

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



ONDŘEJ MATĚJKA

**ENERGETICKY ZALOŽENÝ MODEL AKUMULACE A TÁNÍ SNĚHU
V JEHLIČNATÉM LESE A NA OTEVŘENÉ PLOŠE**

**AN ENERGY-BASED MODEL ACCOUNTING FOR SNOW ACCUMULATION
AND SNOWMELT IN A CONIFEROUS FOREST AND IN AN OPEN AREA**

(Diplomová práce)

Praha 2015

Vedoucí práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Zadání diplomové práce

Téma práce

Vliv lesní vegetace na radiační bilanci sněhové pokrývky

Cíle práce

Diplomová práce si stanovuje následující cíle:

1. Zhodnocení vlivu lesní vegetace na radiační bilanci sněhové pokrývky
2. Sestavení a kalibrace energeticky založeného modelu akumulace a tání sněhu, který je schopný simulovat rozdílnou energetickou bilanci otevřených ploch a lesa

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

V rámci práce bude provedena rešerše české a zahraniční literatury se zaměřením na zhodnocení vlivu lesní vegetace na radiační bilanci sněhové pokrývky.

Na základě získaných poznatků bude proveden výběr a úprava takového matematického modelu energetické bilance, který bude vyhovovat dostupnému datovému souboru z klimatologické stanice Hřebečná (povodí Bystřice v Krušných horách). Model bude upraven tak, aby zohlednil rozdílnou radiační bilanci na otevřených plochách a v lesích s různou strukturou vegetace. Pro vystižení struktury lesa budou vytvořeny a analyzovány hemisférické snímky provedené na měřených lokalitách (stanovení LAI, faktoru zakrytí oblohy, potenciálního úhrnu sluneční radiace).

Dále bude provedena kalibrace a srovnání výsledků modelu se skutečnými měřeními tání sněhové pokrývky. Bude provedena analýza silných a slabých stránek modelu a použitých postupů.

Datum zadání: 2. 1. 2014

Jméno studenta: Ondřej Matějka

Podpis studenta:.....

Jméno vedoucího práce: Michal Jeníček

Podpis vedoucího práce:.....

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem tuto práci vypracoval samostatně a všechny uvedené prameny jsem řádně citoval. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu. Dovoluji zapůjčení této práce ke studijním účelům.

V Praze dne 23. dubna 2015

.....
Ondřej Matějka

Poděkování:

Rád bych tímto poděkoval vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph.D. za trpělivost při vedení práce, podporu, cenné rady a poskytnutá data. Díky patří i Vladimíru Piskalovi za pomoc při zpracování hemisférických snímků a Kateřině Žákové za jazykovou korekturu práce.

Abstrakt

Energeticky založený model akumulace a tání sněhu v jehličnatém lese a na otevřené ploše

V práci byla provedena simulace vývoje vodní hodnoty sněhu pomocí metody energetické bilance na otevřené ploše, mýtině a v jehličnatém lese v průběhu zimních období 2011/12 a 2012/13 v povodí řeky Bystřice (Krušné hory). Cílem bylo popsat vliv lesních porostů na akumulaci a tání sněhu s ohledem na strukturu a hustotu lesní vegetace. Pro popis struktury vegetace byly využity hemisférické fotografie.

