořské výšce. Oblasti, kde se sněhová pokrývka vyskytuje celoročně, jsou ohraničeny trvalou sněhovou čarou. Udává hranici mezi akumulací a ablační zónou sněhu (Hrádek a Kuřík 2002). V místech, kde se sněhová pokrývka mění se změnou ročního období a tedy i s teplotou, je sněhová čára nazývána přechodnou. Jedná se o hranici mezi plochou zasněženou a holou v daném časovém intervalu. Nadmořská výška trvalé i přechodné sněhové čáry se neustále mění vzhledem k ročnímu období i k dlouhodobému vývoji klimatu. Závisí na srážkách, teplotě, reliéfu, topografii, expozici a zeměpisné šířce. Hodnotu průměrných trvalých sněhových čar v n-letém kroku udává klimatická sněhová čára (Waldinger 1999).

Modelace sněhové pokrývky se začíná zpřesňovat díky stále se vyvíjejícím technologiím, které klasifikují místa pokrytá sněhem a místa bez sněhové pokrývky. Významný rozvoj technologií a dostupnosti družicových snímků přispěl k využití má dálkového průzkumu země (dále jen DPZ) při stanovení rozsahu sněhové pokrývky i dalších charakteristik. Český hydrometeorologický ústav (dále jen ČHMÚ) a správci vodních děl využívají těchto metod pro predikci množství vody v době tání sněhu. Pravidelnost snímání umožní předpověď vodní hodnoty sněhu s častějším než týdenním krokem. Mimo distribuci vody ze sněhu je DPZ využit pro určení nulové izochiony, která nám určuje oblasti se sněhovou pokrývkou. Při porovnání izochion můžeme vysledovat rozdíly v nadmořské výšce nulové izochiony, která nám určuje místa, kde se v průměru nachází výška sněhové pokrývky blíží se nule (Ducháček 2014).

5 Využití sněhové čáry

Pro vytváření modelů sněhové pokrývky je sněhová čára jedním z klíčových vstupů pro odhad počáteční polohy začátku sněhové pokrývky (Cena a kol. 2013). Variabilita sněhové čáry je použita jako vstup pro hydrologické modelování, například pro validaci modelových simulací sněhu (Martinec a kol. 2008). Medián sněhové čáry se také využívá pro popis relativních počtů dnů se sněhovou pokrývkou (Hantel a Maurer 2011).

6 Měření sněhové pokrývky

Největší význam má sněhová pokrývky v hydrologickém cyklu horských oblastí, která se značně podílí na zásobách vody a úhrnu srážek (Doesken a Robinson 2009). V jarním období je horská zásoba půdní vody dotována především roztáním sněhu (Škvarenina a kol. 2002).

Poznání vlastností sněhu je důležité nejen pro hydrologii, ale i pro meteorologii, klimatologii, geografii, geologii, ekologii, zemědělství a lesnictví. Ke zjištění vlastností sněhu je důležité jeho měření (Křístek a kol. 2008). Měření a predikce sněhové pokrývky jsou ovšem ovlivněny mnoha faktory. Nejvýraznější faktor v měření a predikci sněhové pokrývky je lesní porost, kde je hydrologický cyklus včetně parametrů sněhové pokrývky ovlivněn působením intercepce, evapotranspirace, infiltrace a i přímým dopadem na klima (Holko a kol. 2009). Rozdílnost měření sněhové pokrývky v lese a ve volné ploše ovlivňují faktory, jako jsou klima, reliéf, plocha a charakteristika lesního porostu (Gelfan a kol. 2004). Snížení výšky sněhové pokrývky a velikosti její vodní hodnoty závisí na intercepci dřevin. Rychlost tání sněhu je ovlivněna zastíněním lesa a to především ke konci zimního období (Kantor 2005).

Na území České republiky měří výšku sněhové pokrývky klimatologické a srážkoměrné stanice (ČHMÚ 2010). Pro vytváření modelu sněhové pokrývky jsou k dispozici snímky DPZ, tato data jsou nedostatečná. DPZ nelze použít v zalesněných oblastech a v oblastech s vysokou heterogenitou. Pro získání dat v těchto oblastech je potřeba provádět expediční měření, v němž získáváme data z velkých území během krátké doby, za dodržování shodných postupů (Křístek a kol. 2011).

Křístek a kol. (2011) uvádí, že pro nejpřesnější stanovení množství sněhu na vybraném území je nejvhodnější metoda sběru a přímého měření parametrů veškerého sněhu na územní jednotce. Takový postup je technicky neproveditelný na velkých plochách a plochách s velmi členitým terénem.

6.1 Metody měření výšek sněhu a SWE

6.1.1 Manuální měření

Nejběžnějším měřením je manuální gravimetrické zjišťování vodní hodnoty sněhu a výšky sněhu (Anderton a kol. 2003). Měření se provádí pomocí plastové nebo kovové sněhoměrné trubky daného průměru, která podle provedení má ozubení odběrové hrany (obrázek č. 2). Válec se vtlačí kolmo do sněhu, aby dosáhl až na povrch půdy, dle potřeby se sněhové jádro před vyzvednutím ztutní. Po očištění jádra od případných nečistot ze spodní strany, jako jsou zbytky vegetace a půdy, se hodnota SWE zjišťuje výpočtem na základě vážení odběrné trubky se sněhovým jádrem nebo měřením objemu vody po jeho roztátí.

V České republice je manuální měření ve sněhoměrných profilech nejčastějším způsobem zjišťování dat o vodní hodnotě sněhu pro účely monitoringu a predikcí (Židek a Lipina 2003). Při měření se nejčastěji používají odběrné válce s průřezovou plochou 50 cm^2 a délkou 1 nebo 1,5 m. Odběry v pevně lokalizovaných transektech o délce 20 až 30 m na jednotlivých lokalitách se provádějí ve třech opakováních pro stanovení SWE, pro měření výšky sněhu desetkrát. Z těchto hodnot se počítá průměr, který vstupuje do hydrologických modelů (Taufmannová a kol. 2010). Výhodou metody jsou nízké náklady na zařízení, kvalifikaci a díky rychlému odběru lze v krátkém čase odebrat dostatečné množství vzorků. Další výhodou je prostorová flexibilita při zjištění potřeby úpravy nebo doplnění míst sledování. Metoda má i řadu nevýhod, jako je fyzická a časová náročnost dopravy pozorovatele spojené s vysokými náklady na měření. Přesto je stále jedním z hlavních zdrojů dat pro mnoho lokálních, národních i nadnárodních prostorových a časových modelů sněhových podmínek (Marofi a kol. 2011).



Obrázek 2: Válcový sněhoměr (Špulák 2012)

6.1.2 Sněhoměrné polštáře

Sněhoměrné polštáře jsou plochá zařízení umístěná na úrovni terénu. Využívají se už od 70. let 20. století. Jsou vyrobeny z vyztužené gumy, pevného plastu nebo kovových plátů a nejčastěji mají kruhový nebo čtvercový tvar o poloměru 2 až 4 m (obrázek č. 3). Výhodou kovových, nerezových materiálů povrchu polštářů je vyšší odolnost vůči poškození a také nižší časové nároky na instalaci (Lundberg a kol. 2010). Polštáře jsou plněny nemrznoucí kapalinou, která přenáší tlak sněhové vrstvy na tlakoměry. Sněhoměrné polštáře nejlépe pracují v rovinnatém terénu při těžkém sněhu a malé frekvenci mrznoucích oblev. Dojde-li k zavěšení sněhové vrstvy přes polštář, nelze tuto metodu použít, jelikož dochází k chybnému měření (Sorteberg a kol. 2001). Problém zavěšování sněhových vrstev lze částečně řešit instalací více polštářů souběžně na stejné lokalitě a následným porovnáním naměřených hodnot. Mapa rozmístění sněhoměrných polštářů (obrázek č. 4). Nevýhodou je také změna teplotního gradientu mezi půdou a sněhem vyloučením výparu z půdy a zabránění vsakování odtávané vody do půdy. Další nežádoucí je poškození polštářů, kdy může dojít k intoxikaci životního prostředí v přímém okolí únikem nemrznoucí kapaliny (Schaefer 2002).



Obrázek 3: Sněhoměrný polštář (CHMI)



Obrázek 4: Rozmístění sněhoměrných polštářů v ČR (CHMI)

6.1.3 Váhy sněhu

Váhy sněhu vycházejí také z principu zjišťování hydrostatického tlaku sněhu jako u sněhoměrného polštáře, svou konstrukcí však řeší některé jejich nevýhody, zvláště nebezpečí chemického znečištění životního prostředí. Jsou tvořeny plochou kovovou konstrukcí zavěšenou na váhových čidlech, váhy jsou povrchem zapuštěny do úrovně terénu (obrázek č. 5). Povrch kovových plátů je zdrsňen posypem nebo položením kobercovité rohože za účelem přiblížení jeho vlastností přírodním podmínkám, perforováním je umožňován částečný průsak. Váhy sněhu jsou stejně jako sněhoměrné polštáře zatíženy chybou v případě zavěšení sněhových vrstev. Další nevýhodou metody na rozdíl od sněhových polštářů je absence alespoň zprostředkovaného kontaktu půdy a sněhu v místě měření. K váhovým systémům patří například elektronický senzor vodního ekvivalentu sněhu (Johnson a kol. 2007). Senzor tvoří jeden středový čtvercový měřicí panel, který je obklopený devíti nehybnými panely. Ty mají odclonit okrajový efekt a umožnit vodě, aby prosakovala skrz panely (Storck a kol. 2002).



Obrázek 5: Váhový sněhoměr (Jeníček 2013)

6.1.4 Měření na základě elektrických vlastností sněhu

Zjišťování vlastností sněhu založené na principu měření elektrických a dielektrických veličin sněhu je vhodné z pohledu minimálního mechanického a chemického znečištění sněhu. Sníh musí být bez přísad, které mohou výrazně ovlivňovat jeho elektrické vlastnosti. Mezi vlastnosti sledované těmito metodami kromě SWE a výšky sněhu patří také hustota, vlhkost a případně vrstvení sněhu. Přehled několika metod a čidel vlhkosti založených na tomto principu popisuje např. Stacheder a kol. (2009).

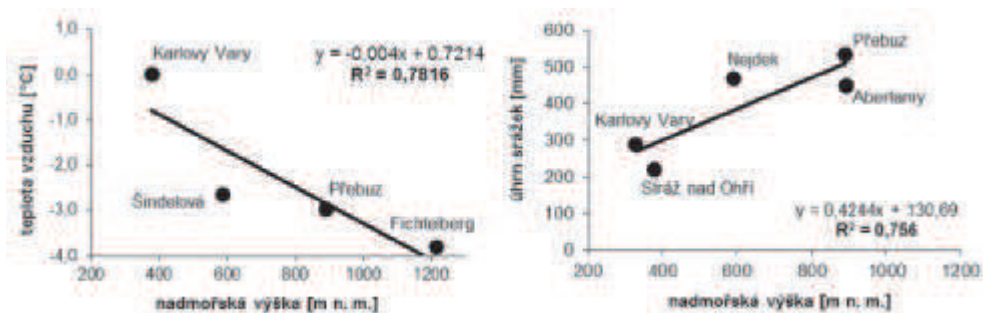
7 Faktory ovlivňující sněhovou pokrývku

7.1 Meteorologické faktory

Jsou základními činiteli, které ovlivňují parametry sněhové pokrývky. Jedná se především o srážky a teplotu. Měření těchto veličin v rozlehlém území je za předpokladu podrobných dat náročné. Důležitá pro predikci sněhové pokrývky je jejich proměnlivost v čase a prostoru. Měření můžeme zpřesnit volbou ploch měřených dle časového rozvrhu (Křístek a kol. 2011a).

7.2 Nadmořská výška

Reprezentuje statický faktor v proměnlivostech sněhové pokrývky. Proměnlivost teploty a úhrnů srážek můžeme předpokládat úměrné s nadmořskou výškou (obrázrk č. 6). Při výběru měřených ploch je důležité jejich vzájemné rovnoměrné rozložení. Kvantitativní vlastnosti jako výška vodní hodnota sněhu s nadmořskou výškou korelují (Křístek a kol. 2011a).



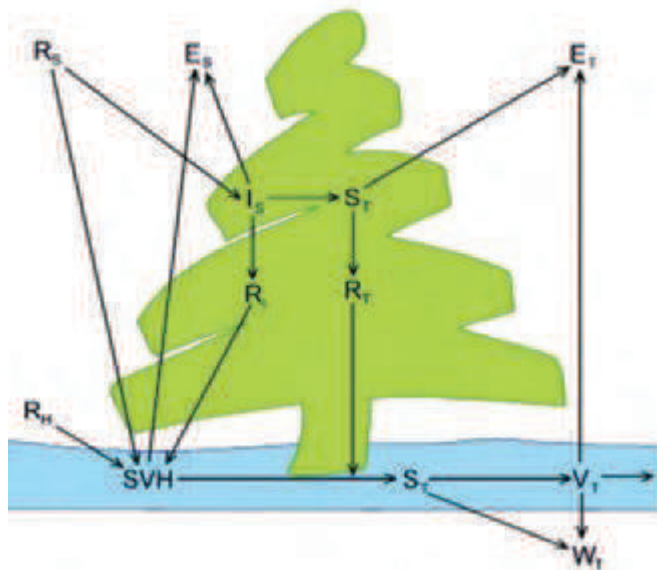
Obrázek 6: Lineární závislost teploty a úhrnu srážek na nadmořské výšce (ČHMÚ)

7.3 Čas

Parametr času vstupuje do proměnlivosti pokrývky v závislosti na počasí. Pokrývka se mění v důsledku srážek, teploty, proudění a vlhkosti vzduchu, teploty rosného bodu a tlaku vodních par a slunečního záření (Němec 2006a). Při intenzivních srážkách a vysoké teplotě se sněhová pokrývka mění během několika hodin, při stabilních teplotách je pokrývka proměnlivá s teplotou (Pomeroy a kol. 1998).

7.4 Vegetace

Dalším výrazným faktorem, který ovlivňuje sněhovou pokrývku, je vegetační kryt. Vysoká vegetace ovlivňuje nejen plochu, na které se nachází, ale i okolí. Například lesní porost ovlivňuje proudění vzduchu a způsobuje zastínění ploch. Vliv vegetačního krytu můžeme do modelu zahrnout pomocí modifikované rovnice vodní bilance, která se zaměřuje především na vliv stromového porostu (obrázek č. 7). Tato rovnice rozděluje plochu lesního porostu a volnou plochu – to je plocha bez vlivu lesního porostu (Křístek a kol. 2011a).



Obrázek 7: Vliv stromového porostu na sněhovou pokrývku, R_s – úhrn sněhové srážky, R_m – desublimace vodních par, I_s – sníh zadržený vegetací, E_s – sublimace sněhu, R_l – opad sněhu z nadzemní vegetace, S_T – voda z tání sněhu, R_T – okap vody z tání na povrchu nadzemní vegetace, E_T – výpar vody, V_T – odtok, W_T – vsak, SVH – vodní hodnota sněhu (Křístek a kol. 2001a)

8 Hydrologický cyklus sněhu v horském prostředí

V horském prostředí má hydrologický cyklus specifické vlastnosti. Horská povodí jsou často zalesněná a mají vyšší průměrnou nadmořskou výšku a sklon. Teplota vzduchu, atmosférické srážky i vegetace jsou výrazně ovlivněny velkými výškovými rozdíly. Vyskytuje se zde i vliv morfologie způsobující závětrný a návětrný efekt, přemísťování sněhu z hřebenů do údolí. Horská povodí výrazně ovlivňují hydrologický režim nižších poloh. Tání sněhu v horách je v mnohých oblastech světa jediným zdrojem vody pro říční síť a doplněním pro podzemní vody (Bandyopadhyay a kol. 1997).

Výzkum, který je blízký podmínkám v Krkonoších, proběhl ve slovenských Tatrách na povodí Jaloveckého potoka. Tato oblast má průměrnou nadmořskou výšku kolem 1500 m.n.m. s jižní orientací a sklonem svahu 30° . Úhrny srážek pro studii zde měřili v období 1998 až 2008. Zpracování měření ukázalo na výrazné rozdíly v ročních úhrnech srážek mezi horami a údolím. V samotných horách byly rozdíly menší a to platí i pro sněhovou pokrývku. Některé slabé zimy v údolí byly v horách nadprůměrné. Odtok z povodí reaguje na srážky rychle v průměru do dvou

hodin, v podhorském prostředí je odtok pomalejší a nejvýznamnějším faktorem se jeví úhrn srážek, vliv nasycenosti povodí výrazný nebyl. Vliv neměla přímo srážka, ale voda, která se v povodí již nacházela například tání sněhu. Průměrný odtok z hor byl v měřeném období 1186 mm a z celého povodí 754 mm (Holko a kol 2011).

9 Modelování sněhové pokrývky

Predikci vývoje sněhové pokrývky můžeme využít ke zmírnění následků povodní. Ohrožená jsou především podhorská a horská povodí, kde je dominantní sněhový režim odtoku (Jost a kol. 2007). Příčinou vzniku povodně je tání sněhu vlivem teploty, teplota do modelu vstupuje primárně v podobě teplotního indexu (Hock 2003) nebo energetické bilance a dešťových srážek (Assafa 2007). Studie tání sněhu považují za hlavní faktor v regionálním šetření nadmořskou výšku a teplotu, v lokálním šetření do procesu však vstupuje další množství faktorů, například vegetace, sklon, expozice (Kocum a kol. 2009). Zvláštní vliv na odtok z povodí mají rašeliniště (Jánský, Kocum 2008) a antropogenní úprava koryt řek (Kliment, Matoušková 2009).

Měření sněhové pokrývky můžeme provádět tradičně, ale v současné době se využívá DPZ (Moloch, a Margulis 2008). V České republice pochází nejrozsáhlejší výzkum od Českého hydrometeorologického ústavu. Měření probíhá v rámci experimentálních povodní a zaměřuje se na výšku sněhové pokrývky s vodní hodnotou sněhu. Při měření je hodnocena i funkčnost a spolehlivost přístrojů (Kutláková a Jeníček 2012).

9.1 Interpolační metody

Pro predikci neznámých hodnot vyskytujících se v okolí hodnot měřených využíváme interpolaci (Burrough McDonnell 1998). Intepolační metody vycházejí z předpokladu podobnosti okolních bodů. Podobnost bodů klesá se vzdáleností od měřené hodnoty (Arun 2013). Interpolační metody dělíme na lokální a globální, geostatické a deterministické, exaktní a aproximující (Angulo-Martinez a kol. 2009). Lokální metody využívají jen určitý výběr dat. Oproti metodám globálním, které využívají celý rozsah dat. Geostatistické metody využívají pro určení neznámých hodnot matematické a statistické metody. Datům vstupujícím do výpočtu jsou přiřazovány váhy na základě autokorelace. Deterministické metody využívají pouze

matematické funkce. Exaktní metody dodržují hodnoty dat naměřených, ale aproximační metody se od změřených hodnot liší (Li a Heap 2011).

ČHMÚ získává data z pozemních stanic v týdenním kroku. Verifikovaná data vstupují do výpočetního modelu v prostředí GIS, kde je na základě lineární závislosti s nadmořskou výškou provedena interpolace SWE. Použitá interpolační metoda je vážený průměr dvou metod IDW a interní metody ČHMÚ, kde váhou průměrů je koeficient determinace lineární regrese. Čím je koeficient determinace vyšší, tím více se blíží k hodnotě z lineárního regresivního modelu. Pokud je koeficient determinace nižší, tím větší váhu má odhad daný výsledkem metody IDW (Šercl 2008). Obdobnou metodu používá švýcarský institut SFL, který k pozemnímu měření připojuje široké spektrum snímků DPZ. Bavera a kol. (2014) našel shodu mezi modelem se vstupem pouze pozemních naměřených dat a modelem doplněným o snímky DPZ. Rozdíl mezi modely byl pouze 8 %.

9.1.1 Aritmetický průměr

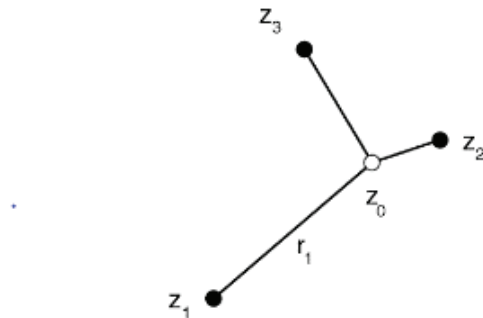
Aritmetický průměr je nejtriviálnější interpolační metodou. Jedná se o metodu lokální, deterministickou, exaktní. Jde o metodu nejméně přesnou, z důvodu jednoduchého zpracování vstupních dat. Nepřesný odhad způsobí jediná hodnota, která se výrazně liší od ostatních z řešené řady.

9.1.2 IDW

Inverse Distance Weight (Metoda vah inverzní vzdálenosti) definuje interpolovanou hodnotu jako vážený průměr vzdáleností vybraných bodů k bodu se známou hodnotou. Tato metoda využívá prostorové autokorelace, kde se využívá předpoklad, že hodnoty blízké v prostoru jsou si podobnější a přiřazuje jim větší váhu než hodnotám vzdálenějším (Merwade a kol. 2006). Metoda IDW dosahuje nejlepších výsledků na pravidelném terénu s pravidelným rozmístění měřených bodů a dostatečnou hustotou. V opačném případě dochází v interpolovaném povrchu k chybám (Watson a Philip 1985). Tato metoda má vysokou výpočetní rychlost a často se využívá k odhadům meteorologických jevů. Nelze ji však využít v oblasti s vysokým rozdílem nadmořských výšek. Například hřebeny hor a údolí, pokud nejsou nejnižší body a vrcholy přímo zaměřeny (Burian 2008). Je nutné určit počty a vzdálenosti bodů, které budou použity pro interpolaci neznámé hodnoty. Nejlepších

výsledků metoda dosahuje při dostatečně husté síti naměřených hodnot (Watson a Philips 1985).

Pro příklad výpočtu metody IDW můžeme využít výchozí situaci. Máme tři body z_1, z_2, z_3 , naměřené v n bodech v prostoru a potřebujeme odhad hodnoty z_0 , v místech, kde měření neproběhlo. Hodnotu odhadujeme v daném bodě jako vážený průměr z okolních hodnot:



Rovnice pro odhad hodnoty neznámého bodu $Z(s_0)$ lze vyjádřit tímto vztahem:

$$Z(s_0) = \sum_{i=1}^N \alpha_i * Z(s_i) \quad (9)$$

$Z(s_0)$... odhadovaná hodnota v neznámém bodě

N ... počet okolních měření, která vstupují do výpočtu

α_i ... váha i -tého měření vstupujícího do interpolace, klesá spolu se vzdáleností.

$Z(s_i)$... změřená hodnota v bodě s_i

Váhu α_i lze vyjadřuje vztah:

$$\alpha_i = \frac{d_i^{p-1}}{\sum_{i=1}^N d_i^{p-1}} \quad (10)$$

d_i ... vzdálenost mezi i -tým bodem $Z(s_i)$ a bodem $Z(s_0)$

p ... exponent pro kontrolu významnosti okolních bodů

N ... počet okolních měření, která vstupují do výpočtu

Je-li rozmístění změřených bodů pravidelné a v dostatečné hustotě, bude metoda IDW dosahovat nejlepších výsledků pro terén pravidelný, bez výrazných terénních nerovností. Je-li síť vstupních bodů nerovnoměrná a nedostatečně hustá, může docházet k chybám v interpolovaném povrchu (Watson, Philip 1985). Nevýhodou metody IDW je, že nedokáže spočítat takové hodnoty, které jsou větší nebo menší než hodnoty ve vstupním datovém souboru. Tato metoda nepřesně interpoluje například údolí a hřebeny hor, nejsou-li vrcholy a nejnižší body změřeny přímo konkrétními body. IDW má velice vysokou výpočetní rychlost. Často se používá k odhadu meteorologických jevů (Burian 2008).

Je nutné vhodně zvolit množství a vzdálenost všech změřených bodů vstupujících do interpolace. Pro výběr bodů vstupujících do interpolace je nejčastěji volena kruhová výseč. Pro odhad jsou použity všechny body v kruhu bez ohledu na směr. Odhadovaný povrch se považuje za izotropní. Při předpokladu, že vstupní body v určitém směru mohou interpolovanou hodnotu ovlivnit větší vahou než body ostatní, je vhodné zvolit pro výběr elipsu. Hlavní osa elipsy je rovnoběžná s definovaným směrem. Pak je odhadovaný povrch považován za anizotropní (Ježek 2015).

9.1.3 Spline (Radiální bázové funkce)

Metoda využívá matematicky definovaných křivek, které interpolují jednotlivé části povrchu po částech. Základním požadavkem je přesný průchod datovými body s minimální křivostí povrchu. Radiální bázové funkce jsou sérií přesných deterministických interpolačních technik, které zahrnují několik bázových funkcí (Johnston a kol. 2001). Spline můžeme interpretovat jako proložení datových bodů pružnou membránou. Metoda Spline nám umožňuje predikovat body nad naměřenými maximálními i minimálními hodnotami. Tím se metoda liší od metody IDW (Paralvo 2012). Díky vyhlazení bariér a skokům bývá povrch hladký, proto je využití této metody vhodné u hladkých povrchů (Voženílek a kol. 2001).

V prostředí ArcGIS se nacházejí dvě základní metody – regulovaná a metoda s tenzí. Regulovaný spline vytváří hladký a postupně se měnící povrch s hodnotami, které se mohou nacházet mimo rozsah vstupních dat. Do výpočtu vchází parametr definující váhu třetích derivací povrchu ve výrazu minimalizace křivosti. Čím vyšší váha, tím vyšší hodnota parametru. Typické hodnoty jsou 0; 0,001; 0,01; 0,1 a 0,05.

Druhá metoda spline s tenzí ovlivňuje tuhost povrchu v závislosti na charakteru modelovaného jevu. Je více vázána na vstupní data, ale vytváří méně zhlazený povrch. Parametr váhy definuje váhu tenze, která je v minimalizačních kritériích první derivace. Čím vyšší váha, tím hrubší povrch. Typicky používané hodnoty jsou 0; 1; 5 a 10 (ArcGIS 9.2 Deskop Help).

Radiální bázové funkce jsou definovány jako lineární kombinace n-bázových funkcí (Buhmann 2003). Rovnice pro odhad výšky:

$$z(s_0) = \sum_{i=1}^N \omega \Phi(\|s_i - s_0\|) + \omega_{n-1} \quad (11)$$

N... počet bodů

$\Phi(\|s_i - s_0\|)$... Φ radiální bázová funkce a $(\|s_i - s_0\|)$ vzdálenost mezi odhadovaným místem s_0 a změřeným místem s_i .

ω_i ... váhy, které každé funkci přiřazují důležitost a musí být odhadnuty

Váhy jsou počítány níže uvedenou soustavou rovnic:

$$\begin{pmatrix} \Phi & 1 \\ 1' & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} w \\ \omega_{n-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z \\ K \end{pmatrix} \quad (12)$$

w... váhy, které rovnicím přiřazují jejich důležitost ($w = \omega_1, \omega_2, \dots, \omega_n$). Pro váhy platí: $\sum w = K$

Φ ... matice i, j-tého prvku odpovídající $\Phi(\|s_i - s_0\|)$ pro každou dvojici datových bodů

1... sloupcový vektor jedniček

ω_{n+1} ... bázový parametr

z... sloupcový vektor, který obsahuje datové body

Mitáš a Mitášová (1988) uvádí, že je známo několik druhů Spline, které se používají pro interpolaci neznámých bodů. Například Thin-plate Spline, Thin-plate Spline with Tension, Regularized Spline, Regularized Spline with Tension.

9.1.4 Kriging

Metoda používána především v důlním inženýrství, pro které byla vyvinuta, využívá geostatické metody odhadu. Další využití našla v geologii a hydrologii. Konečný odhad interpolovaného bodu se zakládá na podobném principu jako IDW a Spline. Využívá okolní body s přiřazenými vahami, bližší body jsou si podobnější než body vzdálené. Rozdílem je, že váhy nejsou založeny pouze na vzdálenosti a odhadu, ale i na prostorové závislosti těchto bodů (Johnston a kol. 2001). Metoda má několik variant.

Diference od metody inverzních vzdáleností se zakládá na autokorelaci, tedy na prostorové vzdálenosti známých bodů (Johnston a kol. 2001). Proto je nezbytné se při krigování věnovat podrobnému průzkumu dat, abychom stanovili jejich prostorovou strukturu. Struktury jsou dány empirickým semivariogramem, který je popsán níže.