Byl sestaven matematický model energetické bilance sněhové pokrývky. V případě zalesněných lokalit byl model pozměněn tak, aby zohledňoval vliv lesní vegetace na vstupní meteorologické proměnné. Vliv rozdílné struktury vegetace byl zahrnut pomocí parametru LAI, který byl stanoven pro každou lokalitu na základě analýzy 32 pořízených hemisférických snímků. Model byl porovnán s výsledky terénních měření výšky a vodní hodnoty sněhové pokrývky na 16 lokalitách v zimních obdobích 2011 až 2013. Model dokázal zohlednit odlišný vývoj SWE na otevřených plochách, mýtinách i lesních lokalitách v průběhu obou zimních období s korelačními koeficienty mezi 0,16 a 0,99. Maximální SWE pod lesní vegetací byly o 18 % nižší než na otevřených plochách. Vliv krátkovlnného záření na tání sněhu byl v zalesněných oblastech v důsledku stínění o 50 % nižší než na otevřených plochách. Turbulentní toky měly na zalesněných plochách o 30 % nižší vliv, rychlost vzduchu byla díky zalesnění totiž až o 90 % nižší v porovnání s otevřenými plochami. Nepřímo byla odvozena hodnota intercepce. Za obě zimní období bylo stanoveno, že mezi 14 až 60 % pevných srážkových úhrnů bylo v lesním porostu zadrženo a následně sublimováno. Z výsledků modelu vyplývá, že na klimatologické stanici Hřebečná jsou podhodnocovány pevné srážkové úhrny. Úhrny sněhových srážek byly v zimním období 2011/12 podhodnoceny o 40 %, v zimní sezóně 2012/13 o 13 %. Ačkoliv se výsledky modelu jeví jako dostačující pro obě zkoumaná zimní období, je třeba poznamenat, že model nezahrnoval tepelný tok z podloží a vliv zalesnění na dlouhovlnné záření. Nezahrnutí vlivu lesní vegetace na dlouhovlnné záření bylo možným zdrojem nepřesností, především za bezoblačných dní. Zahrnutí vlivu zalesnění na dlouhovlnné záření a pozemní tepelné toky by proto mohlo být námětem pro další zpřesnění modelu v průběhu následujícího výzkumu.

Klíčová slova:

akumulace sněhu, sněh, odtok, index listové plochy, les, energetická bilance, matematický model

Abstract

An energy-based model accounting for snow accumulation and snowmelt in a coniferous forest and in an open area

An energy balance approach was used to simulate snow water equivalent (SWE) evolution in an open area, forest clearing and coniferous forest during winter seasons 2011/12 and 2012/13 in the Bystřice River basin (Krušné Mountains). The aim was to describe the impact of vegetation on snow accumulation and snowmelt under different forest canopy structure and density of trees. Hemispherical photographs were used to describe the forest canopy structure.

Energy balance model of snow accumulation and melt was set up. For forest sites the snow model was altered for accounting the effects of the forest canopy on the driving meteorological variables of the snow model. Leaf area index derived from 32 hemispherical photographs of the vegetation and sky was used for forest influence implementation in the snow model. The model was evaluated using snow depth and SWE field data measured at 16 localities in winter seasons from 2011 to 2013. The model was able to reproduce the SWE evolution in both winter seasons beneath the forest canopy, forest clearing and open area with correlations to observations ranging from 0.16 to 0.99. The SWE maximum in forest sites is by 18% lower than in open areas and forest clearings. The portion of shortwave radiation on snowmelt is by 50% lower in forest areas than in open areas due to shading effect. The importance of turbulent fluxes is by 30% lower in forest sites because of wind speed reduction up to 10% of the value at the open areas. Indirect estimation of interception rates was derived. Between 14 and 60% of snowfall is intercept and sublimated in the forest canopy in both winter seasons. Based on model results, the underestimation of solid precipitation by the precipitation gauge at the weather station Hřebečná was revealed. The snowfall was underestimate by 40% in winter season 2011/12 and by the 13% in winter 2012/13. Although the model formulation appeared sufficient for both winter seasons, canopy effects on the longwave radiation and ground heat flux were not included. This might cause inaccuracies, especially during clear sky condition. This suggested the direction of further improvements of the model that might be achieved in further research.

Key words:

snow accumulation, snowmelt, runoff, leaf area index, forest, energy budget, mathematical model

Obsah

1	Úvod	3
2	Shrnutí poznatků.....	5
2.1	Energetická bilance sněhové pokrývky.....	5
2.2	Kvantifikace tepelných toků pod lesní vegetací.....	6
2.2.1	Vliv lesní vegetace ve smyslu zachycování pevných srážek	8
2.2.2	Vliv lesní vegetace na přicházející krátkovlnné záření	11
2.2.3	Vliv lesní vegetace na dlouhovlnné záření	14
2.2.4	Vliv lesní vegetace na turbulentní toky tepla.....	18
3	Metody.....	20
3.1	Výběr území	20
3.2	Popis oblasti	20
3.3	Měření SWE.....	24
3.4	Obrazová data.....	25
3.5	Časové řady.....	28
3.6	Model energetické bilance sněhové pokrývky	30
3.7	Hodnocení výsledků modelu.....	31
4	Výsledky.....	32
4.1	Analýza hemisférických snímků pomocí Gap Light Analyzer	32
4.2	Kalibrace měření srážkových úhrnů na Hřebečné	33
4.3	Simulace průběhu vodní hodnoty sněhu na měřených lokalitách	34
4.4	Zimní období 2011/2012.....	36
4.4.1	Hodnocení modelu	36
4.4.2	Výsledky simulace vodní hodnoty sněhu	38
4.5	Zimní období 2012/2013.....	46
4.5.1	Výsledky simulace vodní hodnoty sněhu	48
5	Diskuze	56
5.1	Stanovení korekčních koeficientů pro srážky	56
5.2	Stanovení útlumových koeficientů.....	57
5.2.1	Útlum globální radiace.....	57
5.2.2	Útlum rychlosti větru	57
5.2.3	Útlum srážkových úhrnů – zachycení srážek na lesních porostech.....	58
5.3	Modelované hodnoty SWE	58
5.4	Nejistoty použitého modelu	59