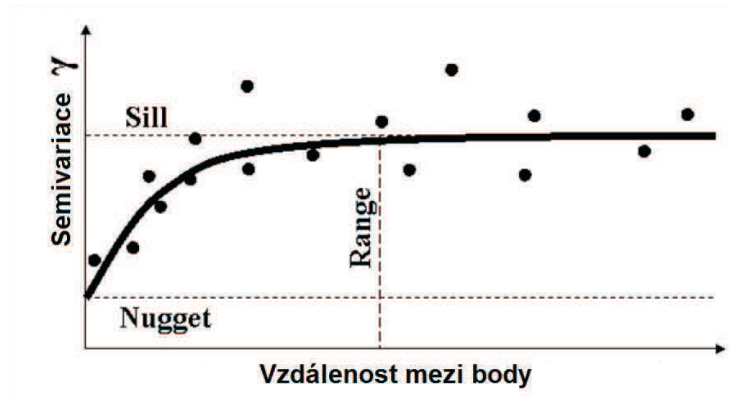
První metodou je jednoduchý Kriging, který je matematicky nejjednodušší. Předpokládá se, že střední hodnota složky trendu je v celé oblasti známá a konstantní. Metoda má malé využití (Angulo-Martinez a kol. 2009).

Nejvyužívanějším typem Krigingu je Ordinary Kriging (běžný Kriging). Jde o statisticky nejlepší nestranný lineární odhad, který je lineární kombinací dostupných hodnot. Oproti jednoduchému Krigingu je trendová složka neznámá, ale konstantní. Snaží se minimalizovat rozptyl reziduí, aby střední hodnota rezidua byla nulová (Peng a kol. 2014).

Dalším typem je Universal Kriging, kde je střední hodnota trendové složky neznámá lineární kombinací známých funkcí. Mění se s polohou bodu. Při hledání vhodného vektoru vah a minimalizaci chyb odhadu je univerzální Kriging velmi podobný běžnému Krigingu (Peng a kol. 2014).

Jak již bylo zmíněno k výpočtu neznámé hodnoty metodou kriging je potřeba vytvoření empirického semivariogramu. Ukázkou toho, jak jsou měřené body rozmístěny v prostoru, naznačuje semivariogram (obrázek č. 8). Rozdílnost dvojic bodů je porovnávána pro různé vzdálenosti. Na ose x se nachází vzdálenost a osa y zobrazuje průměry semivariace. S přibývajícím počtem změřených bodů stoupají vzdálenosti bodů. K popsání modelu se využívají charakteristiky semivariogramu

jako: sill, range a nugget. Sill je hodnota autokorelační funkce ve vzdálenosti range. Range je hodnota vzdálenosti, při které již autokorelace nepůsobí. Nugget je velikost vlivu v nulové vzdálenosti od interpolovaného místa, jde tedy o variabilitu jevu vyskytujícího se všude nezávisle na poloze (šum). O tuto hodnotu (nugget > 0) je posunuta křivka na ose y (Angulo-Martinez a kol. 2009).



Obrázek 8: Semivariogram s vyznačenými mezními hodnotami (Karl a Maurer 2010)

10 Chyby v měření

Výsledky modelů a datových analýz jsou ovlivněny chybami, které se do modelu dostávají v různých stádiích zpracování geografických informací. Proto je u každého výstupu nutné poskytnout informaci o kvalitě (Kadlíčková 2007). Kvalita DMR především závisí na zdroji dat a výběru interpolace (Weng 2002). Vypočítané atributy mohou ovlivňovat hrubé chyby z lidského zavinění, systematické chyby a náhodné chyby (Hengl a kol. 2003).

10.1 Hrubé chyby

Identifikace hrubých chyb je možná několika způsoby. Nejjednodušší způsob je nalezení extrémních hodnot, které porovnáme se vstupními daty, nebo výpočet základních charakteristik, například průměru a směrodatné odchylky. Dále můžeme z DMR vygenerovat vrstevnice a srovnat je se vstupními vrstevnicemi. Hrubou chybu můžeme poznat i vizuálně, například při velkém počtu depresí a nereálných tvarů (Kadlíčková 2007).

10.2 Systematické chyby

Mohou se projevit například vznikem teras, které jsou na místech, kde nelze jejich existenci očekávat. Tyto chyby mají většinou stejný charakter pro celou

interpolovanou plochu. Vygenerujeme-li z nadmořských výšek histogram, ve kterém se nachází tzv. peaky jeho hodnoty jsou odpovídající vstupním vrstevnicím. Pro kvantifikaci systematických a náhodných chyb je často používán výpočet odmocniny střední kvadratické chyby RMSE. Tato metoda určuje rozptyl rozdělení četnosti odchylek mezi původními výškovými daty a daty DMR. Čím vyšší je rozptyl mezi dvěma datovými sadami, tím vyšší je hodnota RMSE (Kadlíčková 2007).

Matematické vyjádření RMSE (Wood 1996):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_i - Z_j)^2} \quad (13)$$

Z_i ... i-tá hodnota nadmořské výšky interpolovaného DMR

Z_j ... korespondující nadmořská výška referenčního povrchu

n ... počet kontrolovaných bodů

10.3 Cross-validace

Peter (2007) popisuje Cross-validaci jako způsob k porovnání různých předpokladů v modelu a v datech (variogram a jeho parametry, velikost nejbližšího okolí použitého pro následnou interpolaci, detekce odlehlých hodnot a anomálií).

V procesu cross-validace je každá hodnota $z(x_\alpha)$, na které se cross-validace provádí, odstraněna z množiny dat a hodnota $z^*(x_\alpha)$ je poté odhadnuta pomocí zbývajících $n-1$ hodnot. Rozdíl mezi hodnotou simulovanou a měřenou ukazuje, jak zvolený model odpovídá naměřeným hodnotám.

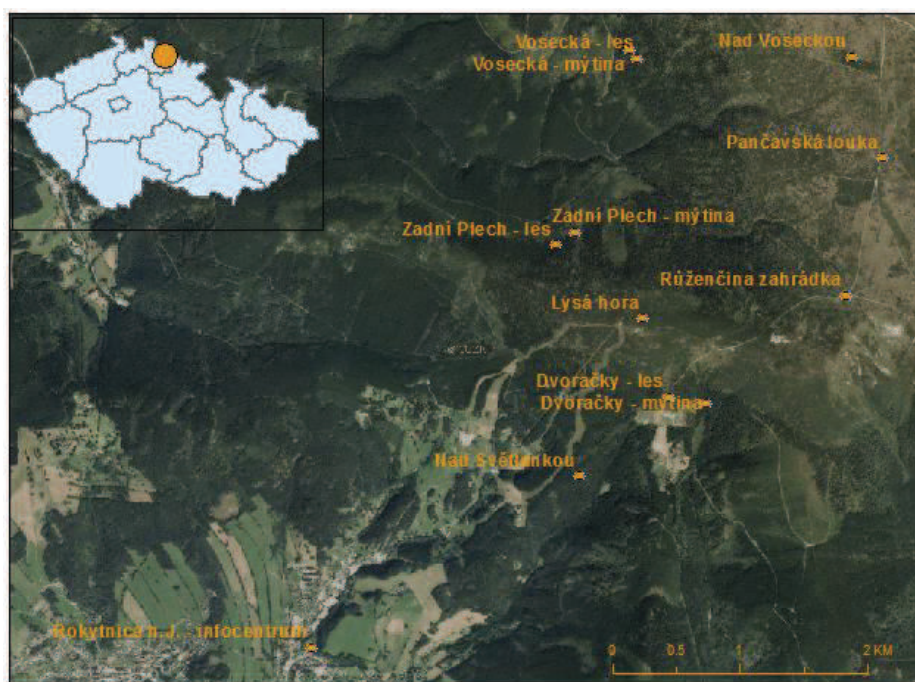
$$z(x_\alpha) - z^*(x_\alpha) \quad (14)$$

Je-li aritmetický průměr chyby cross-validace blízký nule, pak lze tvrdit, že se nejedná o zjevné zkreslení. Pokud je tento průměr výrazně kladný nebo záporný, lze předpokládat, že došlo k systematickému nadhodnocení nebo podhodnocení.

11 Charakteristika zájmového území

Krkonoše jsou nejseverněji položené horské těleso ve střední Evropě. Rozkládají se na severu České republiky a jsou nejvyšším pohořím západních Sudet i celé České vysočiny (Vacek a kol. 2012). Spadají do národního parku vyhlášeného

roku 1963. Nacházejí se na hranici České republiky s Polskem, nad 50° severní šířky (obrázek č. 9). Horské hřbety, délky 36 km, se rozkládají od severozápadu na jihovýchod, což ovlivňuje klimatickou a biologickou charakteristiku. Nejnižším bodem je údolí Jizery (420 m.n.m.) a nejvyšším Sněžka (1602 m.n.m.). Na západní straně se nachází Novosvětské sedlo, které odděluje Krkonoše od Jizerských hor (KRNAP 2010). Severní svahy jsou příkré a spadají do kotliny Jeleniogórské, jižní svahy jsou mírnější. Svahy jsou rozděleny hlubokými erozními údolími a mají charakteristický reliéf kerné hornatiny se zbytky zarovnaného povrchu na temenech pohoří. Na náhorní plošině se místy nachází drobné skalní útvary a balvanová moře. Zvětraliny na plošinách vykazují stopy mrazového třídění. Krkonoše svou nadmořskou výškou překračují alpínskou hranici lesa, která je určena okolo 1250 m.n.m. Spolu s Hrubým Jeseníkem se jedná o jedinou vysokohorskou oblast v České republice. Tuto vysokohorskou oblast charakterizují srážky s vysokým úhrnem, nízké teploty vzduchu, severní a severozápadní proudění studeného vzduchu (Faltysová a kol. 2002).



Obrázek 9: Zájmové území s měrnými stanicemi

I přes malou rozlohu oproti ostatním světovým horským celkům se Krkonoše řadí mezi jedny z nejdůležitějších center středoevropské biodiverzity (KRNAP 2010). Území parku s přiléhajícími ochrannými zónami se rozkládá na ploše 55 000 hektarů, z toho 83 % pokrývají lesní ekosystémy.

Z pohledu hydrografie oblasti jde o horní tratě toků, které mají charakter bystřin s typickými znaky, jako jsou velké sklony koryt, prudkost toku, výkyvy stavů vodní hladiny, nestálé dno pro velkou unášecí sílu vody apod. Hlavními prameništi toků jsou především výrony nebo rašeliniště vod vzniklé v terénních depresích. Krkonoše jsou bohatou pramennou oblastí Labe, Jizery a Úpy. Většina toků je v současné době upravena hrazením (Nehyba 2015).

Oblast Krkonoš je řazena do suché chladné, vyznačuje se dlouhou, vlhkou zimou s dlouhotrvající sněhovou pokrývkou a krátkým deštivým létem (Quitt 1971). Krkonošské podnebí je ovlivněno vlhkými a studenými západními proudy vzduchu od Atlantického oceánu, které zachycuje jako přírodní bariéra. Díky tomu jsou zde nízké teploty a vysoké úhrny dešťových a sněhových srážek. Větrné proudění způsobuje velmi proměnlivý charakter proudění (KRNAP 2010).

Průměrná roční teplota se v Krkonoších pohybuje od 6 do 0 °C. Vertikální teplotní gradient vykazuje 0,5 °C do 1 °C na 100 výškových metrů. Nejchladnějším místem je Sněžka s průměrnou roční teplotou 0,2 °C. Nejchladnější měsíc je leden, kdy se teploty pohybují od -4,5 °C do 7,2 °C, a nejteplejším měsícem je červenec s průměrnými teplotami od 8,3 °C do 14 °C. Platí, že se teplota s rostoucí nadmořskou výškou snižuje, kromě stavu teplotní inverze, která je pro Krkonoše typická na podzim a v zimě (KRNAP 2010).

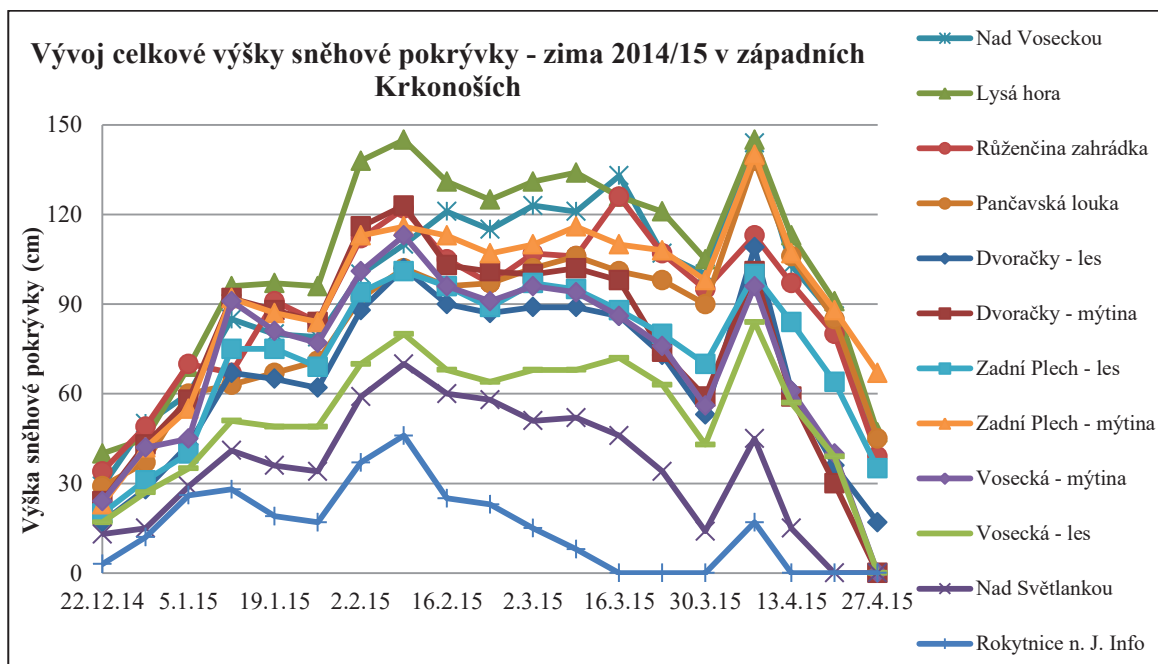
U srážek s narůstající nadmořskou výškou stoupá srážkový úhrn. Ve vyšších nadmořských výškách se častěji jedná o pevnou formu srážek. Srážky jsou nejvyšší na hřebenech a v údolích, kde můžeme pozorovat roční srážkový úhrn až 1400 mm. Na úpatí hor je průměrný srážkový úhrn 800 mm a na Sněžce 1230 mm. Nejvyšší srážkové úhrny jsou v srpnu a nejnižší v březnu. Tyto hodnoty jsou jen orientační, Krkonoše jsou známé značnými výkyvy počasí, které mohou způsobovat přívalové povodně a padání lavin (KRNAP 2010).