5.5	Nejistoty stanovení hodnot LAI	60
5.6	Nejistoty měřených dat	61
6	Závěry	63
7	Zdroje použité literatury	65
8	Seznam obrázků, tabulek a grafů	72
8.1	Seznam obrázků	72
8.2	Seznam tabulek	74
8.3	Seznam grafů	75

1 Úvod

Akumulace a tání sezónní sněhové pokrývky má dominantní vliv na hydrologický cyklus většiny vnitrozemských povodí v horských oblastech. Sezónní sníh hraje také důležitou roli v akumulaci zásob vody ve střední Evropě. Specifickým rysem sněhové pokrývky ve středních zeměpisných šířkách je fakt, že ve sněhu je v průběhu zimního období akumulováno velké množství vody, které je na jaře vlivem tání poměrně rychle uvolněno do řek (Šípek a Tesař, 2014, Jeníček et al., 2015). Z tohoto důvodu je kvantifikace zásob vody ve sněhu a jejich prostorová distribuce klíčová pro hydrologické předpovědi.

Zároveň je třeba zmínit, že sníh nepředstavuje pouze významnou zásobárnu vody, ale má podíl i na vodní erozi a ovlivňuje také klima (Fernández, 1997). K ovlivnění klimatu vlivem sezónní sněhové pokrývky dochází na velkých plochách při změnách tepelných vlastností a odrazivosti povrchu (DeWalle a Rango, 2008).

Naprostá většina řek České republiky na našem území také pramení, přičemž pramenné oblasti nacházející se ve vyšších nadmořských výškách jsou ovlivňovány především táním sněhu. V našich podmínkách jsou povodně často zapříčiněny právě jarním táním sněhu v kombinaci s dešťovými srážkami a zvýšené riziko vzniku povodní se týká především horských a podhorských povodí (Kutláková a Jeníček, 2012). Stanovení vlivu lesa na akumulaci a tání sněhu v podmínkách České republiky výrazně přispívá k efektivitě předpovědi jarních povodní, jelikož většina horských a podhorských povodí na našem území je úplně nebo částečně zalesněna (Holko et al., 2009).

Na velkých plochách je akumulace a tání sněhu řízeno především změnami teploty vzduchu s nadmořskou výškou a zeměpisnou šířkou (Kučerová a Jeníček, 2014). V menším prostorovém měřítku je akumulace a tání sněhu řízena především topografií a přítomností lesní vegetace (Jost et al., 2007). Význam lesní vegetace na akumulaci sněhu je značný, maximum vodní hodnoty sněhu na otevřených plochách může být až o 50 % vyšší než pod lesní vegetací (Stähli a Gustafsson, 2006). Vliv lesní vegetace na hydrologický cyklus je předmětem výzkumu hydrologů již velmi dlouho a lze tvrdit, že hydrologický výzkum na malých experimentálních povodích byl zahájen právě z důvodu výzkumu vlivu lesa na hydrologický cyklus (Holko et al., 2009). Oblíbeným přístupem v hodnocení vlivu lesa na procesy akumulace a tání sněhu je zkoumání shodných procesů na mýtině a přilehlé lesní lokalitě. V takovém případě lze zkoumat rozdíl v probíhajících procesech při vyloučení faktoru rozdílné expozice, sklonu, nadmořské výšky, teploty vzduchu, přísunu slunečního záření, atp. (Pomeroy et al., 2002)

Dominantním jehličnatým druhem ve střední Evropě je smrk ztepilý (*Picea abies*), který zde byl z ekonomických důvodů vysazován po staletí (Nadezhdina et al., 2013). Stanovení vlivu jehličnatého lesa, který je tvořen právě tímto druhem smrku, na experimentálním povodí v jedné oblasti může vést k aplikaci těchto poznatků na jiná zalesněná horská povodí na našem území a ve střední Evropě.

Tato diplomová práce se zaměřuje na zhodnocení vlivu lesní vegetace na energetickou bilanci sněhové pokrývky v povodí horní ostrovské Bystřice v Krušných horách, které je experimentálním povodím katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK.

Práce si stanovuje následující cíle:

- 1) Zhodnocení vlivu lesní vegetace na radiační bilanci sněhové pokrývky.
- 2) Sestavení a kalibrace energeticky založeného modelu akumulace a tání sněhu, který je schopný simulovat rozdílnou energetickou bilanci otevřených ploch a lesa. Zahrnutí vlivu lesní vegetace bude provedeno na základě analýzy hemisférických snímků vegetace ve vytipovaných lokalitách.
- 3) Zhodnocení použití dané metody a zjištění silných a slabých stránek použitého postupu.

Práce má standardní strukturu. V první části jsou nejdříve stručně shrnuty poznatky týkající se energeticky založeného modelování akumulace a tání sněhu, dále jsou řazeny poznatky týkající se vlivu lesní vegetace na sezónní sněhovou pokrývku. Druhá část je zaměřena na popis použitých pracovních metod a charakteristiku použitých obrazových a číselných dat, stejně jako jejich zpracování a vypořádání se s případnými problémy. Třetí část se zabývá prezentací výsledků práce a jejich interpretací. Poslední část je věnována diskuzi výsledků této práce se studii jiných autorů a snaze o odhalení všech nedostatků práce a jejich diskuzi.

2 Shrnutí poznatků

2.1 Energetická bilance sněhové pokrývky

Při výzkumu procesů akumulace a tání sněhové pokrývky a snaze o modelování těchto procesů je metoda energetické bilance vhodným a fyzikálně přesným nástrojem. Metoda energetické bilance kvantifikuje tepelné toky mezi prostředím nad sněhovou pokrývkou a sněhovou pokrývkou, uvnitř sněhové pokrývky a mezi bází sněhové pokrývky a půdním podložím.

Výsledné teplo dostupné pro tání (ať už kladné nebo záporné) je součtem všech tepelných toků mezi jednotlivými elementy prostředí. Algebraicky lze vyjádřit výslednou hodnotu dostupného tepla, jako je to znázorněno v rovnici 1 (USACE, 1998):

$$Q_m = Q_{sn} + Q_{ln} + Q_h + Q_s + Q_g + Q_p \quad (1)$$

Kde (jednotky všech složek jsou $W \cdot m^{-2}$):

Q_m je celkové teplo dostupné pro tání. Nabývá kladných hodnot, kdy dochází k tání sněhu vlivem celkového příjmu tepla, a záporných hodnot v případě celkového výdeje tepla sněhovou pokrývkou.

Q_{sn} je teplo dostupné z krátkovlnného záření. Nabývá nulových hodnot, pokud není přítomný zdroj krátkovlnného záření, a kladných hodnot v případě přísunu krátkovlnného záření ze zdroje (Slunce).

Q_{ln} je teplo dostupné z dlouhovlnného záření. Jeho hodnota je kladná, pokud sněhová pokrývka přijímá tepelné záření, hodnota tohoto tepla je naopak záporná, pokud dochází k vyzařování tepla sněhovou pokrývkou.

Q_h je teplo dostupné z atmosféry. Nabývá kladných hodnot, pokud je teplota sněhové pokrývky nižší než teplota vzduchu nad sněhovou pokrývkou. Nulové hodnoty dosahuje při nulovém teplotním gradientu mezi sněhem a vzduchem nad ním, záporné hodnoty nabývá v případě, že teplota sněhu je vyšší než teplota vzduchu.

Q_s je latentní teplo evaporace, sublimace nebo kondenzace. Hypoteticky je jeho hodnota nulová v případě, že ve sněhové pokrývce ani v jejím bezprostředním okolí nedochází k žádným fázovým přeměnám. Nabývá kladné hodnoty v případě kondenzace vodních par na sněhové pokrývce a záporné hodnoty v případě sublimace a evaporace ze sněhu (Assaf, 2007).