Sněhová pokrývka je v Krkonoších velmi nepravidelná z důvodu horského charakteru reliéfu a obvykle dosahuje výšky 100 až 300 cm. Nejvíce sněhu leží v Krkonoších od února do března, v dubnu sníh odtaje. V nejvyšších oblastech se sněhová pokrývka drží až 180 dní (KRNAP 2010). Významným faktorem pro rozložení sněhové pokrývky jsou vzduchové proudy. Akumulace sněhu je největší na hranách a v závětví ledovcových karů, kde je proto zvýšená pravděpodobnost

výskytu lavin. Vzhledem k rozloze a nadmořské výšce se Krkonoše vyznačují vysokým počtem lavin, které jsou významným faktorem ovlivňující přírodní podmínky. Místa, na nichž byla zaznamenána lavinová činnost, mají rozlohu 554 ha. Na české straně Krkonošského pohoří se nachází 39 hlavních a 10 vedlejších lavinových drah. Největší mocnost sněhové pokrývky, 15 m, byla naměřena v lavinovém poli Modrý důl a nejvyšší sněhové převisy byly zaznamenány na hranách Obřího a Labského dolu (Faltýsová a kol 2002).

12 Data

Data byla naměřena v rámci grantového projektu bezpečnostního výzkumu ministerstva vnitra Vytvoření informačního systému pro vyhodnocení lavinového nebezpečí v horských oblastech České republiky (VG20132015115). Datový soubor obsahuje naměřené výšky sněhové pokrývky a její vodní hodnoty v zimě 2014 až 2015 na dvanácti stanicích (Nad Voseckou, Dvoračky-les, Dvoračky-mýtina, Lysá hora, Nad Světlankou, Pančavská louka, Rokytnice nad Jizerou infocentrum, Růženčina zahrádka, Vosecká-les, Vosecká-mýtina, Zadní plech-les, Zadní plech-mýtina). Data byla rozdělena na období akumulace (22. prosince 2014 až 9. února 2015), kdy se stav sněhové pokrývky zvyšuje a na období tání (16. února 2015 až 27. dubna 2015), kdy sněhová pokrývka odtává. Graf č. 1 znázorňuje závislosti množství sněhové pokrývky v čase. Na takto definovaných datech byla ověřována přesnost interpolace stávajících nástrojů v ArcGis 10.3, odhad gradientu závislosti výšky sněhu na nadmořské výšce v MS Excel a vytvořen model interpolace v ArcGis 10.3.



Graf 1: Vývoj výšky sněhové pokrývky v čase

13 Metodika

13.1 Interpolační nástroje ArcGis

Pro interpolaci byla využita metoda IDW, Spline a Kriging. Všechny uvedené interpolační nástroje byly ponechány v základním nastavení programu ArcGis 10.3. Pro vstup do modelu byl vybrán nástroj IDW, jelikož nejvíce respektoval terén.

13.2 Gradient

K zpřesnění interpolace bylo třeba najít gradient závislosti nadmořské výšky na výšce sněhu. Gradient byl hledán lokální i globální. Na datech akumulace sněhové pokrývky v zimě od 29. prosince 2014 do 9. února 2015 ve čtrnáctidenním kroku.

Hodnotami závislosti nadmořské výšky na výšce sněhu byl prokládán trend respektující rozložení dat. Vyhodnocován byl trend mocninný, exponenciální a lineární. Ověření přesnosti trendu bylo provedeno výpočtem odchylky rovnice trendu a skutečné naměřené hodnoty výšky sněhu. Dalším kritériem při odhadu trendu byla rovnice spolehlivosti, čím více se blíží rovnice k jedné, tím spolehlivější je trend.

Pro jednodušší tvar rovnice a výpočtů byl zvolen trend lineární. Lineární trend byl uvažován ve dvou tvarech. V jednom případě je rovnice trendu směřující

k nule (trend 0) a v druhém lineární rovnice v základním tvaru (trend 1). Na obou trendech byly opět počítány odchylky od naměřených hodnot.

13.3 Lokální a globální trend

Trend byl testován v lokálním a globálním měřítku. Lokální trend nejlépe simuloval naměřené hodnoty, pokud jsme zvolili právě dvě stanice a to s rozdílem dle vzdálenosti stanic. To by ovšem znamenalo, že do modelu interpolace by musel vstupovat na každé stanici jiný trend a výpočet by byl komplikovaný jak časově, tak uživatelsky. Proto byl vypočítán trend globální, který vstupuje v modelu v celém území. Globální trend je průměrem trendů lokálních. Porovnání odchylky přesnosti lokálního a globálního trendu bylo provedeno v MS Excel a ArcGis 10.3. Rozdíly mezi simulacemi s globálním trendem se přesností blížily k výsledkům s trendem lokálním, proto byl pro model zvolen globální trend, který celý model zjednodušuje.

13.4 Faktor vegetace

Další vstupující podmínkou ovlivňující sněhovou pokrývku je vegetace. Odborná literatura uvádí v průměru 20 % rozdíl mezi sněhovou pokrývkou na volné ploše a sněhovou pokrývkou v lesním porostu, kde je sníh ovlivněn intercepcí (Holko a kol. 2011).

Pro zanesení faktoru vegetace byla vektorizací v ArcGis 10.3 vytvořena vrstva krajinného pokryvu, která rozděluje plochu na bezlesí a lesní porost. Vrstva byla převedena na rastr se zadaným koeficientem pro les a bezlesí.

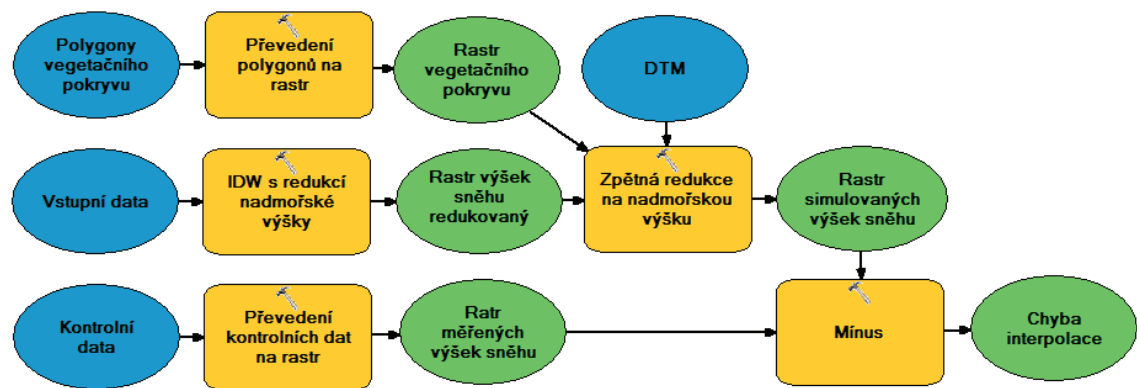
13.5 Model v ArcGis 10.3

K vytvoření vrstvy vstupních dat byly využity souřadnice a nadmořská výška stanic s naměřenými hodnotami výšek sněhu a vodní hodnotou sněhu, které byly gradientem degradovány na průměrnou nadmořskou výšku, vyinterpolovány pomocí metody IDW a zpět vráceny na hodnoty nadmořských výšek. Tím dosáhly simulované hodnoty výšek sněhu, respektující faktor nadmořské výšky.

Ověření simulovaných výsledků proběhlo pomocí cross-validace, tedy postupným vynecháváním jedné stanice, spuštěním modelu a zjištěním rozdílu simulované a měřené hodnoty na stanici. Do cross-validace vstupuje pět stanic (Lysá hora, Zadní Plech-les, Dvoračky-mýtina, Růženčina zahrádka, Nad Světlankou).

Tyto stanice reprezentují lesní porosty i mýtiny a jsou v různých vzdálenostech od ostatních měrných stanic. Na datovém souboru akumulace 2014 až 2015 do modelu vstupuje lokální a poté globální gradient nadmořské výšky, pro zjištění přesnosti jednotlivých gradientů. Ostatní datové soubory (tání 2014 až 2015 a vodní hodnota sněhu 2014 až 2015) byly počítány s globálním gradientem.

V další fázi byl do modelu zaveden faktor vegetace, který upravoval rovnici pro interpolaci nejen o gradient nadmořské výšky, ale i o informaci bezlesí a lesních porostů. Faktor vegetace byl použit v kombinaci s globálním gradientem nadmořské výšky. K ověření přesnosti simulovaných dat byla opět využita cross-validace.



Obrázek 10: Modelbuilder ověření přesnosti interpolace v ArcGis 10.3

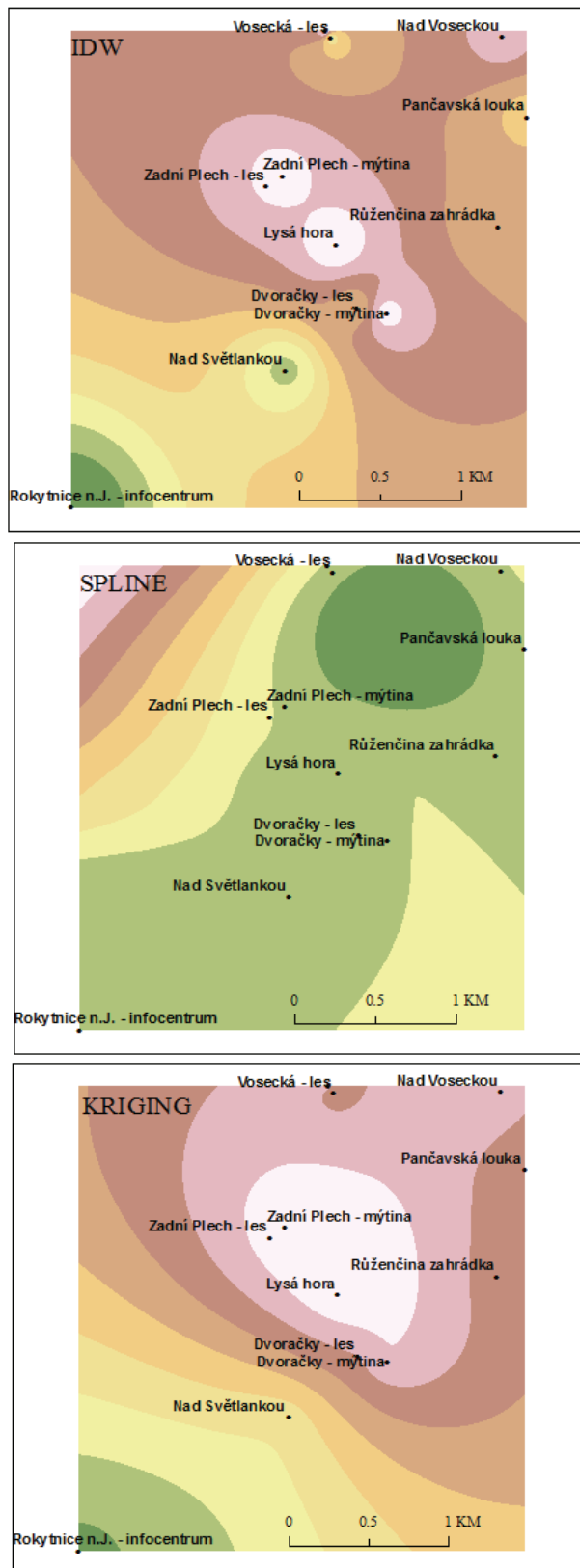
14 Výsledky a diskuze

14.1 Interpolační nástroje ArcGis

Přesnost interpolace sněhové pokrývky stálými nástroji V ArcGis 10.3 byla hodnocena pomocí RMSE, kdy se hodnoty chyby pohybovaly od 4 cm do 50 cm. Hodnoty RMSE se při cross-validaci stanic (Dvoračky-les, Vosecká-les, Zadní Plech-mýtina) pohybovali od 3 cm do 10 cm.

Testované interpolační nástroje vykazovaly minimální odchylky na stanicích, které měly v blízkosti jinou stanicí se známými hodnotami. Hodnoty RMSE na stanicích vzdálených od měrných míst, například Lysá hora, byly až padesát centimetrů. Suma střední kvadratické chyby ukázala nejmenší hodnotu při použití nástroje IDW, nicméně dle Buriana (2008) není tato metoda vhodná pro interpolaci v horském prostředí.

Rozdíl chyb od Spline a Krigingu byl minimální, metoda IDW však nejlépe respektovala terén, ovšem stále s velkými odchylkami od měřených hodnot (obrázek č. 11)



Obrázek 11: Srovnání interpolace výšky sněhu IDW, Spline a Kriging

14.2 Gradient

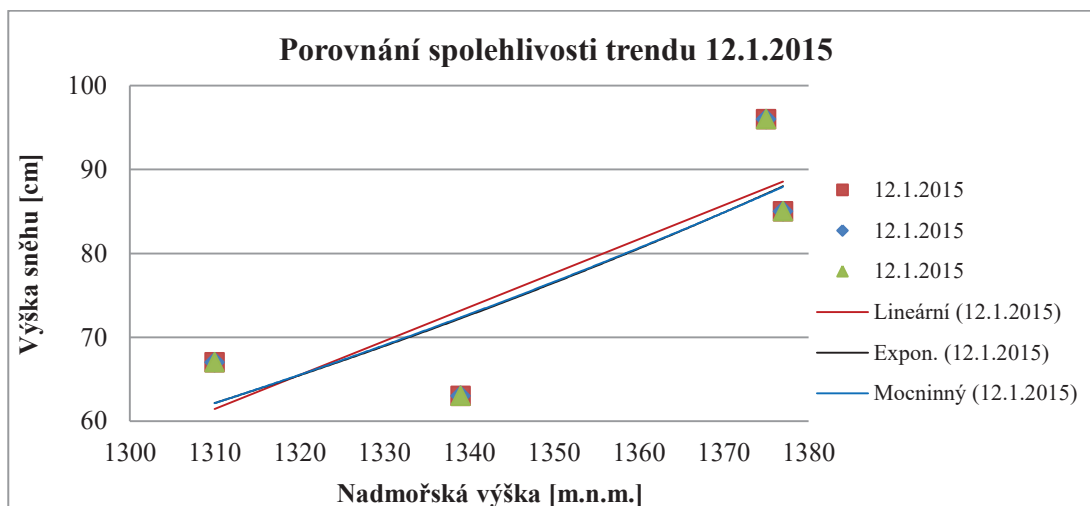
K stanovení gradientu závislosti nadmořské výšky na výšce sněhu byly využity rovnice trendů. Bodová měření byla proložena trendem v MS Excel a byl zjišťován trend nejlépe respektující bodové hodnoty výšek sněhu. Na stanicích v nadmořské výšce kolem 1300 m.n.m. (Nad Voseckou – 1377, Růženčina zahrádka – 1375, Pančavská louka – 1339, Lysá hora – 1310) byla počítána přesnost trendů v týdenním kroku v období od 5. ledna 2015 do 9. února 2015. Daty byly proloženy trendy, mocninný, exponenciální a lineární, jejichž rovnice a koeficienty spolehlivosti vedly k výběru nejpřesnější simulace výšky sněhové pokrývky. U všech trendů se koeficient pohyboval se zanedbatelnými rozdíly. Po dosazení do rovnic trendu byly vypočítány simulované hodnoty a ty následně porovnány s hodnotami měřenými.

Rozdíl měřených a simulovaných hodnot vyšel nejhůře u rovnice trendu mocninného, kdy byla průměrná chyba 15 cm a maximální chyba 60 cm. U exponenciální rovnice trendu byla průměrná chyba 10 cm, maximální chyba 30 cm a u lineární rovnice trendu byla průměrná chyba 10 cm a maximální 23 cm.

Z důvodu největší přesnosti a také jednoduššího zápisu pro budoucí model v ArcGis byl jako reprezentativní vybrán trend lineární. Porovnání výsledků ve vybraném období (tabulka č. 1 a graf č. 2). Příloha č. 1 reprezentuje výsledky pro celé období zimy 2014 až 2015.

Datum měření	Stanice	m.n.m	MĚŘ [cm]	Mocniná rce trendu Spolehlivost	SIM mocniný [cm]	CHYBA mocniný [cm]	Exponenciální rce trendu Spolehlivost	SIM expon. [cm]	CHYBA expon. [cm]	Lineární rce trendu Spolehlivost	SIM lineární [cm]	CHYBA lineární [cm]
12.1.2015	NV	1377	85		69	16		89	4		89	4
	RZ	1375	96	$y = 1E-20x^{6.9568}$	68	28	$y = 0.0693e^{0.0052x}$	88	8	$y = 0.4047x - 468.65$	88	8
	PL	1339	63	$R^2 = 0.6979$	57	6	$R^2 = 0.7024$	73	10	$R^2 = 0.7005$	73	10
	LH	1310	67		49	18		63	4		62	5

Tab. 1: Porovnání spolehlivosti trendů



Graf 2: Porovnání spolehlivosti trendů

Dále byla počítána přesnost lineárního trendu 1 a lineárního trendu 0. Přesnost trendů byla ověřována na všech dvanácti stanicích ve čtrnáctidenním kroku v období akumulace a v období tání pro zimu 2014 až 2015. Průměrná chyba obou variant lineárních rovnic se v období akumulace rovnala 11 cm. U lineární rovnice trendu 0 se zachová nejnižší možná simulovaná hodnota 0 cm. Porovnání lineárního trendu 1 a lineárního trendu 0 za celé období akumulace a tání zobrazuje příloha č. 2 a příloha č.3.

V období tání se chyba při využití lineární rovnice trendu 1 v jednotlivých dnech zvětšila, jelikož rovnice v tomto tvaru simuluje i záporné výšky sněhu. Výsledná průměrná chyba vychází v období tání menší u lineární rovnice trendu 1, jelikož lineární rovnice trendu 0 sice respektuje nulovou nejnižší hodnotu, ale v tomto případě začne výšku sněhu více nadhodnocovat.

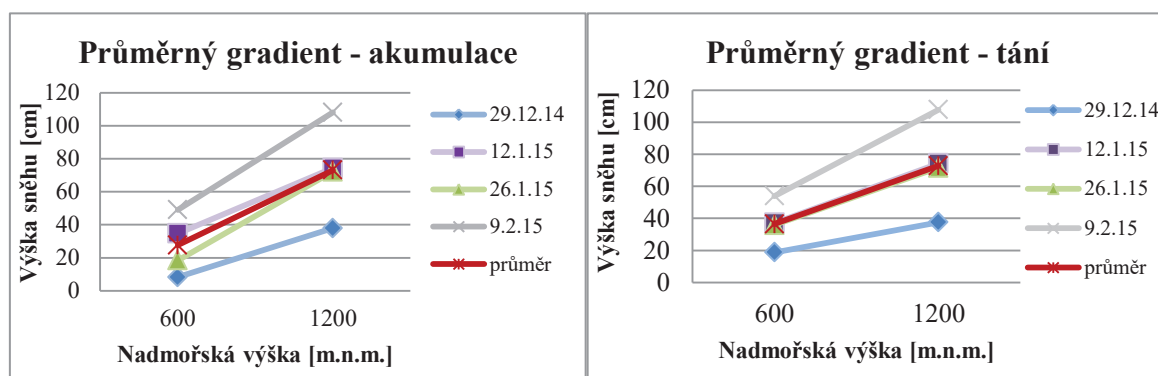
Stejnou závislost můžeme pozorovat, i pokud použijeme oba lineární trendy pro simulaci vodní hodnoty sněhové pokrývky. Zde byly odchylky výraznější, jelikož byla použita jednotka milimetr na rozdíl od centimetru při porovnávání výšek sněhu.

Stanice 12.1.2015	NV	DVL	DVM	LH	NS	PL	RJI	RZ	VL	VM	ZPL	ZP	Rovnice trendu	Spolehlivos t R ²
MĚŘ	262	173	243	256	97	211	53	224	120	204	112	202	y = 0.2624x - 120.35 y = 0.1605x	0.686
SIM 1	241	178	180	223	124	231	37	240	176	173	177	176		
CHYBA 1	21	5	63	33	27	20	16	16	56	31	65	26		
SIM 0	221	182	184	210	149	215	96	221	182	179	182	181		
CHYBA 0	41	9	59	46	52	4	43	3	62	25	70	21		

Tab. 2: Porovnání simulovaných hodnot lineárních trendů

14.2.1 Lokální a globální gradient

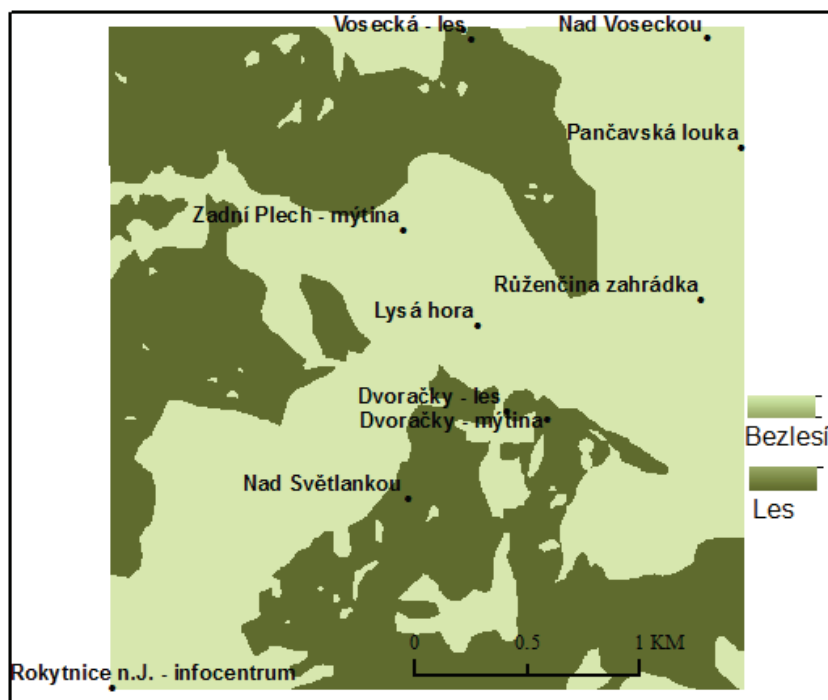
Lokální gradient vstupující do interpolace v ArcGis zadáný na každé stanici je časově i výpočetně náročný model, proto byl jako vstup do modelu testován gradient globální. Globální gradient reprezentuje celou řešenou oblast a je průměrem lokálních gradientů. Model interpolace tak uživatelsky zjednodušuje, jelikož je pro všechny stanice stejný. Porovnání lokálních a globálních gradientů (graf č. 3).



Graf 3: Průměrný gradient akumulace a tání

14.3 Faktor vegetace

Vegetace byla v rámci výpočtu lineárního trendu rozdělena do dvou skupin (les a bezlesí). Při rozdělení měření dle porostu se zachová i rozdělení dle nadmořské výšky (příloha č. 4) V této příloze je také zobrazeno rozdílné dělení vegetace z pohledu leteckých snímků a on-line služby Corine. V lese se chyba simulovaných hodnot zvětšuje s přibývajícím sněhovou pokrývkou. Na volných prostorech tato závislost není patrná. Průměrná, maximální a minimální chyba se v lese a ve volném prostoru výrazně neliší. Zohlednění změny sněhové pokrývky vlivem vegetace nelze interpretovat pouze změnou gradientu, proto do modelu vstupuje koeficient vegetace, který každé buňce v území přiřazuje hodnotu. Pro zavedení koeficientu byl vektorizován porost v území v měřítku 1:5000, který byl rozdělen na plochy zalesněné a bezlesí (obrázek č. 12). Tento rastr pak vstupuje do modelu interpolace.



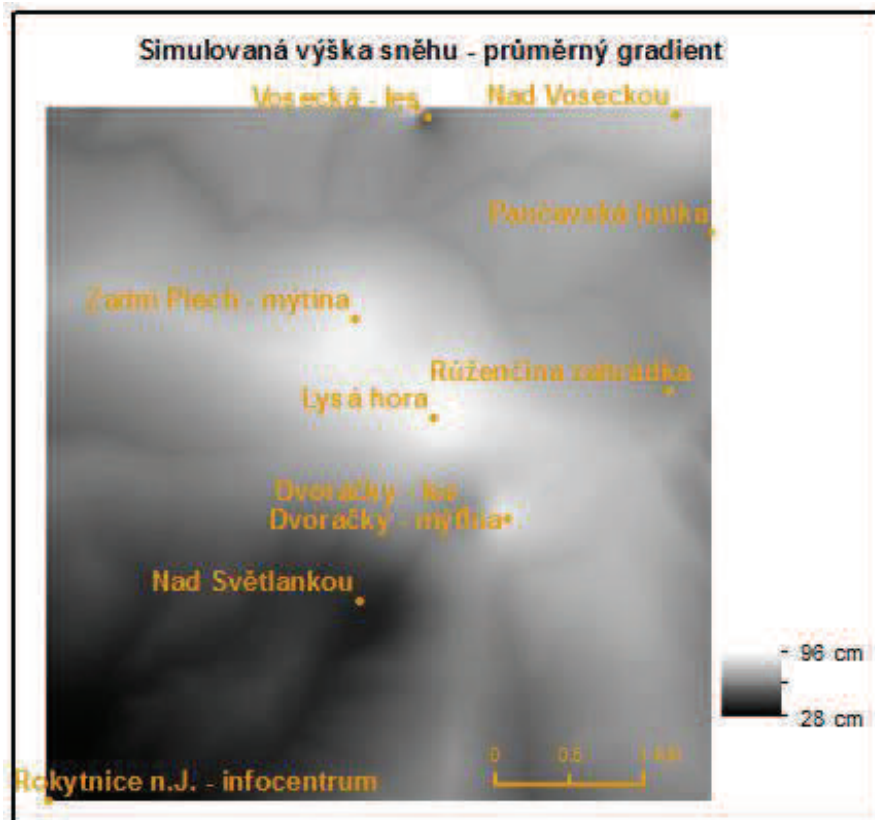
Obrázek 12: Vegetační pokryv lokality

14.4 Model v ArcGis 10.3

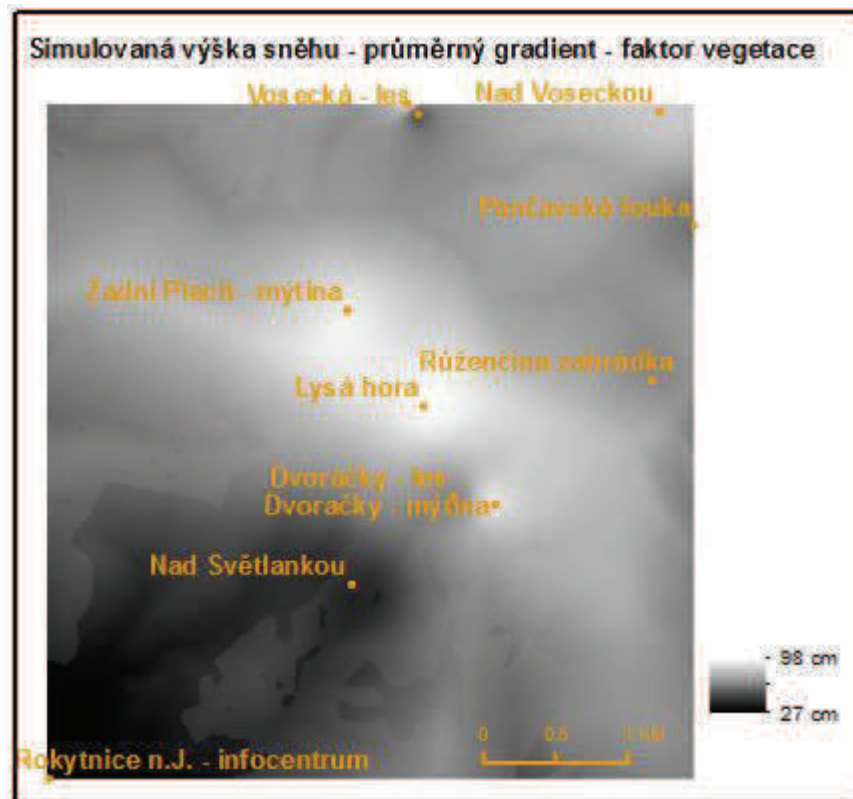
Chyba interpolace modelu přímo na stanicích za podmínky, že do modelu vstupuje pouze hodnota výšek sněhu všech stanic, je v místě stanice zanedbatelná stejně jako při použití základní IDW metody nebo při interpolaci z přímo měřených hodnot. Pohybuje se v řádech setin centimetru. Pokud do modelu vstoupí digitální model terénu celého území, při kterém vzniká simulace výšky sněhové pokrývky nejen v místě měření, ale i pro celé vybrané území, chyba interpolace v modelu je výrazně nižší než chyba při použití běžných interpolačních metod v ArcGis.