Q_g je teplo vyzařované zemským povrchem. Nabývá nulové hodnoty při neexistenci teplotního gradientu mezi bází sněhové pokrývky a půdním podložím pod ní. Kladná

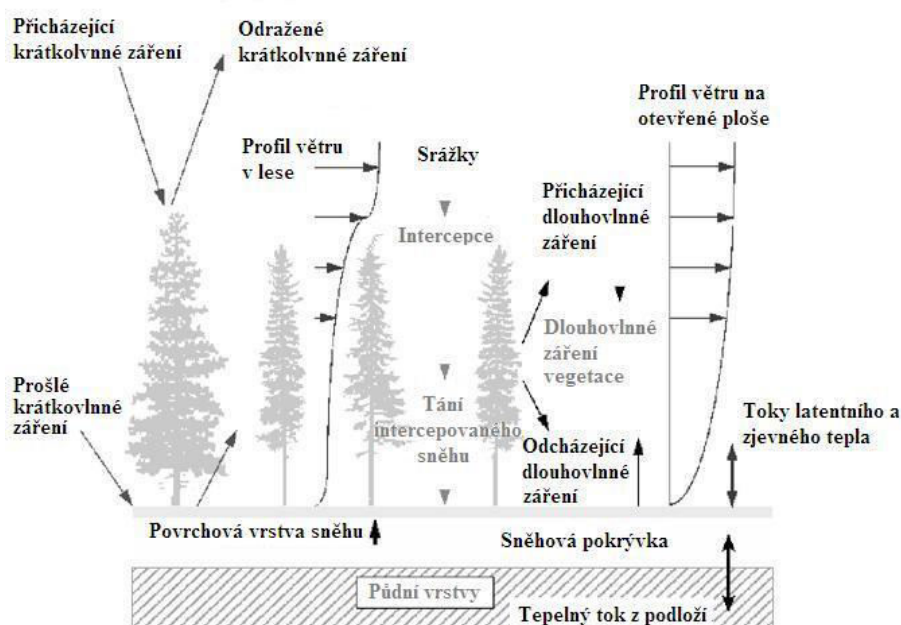
hodnota tohoto členu se vyskytuje v případě, že teplota báze sněhu je nižší než teplota půdy pod ní. Záporná hodnota se vyskytuje v případě záporného gradientu báze sněhové pokrývky – půdní podloží.

Q_p je teplo dostupné z dešťových srážek. Nabývá nulové hodnoty v případě, že je teplota dopadajících srážek rovna teplotě povrchu sněhové pokrývky. Kladných hodnot dosahuje v případech, kdy je teplota srážek vyšší než teplota povrchu sněhové pokrývky.

2.2 Kvantifikace tepelných toků pod lesní vegetací

Přítomnost lesa v povodí má podstatný vliv na radiální bilanci sněhové pokrývky, zejména z toho důvodu, že lesní vegetace nad sněhovou pokrývkou ovlivňuje radiální a konvektivní tepelnou výměnu mezi sněhem a atmosférou (DeWalle a Rango, 2008). Lesní vegetace zároveň ovlivňuje akumulaci sněhu a jeho distribuci v rámci povodí (Hardy et al., 1997). Na akumulaci a tání sněhové pokrývky v lesním prostředí má vliv množství faktorů, jako jsou expozice vůči světovým stranám, sklon svahu, půdní typ, expozice vůči větru, stáří vegetace, typ vegetace, hustota a struktura vegetace, hydrodynamické vlastnosti povodí, srážkové úhrny v povodí a také zásahy člověka (Pomeroy et al., 2002). Člověk svým působením v lesních ekosystémech mění působení lesních porostů na tepelné toky tím, že vytváří mýtiny a provádí sběr opadaných částí stromů z lesního podloží. Zároveň může způsobit naprosto odlišné chování sezónní sněhové pokrývky v povodí tím, že provádí velkoplošné změny krajinného pokryvu (Pomeroy et al., 2002).