Obrázek 13: Simulovaná výška sněhu bez úpravy



Obrázek 14: Simulovaná výška sněhu s průměrným gradientem



Obrázek 15: Simulovaná výška sněhu s přidáním faktoru vegetace

Porovnání výsledků interpolací z modelu je nejrozsáhlejší v období akumulace zimy 2014 až 2015. Interpolace a výpočet chyb byl proveden s využitím lokálního gradientu, globálního gradientu, faktoru vegetace a základního nastavení nástroje IDW v ArcGis 10.3. Ověření přesnosti simulací pomocí cross-validace ukazuje, že pokud je v blízkosti vynechané stanice stanice jiná, je přesnost všech uvedených metod přibližně shodná. Takové výsledky můžeme pozorovat na stanicích Zadní Plech-les a Dvoračky-mýtina. Tyto stanice mají v blízkosti několika metrů informace o výšce sněhu z vedlejších stanic.

Pokud je vynechaná stanice v cross-validaci více vzdálena, vykazuje metoda IDW velké odchylky. To můžeme pozorovat na stanicích Lysá hora, Růženčina zahrádka a Nad Světlankou, kde se simulovaná hodnota sněhu liší až o několik desítek centimetrů například 9. února 2015 simulovaná hodnota podhodnocovala na stanici Nad Světlankou o 43 cm. Místo 70 cm tedy vypočítala centimetrů 27. Průměrná chyba na stanicích je 21 cm. Na rozdíl od modelu, kde do interpolace vstupuje gradient. Využitím lokálního i globálního gradientu dosáhneme přesností s maximální odchylkou do cca 20 cm a průměrnou odchylkou 13 cm. V lokálním

a globálním gradientu je minimální rozdíl, proto pro další výpočty využíváme pouze gradient globální.

Chyby v simulovaných hodnotách byly výraznější v lokalitách s lesním porostem a mýtinou, proto byl do modelu zaveden faktor vegetace. Výsledky simulací se na většině kontrolních bodů zpřesnily, ovšem ne na všech lokalitách. Tyto odchylky se dají přisuzovat nepřesnosti rastru porostu, který by byl potřeba vyhotovit ve velmi přesném měřítku.

Průměrná chyba interpolace s průměrným gradientem a faktorem vegetace vychází nejnižší. Maximální průměrná chyba metody IDW bez jakékoliv úpravy vychází 34.7 cm, při zavedení gradientu 21.7 cm a přidáním faktoru vegetace klesá na 14.8 cm. Hodnoty výše popsaných chyb na vybraných stanicích ve čtrnáctidenním kroku znázorňuje tabulka č. 3.

CHYBA MODELU VÝŠKA SNĚHU - AKUMULACE								
DATUM	ÚPRAVA MODELU	CELÉ ÚZEMÍ	CROSS-VALIDACE					
			LH	ZPL	DVM	RZ	NS	
29.12.2014	grad na stanici $y = 0.0313x$	-5.0 +9.1	+4.6	-10.6	-	-	-	
	průměrný gradient $y=0.0607x$	-9.5 +17.1	-1.6	-11.0	14.7	1.9	-7.8	
	prům. gradient + faktor vegetace	-10.7 +14.4	-5.5	-11.3	9.1	0.4	-5.3	
	bez úpravy	-	+10.7	-10.5	12.7	15.7	-20.4	
12.1.2015	grad na stanici $y = 0.0619x$	-9.9 +18.1	+8.5	-10.5	-	-	-	
	průměrný gradient $y=0.0607x$	-9.5 +17.1	+8.7	-15.9	25.1	-24.3	-23.3	
	prům. gradient + faktor vegetace	-18.5 +12.3	-0.2	-16.5	11.6	-21.4	-15.3	
	bez úpravy	-	+21.1	-15.4	23.5	13.0	-36.6	
26.1.2015	grad na stanici $y = 0.0597x$	-9.5 +17.3	+8.9	-14.5	-	-	-	
	průměrný gradient $y=0.0607x$	-9.5 +17.1	+13.9	-14.5	20.9	1.3	-26.1	
	prům. gradient + faktor vegetace	-17.3 +12.6	+5.6	-15.1	8.5	-1.9	-18.7	
	bez úpravy	-	+26.1	-14.2	18.9	15.9	-38.8	
9.2.2015	grad na stanici $y = 0.0899x$	-14 +26	+20.9	-15.7	-	-	-	
	průměrný gradient $y=0.0607x$	-9.5 +17.1	+26.8	-15.4	19.9	3.1	-29.4	
	prům. gradient + faktor vegetace	-72.2 -10.1	+13.6	-16.2	-1	-2.2	-16.9	
	bez úpravy	-	+39.1	-15.9	17.8	12.4	-43.1	
Průměrná chyba [cm]	grad na stanici	-9.6 +17.6	10.7	12.9	-	-	-	
	průměrný gradient	-9.5 +17.1	12.0	9.5	20.2	2.7	21.7	
	prům. gradient + faktor vegetace	-1.6 -2.8	6.2	14.8	7.3	6.5	14.1	
	bez úpravy	-	24.3	14.0	18.2	15.5	34.7	

Tab. 3: Chyby modelu - výška sněhu - akumulace

LH – Lysá hora, ZPL – Zadní Plech les, DVM – Dvoračky mýtina, RZ – Růženčina zahrádka, NS – Nad Světlankou

Jelikož úprava modelu s průměrným gradientem nadmořské výšky a faktorem vegetace vykazuje o více než 50 % přesnější simulaci, byla tato úprava použita pro výpočet interpolace ostatních datových souborů, a to pro výšku sněhové pokrývky v období tání 2014 až 2015 (tabulka č. 4), vodní hodnotu sněhové pokrývky v období akumulace (tabulka č. 5) a tání 2014 až 2015 (tabulka č. 6).

CHYBA MODELU VÝŠKA SNĚHU - TÁNÍ											
DATUM MĚŘENÍ	CELÉ ÚZEMÍ	CROSS-VALIDACE									
		LH		ZPL		DVM		RZ		NS	
		CHYBA	MĚŘ	CHYBA	MĚŘ	CHYBA	MĚŘ	CHYBA	MĚŘ	CHYBA	MĚŘ
16.2.2015	-25.2 +1.7	131	+ 11.5	96	- 17.1	103	- 6.5	105	- 10.9	60	- 15.2
2.3.2015	-25.2 +1.7	131	+ 13.2	97	- 13.3	100	- 8.3	107	- 9.2	51	- 23.2
16.3.2015	-23.1 +1.7	126	+ 11.1	88	- 22.1	98	- 6.9	126	+ 11.9	46	- 2.2
30.3.2015	-18.1 +1.7	105	+ 20.9	70	- 26.1	59	- 9.0	95	+ 7.1	14	- 34.2
13.4.2015	-22.1 +1.7	113	+ 20.6	84	- 20.1	59	- 18.3	97	+ 0.1	15	- 38.3
27.4.2015	-9.1 +1.7	47	+ 7.1	35	- 28.1	0	- 23.1	39	- 1.1	0	- 8.9
Průměrná chyba [cm]		14.6		21.1		12.0		6.7		20.3	

Tab. 4: Chyba modelu - výška sněhu - tání

Model vykazuje průměrnou chybu na stanici os 6.7 do 20.3 cm. Nejvyšší chybovost model vykazuje ve stanicích, kde se výška sněhové pokrývky přiblíží k nulové hodnotě, zatímco na ostatních stanicích ve vyšších polohách je sněhová pokrývky vyšší. Tato závislost je patrná například na konci doby tání 27. dubna 2015, kde je na stanici Růženčina zahrádka (1375 m.n.m., 39 cm) chyba 1 cm, zatímco na níže položené stanici Nad Světlankou (930 m.n.m, 0 cm) model podhodnotil výšku sněhu o 9 cm.

CHYBA MODELU VODNÍ HODNOTA - AKUMULACE											
DATUM MĚŘENÍ	CELÉ ÚZEMÍ	CROSS-VALIDACE									
		LH		ZPL		DVM		RZ		NS	
		CHYBA	MĚŘ	CHYBA	MĚŘ	CHYBA	MĚŘ	CHYBA	MĚŘ	CHYBA	MĚŘ
29.12.2014	-49.7 +21.5	119	+ 11.1	68	- 2.4	96	+ 28.1	128	+ 14.9	25	- 14.1
12.1.2015	-49.7 +21.5	256	+ 25.5	112	- 92.7	243	+ 35.1	224	- 13.4	97	- 45.3
26.1.2015	-53.1 +21.5	322	+ 46.9	205	- 40.7	261	+ 16.1	336	+ 54.7	99	- 77.8
9.2.2015	-81.1 +21.5	468	+ 93.8	316	- 8.2	333	- 19.1	486	- 92.9	164	- 96.2
Průměrná chyba [mm]		44.3		36.0		24.6		44.0		58.4	

Tab. 5: Chyba modelu - vodní hodnota – akumulace

CHYBA MODELU VODNÍ HODNOTA - TÁNÍ												
DATUM MĚŘENÍ	CELÉ ÚZEMÍ		CROSS-VALIDACE									
			LH		ZPL		DVM		RZ		NS	
	CHYBA	MĚŘ	CHYBA	MĚŘ	CHYBA	MĚŘ	CHYBA	MĚŘ	CHYBA	MĚŘ	CHYBA	
16.2.2015	-110.3	+47.2	455	+ 66.1	301	- 21.8	325	- 19.2	457	- 59.6	162	- 73.1
2.3.2015	-110.3	+47.2	469	+ 66.1	310	- 11.2	347	- 14.9	472	+ 43.4	151	- 97.1
16.3.2015	-110.3	+47.2	525	+ 109.9	303	- 40.1	400	+ 28.7	476	+ 33.0	150	- 113.5
30.3.2015	-110.3	+47.2	482	+ 143.6	266	- 81.1	241	- 38.1	462	+ 74.0	56	- 143.3
13.4.2015	-110.3	+47.2	504	+ 66.9	339	- 92.2	262	- 61.8	507	+ 62.7	66	- 168.5
27.4.2015	-110.3	+47.2	236	+ 66.1	173	- 112.7	0	- 111.3	228	+ 32.6	0	- 54.1
Průměrná chyba [mm]			90.5		67.5		45.7		53.5		108.3	

Tab. 6: Chyba modelu - vodní hodnota - tání

Při interpolaci vodní hodnoty sněhu model vykazuje stejnou závislost jako při interpolaci výšek sněhové pokrývky. Průměrné chyby v době akumulace jsou cca o 50 % nižší než v období tání. Chyba se zvětšuje v období tání, na stanicích, kde vodní hodnota sněhové pokrývky klesá k nule. Tato závislost je patrná například na stanici Dvoračky-mýtina (1144 m.n.m., 0 mm), kde model podhodnocuje o 111 mm.

Model na stanicích s nulovou měřenou hodnotou interpoluje záporné výšky sněhu. K zamezení by pomohlo zavedení sněhové čáry, od které by se výška sněhu rovnala 0.

Musíme mít na paměti, že celá práce byla provedena pouze na datech z jedné zimní sezóny. Meziroční variabilita nebyla posuzována. Práce je tedy ověřením metod a postupů. Pro simulace distribuce sněhu pro více sezónů mohou být hodnoty gradientů různé. Meziroční variabilitu může vykazovat i poměr výšky sněhu v lese a na otevřené ploše.

15 Závěr

Předložená diplomová práce měla za hlavní cíl vypracovat model pro interpolaci sněhové pokrývky a vodní hodnoty sněhu v západních Krkonoších. Dále byla věnována kvalitě stávajících interpolačních nástrojů v ArcGis 10.3, souhrnu vlastností sněhové pokrývky a jejího měření.

Pomocí navržených modelů bylo dosaženo zpřesnění při modelování distribuce sněhu v porovnání se standardními interpolačními nástroji. Zpřesnění modelů je především zanesením vlivu nadmořské výšky a vegetace na rozložení sněhové pokrývky.

Pro zahrnutí vlivu nadmořské výšky postačuje použití průměrného (v práci pojmenovaném jako globální) trendu, který reprezentuje střední změnu výšky sněhu s nadmořskou výškou pro zájmovou oblast. Hodnota průměrného trendu pro západní Krkonoše v zimní sezóně 2014 a 2015 je pro období akumulace 0,0607 a pro období tání 0,0653.

Vliv vegetace byl v modelu zahrnutý pouze formou konstantního redukčního faktoru. I přesto výrazně upřesnil výsledky interpolací.

Bylo by dobré prostudovat delší časové období a zjistit meziroční variabilitu průměrných trendů pro období akumulace a tání. Další doporučení je detailnější zahrnutí charakteru vegetace a detailnější korekce (např. řídký les, hustý les, kleč apod.).

Vytvořený model by mohl být přínosem pro výpočet objemu sněhové pokrývky a její vodní hodnoty na území s podobnými lokálními podmínkami. Pomocí interpolace můžeme simulovat množství sněhu a pozorovat změny objemu v čase. K dalšímu zpřesnění by byla potřeba hustší síť měřících stanic a informace o poloze sněhové čáry. Dalším faktorem, který by model zpřesnil, je faktor slunečního záření, pohybu větrů a dalších meteorologických vlivů. Tato data však nejsou k dispozici v dostatečném množství.

16 Použitá literatura

ANGULO-MARTINEZ M., POLEZ-VICENTE M., VINCENTE-SERRANO, BEGUERIA S., 2009: Mapping rainfall erosivity at a regional scale: a comparison of interpolation methods in the Ebro Basin (NE Spain). *Hydrology and Earth System Sciences* 13: 1907-1920.

ANDERTON S. P., WHITE S. M., ALVERA B., 2003: Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment. *Hydrological Processes* 18: 435-453.

ASSAF H., 2007: Development of an energy-budget snowmelt updating model for incorporating feedback from snow course survey measurements. *Journal of engineering, computing and architecture* 1: 1–5.

BANDYOPADHYAY J., RODDA J. C., KATTELMANN R., KUNDZEWICZ Z. W., KRAEMER D., 1997: Highland Waters – A Resource of Global Significance. In: Messerli B., Ives J. D.(eds.): *Mountains of the World. A Global Priority*, New York: The Partenon Publishing Group:131– 156.

COLBECK S. C., AKITAYA E., ARMSTRONG R., GUBLER H., LAFEUILLE J., LIED K., MC CLUNG D., MORRIS E., 1990: *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground*. USACRREL, CECRL-IB, Hanover

DUCHÁČEK L., 2014: Vertical variability in the position of the zero ischion in geomorphologic regions of Czechia. *Geografie* 119: 145 – 160.

DURAND M., 2011: Snow Water Equivalent. In: Singh, V. P. et al. (eds.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Dordrecht, Springer: 1070-1071.

FALTYSOVÁ H., MACKOVČIN P., SEDLÁČEK M., 2002: Královéhradecko. In: Mackovčín P., Sedláček M. (eds): *Chráněná území ČR, svazek V*. Agentura ochrany přírody akrajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha.

HOCK R., 2003: Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology* 282: 104–115.

HOLKO L., KOSTKA Z., DANKO M., LIOVÁ, S., 2011: Hydrological Cycle in Mountain Environment. *Životné prostredie* 45: 59 – 63.

JANSKY B., KOCUM J., 2008: Peat bogs influence on runoff process: case study of the Vydra and Křemelná River basins in the Šumava Mountains, southwestern Czechia. *Geografie* 113, Praha: 383–399.

JENÍČEK, M., 2013: Srážky, sníh, evapotranspirace, intercepce. *Universita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha.*

JEŽEK J., 2015: *Geostatika a prostorová interpolace.* Karolinum, Praha.

JOHNSON J. B., GELVIN A., SCHAEFER G., 2007: An engineering design study of electronic snow water sensor performance. In: *Proceedings of the Western Snow Conference, Kailua-Kona, Hawaii, US, April 16-19, 2007. 75th annual meeting.* Soda Springs, Western Snow Conference: 23-30

JOHNSTON K., VER-HOEF J. M., KRIVORUCHKO K., LUCAS N., 2001: *Using ArcGIS Geostatistical Analyst.* ESRI, USA: 300 s.

JOST G., WEILER M., GLUNS D. R., ALILA Y., 2007: The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. *Journal of Hydrology* 347: 101–115.

KARL J. W. A MAURER B. A., 2010: Spatial dependency of predictions from image segmentation: a variogram-based method to determine appropriate scales for producing land-management information. *Ecological Information* 5: 194-202s.

KLIMENT Z., MATOUŠKOVA M., 2009: Runoff changes in the Šumava Mountains (BlackForest) and the foothill regions: Extent of influence by Human Impact and Climate Change. *Water Resources Management* 23: 1813–1834.

KOCUM J., JELINEK J., JENÍČEK M., 2009: Monitoring sněhové pokrývky a vyhodnocení sněhových zásob na Šumavě a v Krušných horách. In: Hankova R., Klose Z., Pavlasek J. (eds.): *XIV. Medzinarodne stretnutie sneharov, ČZU, Praha:* s. 105–113.

KUTLAKOVA L., JENÍČEK M., 2012: Modelling Snow Accumulation and Snowmelt in the Bystřice River Basin. *Geografie* 117: 110–125.

KRNAP, 2010: *Krkonošský národní park – Přírodní poměry.* Krkonošský národní park. Online: <http://www.krnep.cz/prirodni-pomery/>, cit. 17. 9. 2010.

LUNDBERG A., GRANLUND N., GUSTAFSSON D., 2010: Towards automated 'Ground truth' snow measurements a review of operational and new measurement methods for Sweden, Norway, and Finland. *Hydrological Processes*, 24: 1955-1970.

MAROFI S., TABARI H., ABYANEH H. Z., 2011: Predicting spatial distribution of snowwater equivalent using Multivariate Non-linear Regression and Computational Intelligence Methods. *Water Resources Management* 25: 1417-1435.

MOLOTCH N. P., MARGULIS S. A., 2008: Estimating the distribution of snow water equivalent using remotely sensed snow cover data and a spatially distributed snowmelt model: A multi-resolution, multi-sensor comparison. *Advances in Water Resources* 31: 1503–1514.

NEHYBA J., 2015: LHP 2015-2024, LHC Harrachov. Lesprojekt s.r.o., Hradec Králové.

PETER J., DIGGLE AND PAULO J., RIBEIRO JR., 2007: Model-based Geostatistics. Springer, Universidade Federal do Paraná, Brazil.

QUITT E., 1971: Klimatické oblasti Československa. Academia, *Studia Geographica* 16, GÚ ČSAV, Brno.

SINGH P., SINGH V.P. ,2001: Snow and Glacier Hydrology. Kluwer Academic Publisher Group, Netherlands: 764.

SORTEBERG H.K., ENGESET R.V., UDNAES H.C. ,2001: A national network for snow monitoring in Norway: snow pillow verification using observations and models. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial and Planetary Science*: 723-729.

STACHEDER M., KOENIGER F., SCHUHMANN R. 2009. New Dielectric Sensors and Sensing Techniques for Soil and Snow Moisture Measurements. *Sensors* 9: 2951-2967

STORCK P., LETTENMAIER D. P., BOLTON S., 2002: Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous

maritime climate, Oregon, United States. Water Resources Research 38, article number 1223.

ŠPULÁK O., SOUČEK J., ČERNOHOUS V., 2012: Pozemní metody a technologie měření vodní hodnoty sněhu. Zprávy lesnického výzkumu, 57, 2012 (4): 304- 313. Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v. v. i., VS Opočno.

TAUFMANNOVÁ A., JENÍČEK M., KUČEROVÁ D., PEVNÁ H., PODZIMEK S., 2010: Výzkum procesů akumulace a tání sněhu v Krušných horách. In: Hydrologické dny 2010. Voda v měnícím se prostředí. Sborník příspěvků a posterových abstraktů. 25. – 27. října 2010, Hradec Králové. Praha, ČHMÚ: 493-499.

VACEK S., MOUCHA P., BÍLEK L., MIKESKA M., REMEŠ J., SIMON J., HYNEK V., ŠRŮTKA P., SCHWARZ O., MÁNEK J., BALÁŠ M., DORT M., PODRÁZSKÝ V., HEJCMAN M., HEJCMANOVÁ P., MÁLKOVÁ J., STONAWSKI J., BEDNAŘÍK J., VACEK Z., MALÍK K., ŠTÍCHA V., BULUŠEK D., 2012: Péče o lesní ekosystémy v chráněných územích ČR. Ministerstvo životního prostředí ČR, Praha.

VOŽENÍLEK V., KIRCHNER K., KONEČNÝ M., KUBÍČEK P., LÉTAL A., PETROVÁ A., ROTHOVÁ A., SEDLÁK P., 2001: Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu. Univerzita Palackého Olomouc, Olomouc.

ŽIDEK D., LIPINA P., 2003: Metodický předpis č. 13. Návod pro pozorovatele meteorologických stanic ČHMÚ. Ostravan, Český hydrometeorologický ústav: 88.

17 Přílohy

DATUM	STANICE	M.N.M.	MĚŘ	Mocninná RCE trendu Spolehlivost	SIM mocninný	CHYBA mocninný	Exponenciální RCE trendu Spolehlivost	SIM exponenciální	CHYBA exponenciální	Lineární RCE trendu Spolehlivost	SIM lineární	CHYBA lineární
5.1.2015	NV	1377	60		63	3		62	2		63	3
	RZ	1375	69	$y = 407218x^{-1.214}$	63	6	$y = 215.61e^{-9E-04x}$	63	6	$y = -0.0585x + 143.69$	63	6
	PL	1339	60	$R^2 = 0.1155$	65	5	$R^2 = 0.113$	65	5	$R^2 = 0.1158$	65	5
	LH	1310	70		67	3		66	4		67	3
12.1.2015	NV	1377	85		69	16		89	4		89	4
	RZ	1375	96	$y = 1E-20x^{6.9568}$	68	28	$y = 0.0693e^{0.0052x}$	88	8	$y = 0.4047x - 468.65$	88	8
	PL	1339	63	$R^2 = 0.6979$	57	6	$R^2 = 0.7024$	73	10	$R^2 = 0.7005$	73	10
	LH	1310	67		49	18		63	4		62	5
19.1.2015	NV	1377	80		84	4		90	10		85	5
	RZ	1375	97	$y = 0.7336x^{0.6559}$	84	13	$y = 17.215e^{0.0012x}$	90	7	$y = 0.0404x + 29.187$	85	12
	PL	1339	67	$R^2 = 0.0091$	82	15	$R^2 = 0.0864$	86	19	$R^2 = 0.0096$	83	16
	LH	1310	91		81	10		83	8		82	9
26.1.2015	NV	1377	79		84	5		83	4		85	6
	RZ	1375	96	$y = 0.7336x^{0.6559}$	84	12	$y = 41.468e^{0.0005x}$	82	14	$y = 0.1007x - 53.414$	85	11
	PL	1339	71	$R^2 = 0.0091$	82	11	$R^2 = 0.0101$	81	10	$R^2 = 0.0947$	81	10
	LH	1310	84		81	3		80	4		79	5
2.2.2015	NV	1377	100		78	22		111	11		115	15
	RZ	1375	138	$y = 0.0001x^{1.8777}$	78	60	$y = 16.179e^{0.0014x}$	111	27	$y = 0.1781x - 129.93$	115	23
	PL	1339	92	$R^2 = 0.0648$	74	18	$R^2 = 0.0664$	105	13	$R^2 = 0.0805$	109	17
	LH	1310	112		71	41		101	11		103	9
9.2.2015	NV	1377	110		122	12		115	5		124	14
	RZ	1375	145	$y = 0.0021x^{1.5177}$	122	23	$y = 25.308e^{0.0011x}$	115	30	$y = 0.1539x - 88.074$	124	21
	PL	1339	102	$R^2 = 0.0563$	117	15	$R^2 = 0.0579$	110	8	$R^2 = 0.0692$	118	16
	LH	1310	122		113	9		107	15		114	8
				Průměrná chyba	15		Průměrná chyba	10		Průměrná chyba	10	
				Maximální chyba	60		Maximální chyba	30		Maximální chyba	23	
				Minimální chyba	3		Minimální chyba	2		Minimální chyba	3	

Příloha 1: Vyhodnocení spolehlivosti rovnic trendů

POROVNÁNÍ SPOLEHLIVOSTI LINEÁRNÍHO TRENDU 1 A LINEÁRNÍHO TRENDU 0 V OBDOBÍ AKUMULACE																					
Datum	NV	DVL	DM	LH	NS	PL	RJI	RZ	VL	VM	ZPL	ZPM	Rovnice trendu	Spolehlivos t R ²	Průměrná chyba cm	Minimální chyba cm	Maximáln í chyba cm	Průměrná chyba cm	Minimální chyba cm	Maximáln í chyba cm	
	1377	1136	1144	1310	930	1339	601	1375	1131	1117	1134	1129									
29.12.2014 MĚŘ	50	28	43	45	15	37	12	49	27	42	31	42	y = 0.0494x - 21.422	0.7208	11	0	26	11	0	27	
SIM 1	47	35	35	43	25	45	8	47	34	34	35	34									
CHYBA 1	3	7	8	2	10	8	4	2	7	8	4	8									
SIM 0	43	36	36	41	29	42	19	43	35	35	35	35	y = 0.0313x	0.6205							
CHYBA 0	7	8	7	4	14	5	7	6	8	7	4	7									
12.1.2015 MĚŘ	85	67	92	96	41	63	28	67	51	91	75	92	y = 0.0662x - 5.0134	0.4207							
SIM 1	86	70	71	82	57	84	35	86	70	69	70	70									
CHYBA 1	1	3	21	14	16	21	7	19	19	22	5	22									
SIM 0	85	70	71	81	58	83	37	85	70	69	70	70	y = 0.0619x	0.4189							
CHYBA 0	0	3	21	15	17	20	9	18	19	22	5	22									
26.1.2015 MĚŘ	79	62	84	96	34	71	17	84	49	77	69	84	y = 0.0898x - 35.521	0.7029							
SIM 1	88	66	67	82	48	85	18	88	66	65	66	66									
CHYBA 1	9	4	17	14	14	14	1	4	17	12	3	18									
SIM 0	82	68	68	78	56	80	36	82	68	67	68	67	y = 0.0597x	0.6215							
CHYBA 0	3	6	16	18	22	9	19	2	19	10	1	17									
9.2.2015 MĚŘ	110	102	123	145	70	102	46	122	80	113	101	116	y = 0.0984x - 9.979	0.6461							
SIM 1	126	102	103	119	82	122	49	125	101	100	102	101									
CHYBA 1	16	0	20	26	12	20	3	3	21	13	1	15									
SIM 0	124	102	103	118	84	120	54	124	102	100	102	101	y = 0.0899x	0.6412							
CHYBA 0	14	0	20	27	14	18	8	2	22	13	1	15									