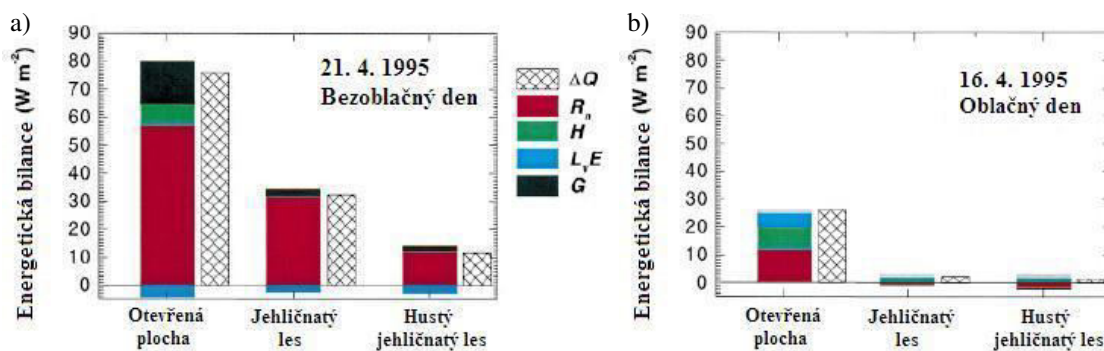
Obrázek 1: Schematické znázornění energetických toků a jejich interakce v lesním prostředí (upraveno z Andreadis et al., 2009)



Na Obrázku 1 je schematické znázornění energetické bilance sněhové pokrývky s lesní vegetací. Dominantní vliv na změny energetické bilance mají jehličnaté lesy, jelikož v zimním období většina jehličnanů neopadá a zachovává si velkou plochu jehlic, čímž

vytváří jakousi „lesní pokrývku“ nad sněhem pokrytým povrchem. Hlavním vlivem lesa na radiační toky tepla je vliv na krátkovlnné záření, které je vegetací stíněno a jeho přímá složka vůbec nedosáhne povrchu sněhové pokrývky (Hardy et al., 2004). Vliv lesa na dlouhovlnné záření je závislý na stabilitě atmosféry, ale lze říci, že přítomnost lesa ovlivňuje bilanci dlouhovlnné radiace tím, že sama lesní vegetace je pohlcovačem a zdrojem tepelného záření (DeWalle a Rango, 2008). Na Obrázku 1 jsou znázorněny dva modelové vertikální profily rychlosti větru, na otevřené ploše a v lese. Stromy (a zvláště jehličnaté) působí jako bariéra proti větru, rychlosti větru proto klesají pod lesní vegetací na násobně nižší hodnoty (Marcolla et al., 2003). Vzhledem k tomu, že tepelný přenos turbulentních toků zjevného a latentního tepla přímo závisí na výměně vzduchu nad sněhovou pokrývkou, jsou tyto turbulentní toky v lese výrazně potlačeny (Andreadis et al., 2009). Podstatný vliv má lesní vegetace i v případě zachycování a následné sublimace pevných srážek na větvích stromů (Pomeroy et al., 1998).

Obrázek 2: Příklad energetické bilance pro otevřenou plochu a různě hustý jehličnatý les pro dva typy dnů (a, b). Jedná se o příklad z boreálního jehličnatého lesa v Saskatchewanu, v Kanadě. ΔQ značí změnu vnitřní energie sněhové pokrývky, R_n označuje souhrnně radiační toky tepla, H je tok zjevného tepla, L, E označuje tok latentního tepla, G je tepelný tok z podloží (Link a Marks, 1999 - upraveno)



Na Obrázku 2 (a, b) jsou znázorněny příklady rozdílné energetické bilance na otevřené ploše a v jehličnatém lese s různou hustotou stromů. Obrázek 2a znázorňuje situaci při radiačním typu počasí. Hlavním zdrojem tepla na otevřené ploše je tok krátkovlnného záření s malým podílem dlouhovlnného záření atmosféry (Link a Marks, 1999). V jehličnatém lese je ovšem krátkovlnné záření stíněno, proto je zde hlavním zdrojem tání dlouhovlnné záření. Dlouhovlnné záření pod lesní vegetací za radiačního typu počasí je způsobeno vyzařováním stromů zahřátých krátkovlnnou radiací (Pomeroy et al., 2009). Tok zjevného tepla je v lesní vegetaci vlivem snížené konvektivní výměny zcela potlačen. Latentní teplo má zápornou hodnotu, jelikož dochází k sublimaci a výparu ze sněhu. V lesním prostředí je velikost toku latentního tepla zhruba poloviční, opět vlivem snížené konvektivní výměny. Poměrně vysoký podíl tepla z půdního podloží v případě otevřené plochy je způsobený silným radiačním ochlazováním sněhové pokrývky. Sněhová pokrývka má pak nižší teplotu než půda pod ní a tepelný tok z podloží tedy nabývá vysoké kladné hodnoty (Link a Marks, 1999).