Příloha 2: Porovnání lineárních trendů – výška sněhu – akumulace

POROVNÁNÍ SPOLEHLIVOSTI LINEÁRNÍHO TRENDU 1 A LINEÁRNÍHO TRENDU 0 V OBDOBÍ TÁNÍ																																
Datum	NV	DVL	DM	LH	NS	PL	RJI	RZ	VL	VM	ZPL	ZPM	Rovnice trendu	Spolehlivos t R ²	Průměrná chyba cm	Minimální chyba cm	Maximáln í chyba cm	Průměrná chyba cm	Minimální chyba cm	Maximáln í chyba cm												
	1377	1136	1144	1310	930	1339	601	1375	1131	1117	1134	1129																				
16.2.2015 MĚŘ	121	90	103	131	60	96	25	105	68	96	96	113	y = 0.1167x - 41.431 y = 0.0816x	0.7595 0.6886	12	0	44	21	1	61												
SIM 1	119	91	92	111	67	115	29	119	91	89	91	90																				
CHYBA 1	2	1	11	20	7	19	4	14	23	7	5	23																				
SIM 0	112	93	93	107	76	109	49	112	92	91	93	92																				
CHYBA 0	9	3	10	24	16	13	24	7	24	5	3	21																				
2.3.2015 MĚŘ	123	89	100	131	51	102	15	107	68	96	97	110	y = 0.1351x - 63.749 y = 0.0811x	0.8239 0.6881							12	0	44	21	1	61						
SIM 1	122	90	91	113	62	117	17	122	89	87	89	89																				
CHYBA 1	1	1	9	18	11	15	2	15	21	9	8	21																				
SIM 0	112	92	93	106	75	109	49	112	92	91	92	92																				
CHYBA 0	11	3	7	25	24	7	34	5	24	5	5	18																				
16.3.2015 MĚŘ	133	86	98	126	46	101	0	126	72	86	88	110	y = 0.1647x - 98.983 y = 0.0597x	0.9061 0.5184													12	0	44	21	1	61
SIM 1	128	88	89	117	54	122	0	127	87	85	88	87																				
CHYBA 1	5	2	9	9	8	21	0	1	15	1	0	23																				
SIM 0	82	68	68	78	56	80	36	82	68	67	68	67																				
CHYBA 0	51	18	30	48	10	21	36	44	4	19	20	43																				
30.3.2015 MĚŘ	100	53	59	105	14	90	0	95	43	56	70	98	y = 0.1415x - 96.556 y = 0.0809x	0.7912 0.6637	12	0	44	21	1	61												
SIM 1	98	64	65	89	35	93	-12	98	63	61	64	63																				
CHYBA 1	2	11	6	16	21	3	12	3	20	5	6	35																				
SIM 0	111	92	93	106	75	108	49	111	91	90	92	91																				
CHYBA 0	11	39	34	1	61	18	49	16	48	34	22	7																				
13.4.2015 MĚŘ	103	61	59	113	15	106	0	97	57	61	84	107	y = 0.1508x - 100.48 y = 0.0657x	0.7878 0.5287							12	0	44	21	1	61						
SIM 1	107	71	72	97	40	101	-10	107	70	68	71	70																				
CHYBA 1	4	10	13	16	25	5	10	10	13	7	13	37																				
SIM 0	90	75	75	86	61	88	39	90	74	73	75	74																				
CHYBA 0	13	14	16	27	46	18	39	7	17	12	9	33																				
27.4.2015 MĚŘ	42	17	0	47	0	45	0	39	0	0	35	67	y = 0.066x - 51.148 y = 0.0227x	0.3498 0.1943													12	0	44	21	1	61
SIM 1	40	24	24	35	10	37	-11	40	23	23	24	23																				
CHYBA 1	2	7	24	12	10	8	11	1	23	23	11	44																				
SIM 0	31	26	26	30	21	30	14	31	26	25	26	26																				
CHYBA 0	11	9	26	17	21	15	14	8	26	25	9	41																				

Příloha 3: Porovnání lineárních trendů – vodní hodnota - akumulace


ROZDĚLENÍ STANIC DLE VEGETACE A NADMORSKÉ VÝŠKY

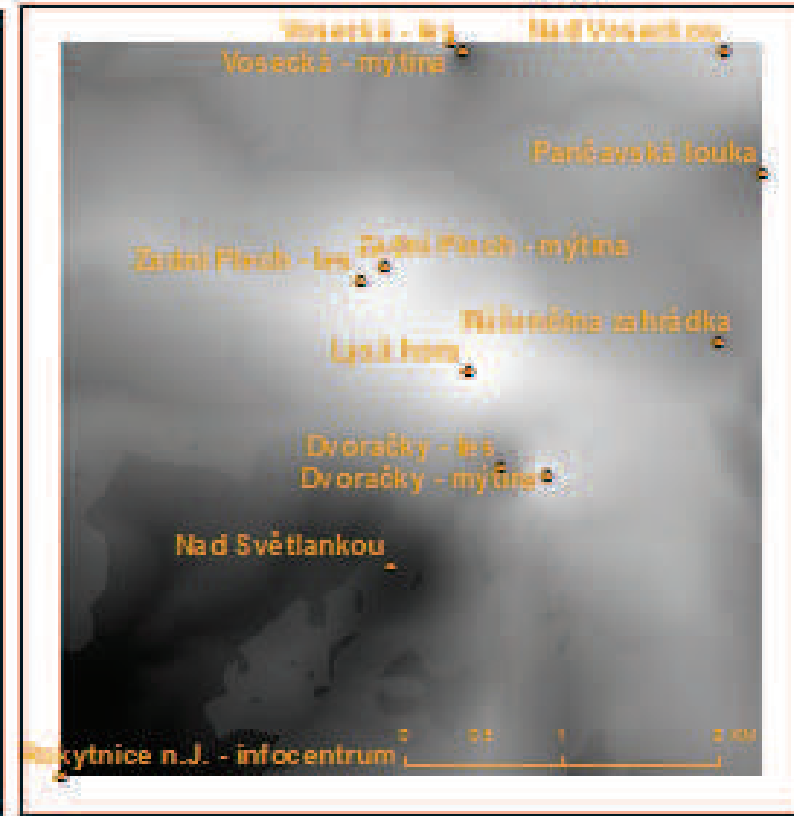
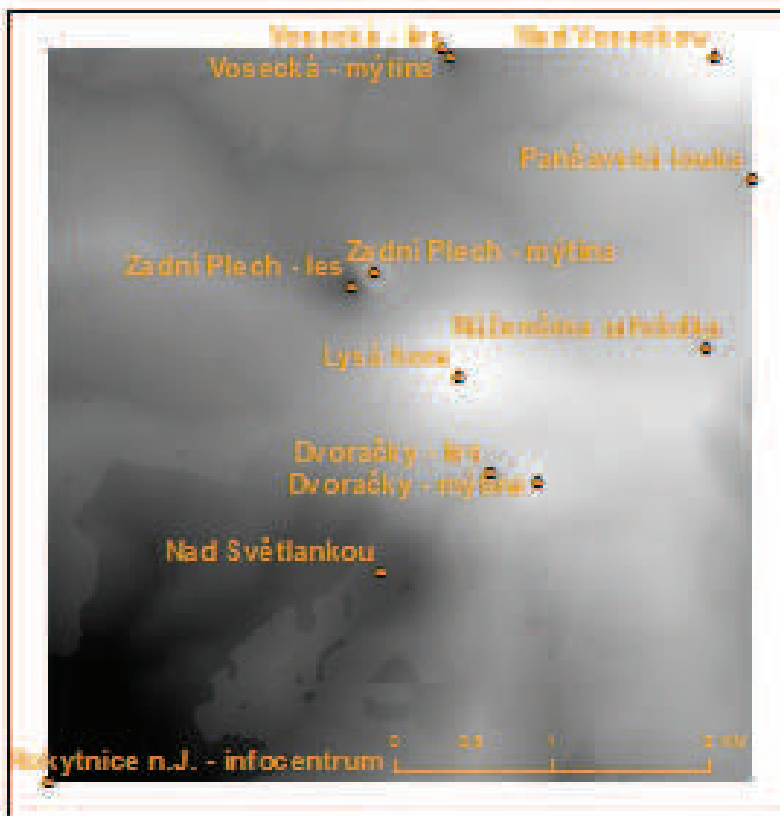
MĚRNÁ STANICE	EXP.	M.N.M.	CORINE LAND COVER	LETECKÉ SNÍMKY	ROZDĚLENÍ MODEL
Nad Světlankou	J	930	CONIFEROUS FOREST (JEHLIČNATÝ LES)	LES	LES
Vosecká - mýtina	Z	1117	TRANSITIONAL WOODLAND-SHRUB (PŘECHOD LES - KEŘ)	LES	BEZLESÍ
Vosecká - les	Z	1131	TRANSITIONAL WOODLAND-SHRUB (PŘECHOD LES - KEŘ)	LES	LES
Zadní Plech - les	S	1134	CONIFEROUS FOREST (JEHLIČNATÝ LES)	LES	LES
Dvoračky - les	J	1136	CONIFEROUS FOREST (JEHLIČNATÝ LES)	ŘÍDKÝ LES	LES
Zadní Plech - mýtina	S	1129	CONIFEROUS FOREST (JEHLIČNATÝ LES)	MÝTINA V ŘÍDKÉM LESE	BEZLESÍ
Dvoračky - mýtina	J	1144	CONIFEROUS FOREST (JEHLIČNATÝ LES)	MÝTINA V HUSTÉM LESE	BEZLESÍ
Lysá hora	J	1310	MOORS AND HEATHLAND (PLÁNĚ)	KLĚČ	BEZLESÍ
Pančavská louka	V	1339	NATURAL GRASSLAND (PŘÍRODNÍ LOUKA)	MÝTINA V KLEČI / LOUKA	BEZLESÍ
Růženčina zahrádka	SZ	1375	NATURAL GRASSLAND (PŘÍRODNÍ LOUKA)	MÝTINA V KLEČI	BEZLESÍ
Nad Voseckou	J	1377	MOORS AND HEATHLAND (PLÁNĚ)	KLĚČ	BEZLESÍ
Rokytnice n.J. - infocentrum	J	601	LAND PRINCIPALLY OCCUPIED BY AGRICULTURE (ZEMĚDĚLSKY UŽÍVANÉ LOUKY)	ZÁSTAVBA	BEZLESÍ

Příloha 4: Rozdělení stanic dle vegetace a nadmořské výšky

Interpolace s globálním gradientem a faktorem vegetace - akumulace 12.1.2015

Simulovaná vodní hodnota  260 mm
52 mm

Simulovaná výška sněhu  98 cm
27 cm

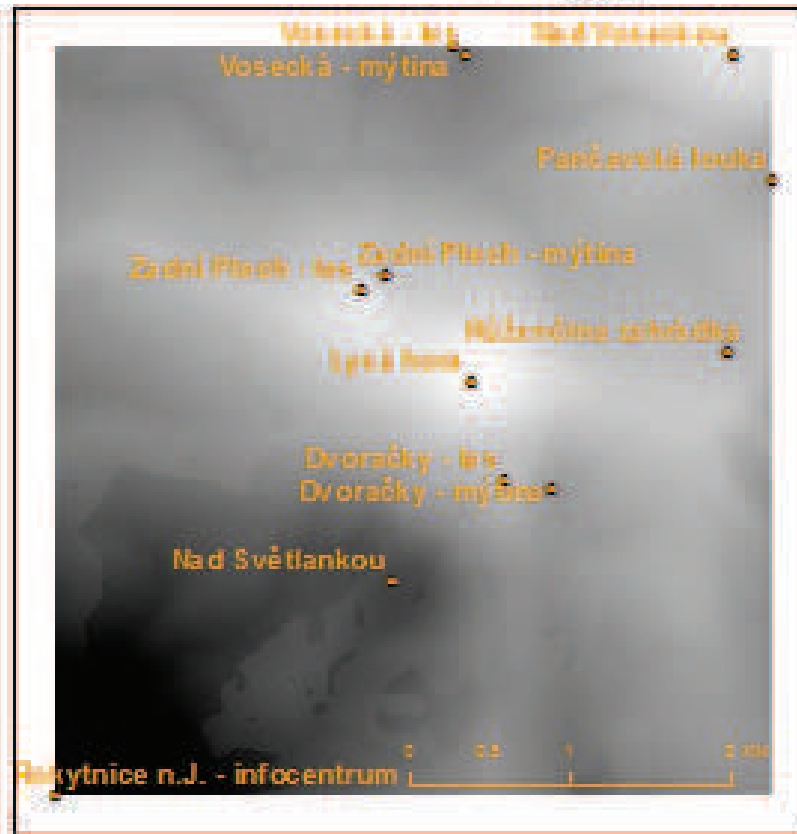
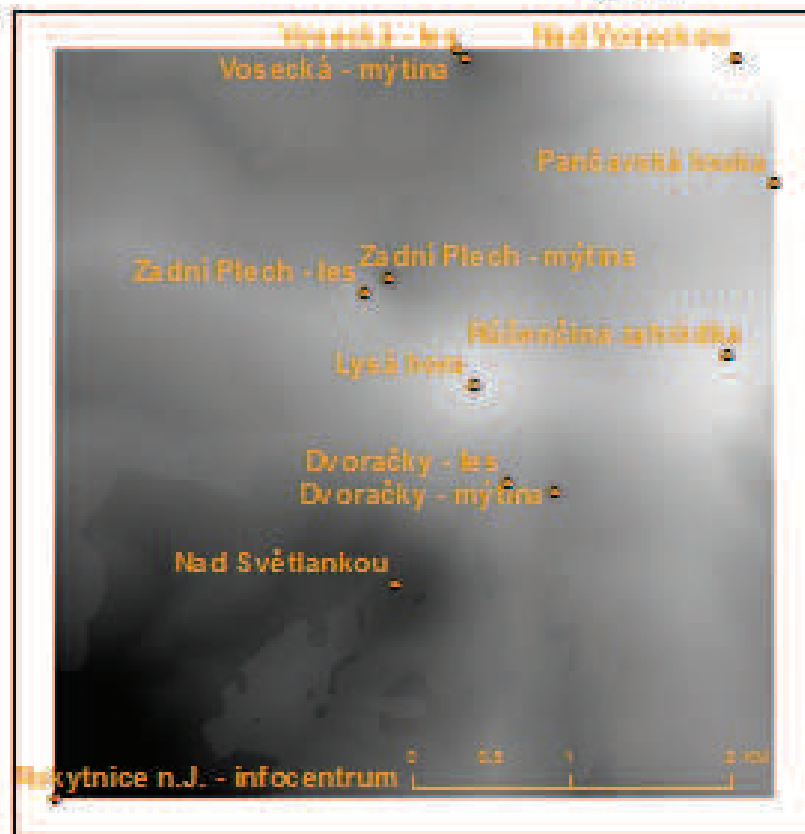


Příloha 5: Simulace výšky sněhu a vodní hodnoty - akumulace

Interpolace s globálním gradientem a faktorem vegetace - tání 2.3.2015

Simulovaná vodní hodnota  544 mm
59 mm

Simulovaná výška sněhu  132 cm
14 cm



Příloha 6: Simulace výšky sněhu a vodní hodnoty - tání