V případě oblačných dnů (Obrázek 2b) je hlavním zdrojem tepla na otevřených plochách tok tepla z dlouhovlnného záření atmosféry a turbulentní toky tepla. Na lesních bodech je utlumena konvektivní výměna tepla a dochází zde k ochlazování sněhové pokrývky dlouhovlnnou radiací.

Ovlivnění jednotlivých tepelných toků vegetací je značně závislé na typu, stáří a hustotě vegetace, stejně jako na struktuře vyšších pater lesního porostu nad konkrétním stanovištěm (Hardy et al., 2004; Gelfan et al., 2004; Pomeroy et al., 2002, 2009). Pro popis struktury vegetace je výhodnou a často používanou metodou analýza hemisférických fotografií (Walter a Torquebiau, 2000). Hemisférické fotografie jsou snímky orientované směrem nahoru k vegetaci a pořízené extrémně širokoúhlými objektivy s úhlem záběru zpravidla 180°, ale i více (Hardy et al., 2004). Výsledné fotografie poskytují informaci o geometrii vegetace nad bodem, kde byl snímek pořízen.

Distribuce průhledů ve vegetaci je pomocí této metody stanovena velmi přesně a lze ji využít k výpočtu potenciální průchodnosti pro sluneční záření (Hardy et al., 2004). Z hemisférických fotografií lze pomocí specifických software nástrojů získat zároveň informaci o leaf area indexu (Walter a Torquebiau, 2000). Leaf area index (index listové plochy, LAI) je bezrozměrná veličina, která kvantifikuje množství listové plochy na jednotku zemského povrchu. Dá se říci, že je nepřímou mírou hustoty vegetace a jeho hodnota je závislá na stáří, druhovém složení a hustotě vegetace. U jehličnatých porostů je LAI definován jako plocha jehlic integrovaná přes celou výšku vegetace a promítnutá na jednotku půdy (DeWalle a Rango, 2008).

2.2.1 Vliv lesní vegetace ve smyslu zachycování pevných srážek

Pevné sněhové srážky, které vypadávají nad lesní vegetací, interagují se všemi složkami lesní vegetace předtím, než se v podobě sněhové pokrývky uloží na zemském povrchu. Sníh, který se zachytí a uloží na kmenech, větvích a listech/jehlicích a nikdy nedosáhne zemského povrchu, lze definovat jako intercepované sněhové srážky (DeWalle a Rango, 2008). Část na vegetaci uloženého sněhu, která spadne, případně vlivem tání kape z větví/jehlic na zemský povrch, je označována anglickým termínem throughfall. Část sněhových srážek, která vlivem tání teče na zemský povrch po kmenech stromů, se označuje jako stemflow. Sníh intercepovaný na lesní vegetaci zde může setrvat týdny až měsíce, ale v chladných podmínkách vyšších nadmořských výšek a zeměpisných šířek se tato doba může prodloužit až na dobu srovnatelnou s délkou zimní sezony (Hedstrom a Pomeroy, 1998). Při takto dlouhé době působí na uloženou sněhovou masu změny meteorologických veličin a podstatná část uloženého sněhu se vypaří nebo sublimuje (DeWalle a Rango, 2008). Tato část je pak označována jako intercepční ztráta. Hedstrom a Pomeroy (1998) uvádí, že v podmínkách boreálního lesa vyšších zeměpisných šířek se až 60 % celkových dopadajících srážek intercepce na vegetaci a z tohoto množství sublimuje zpět do atmosféry 30 – 40 %.

Holko et al. (2009) prováděli výzkum intercepce jehličnatých porostů v podmínkách vyšších nadmořských výšek střední Evropy s hodnotami podílu intercepovaného sněhu mezi 30 a 60 % v závislosti na poloze v lesním porostu a celkové srážkové vydatnosti zimního období.

Vzájemné vztahy intercepce, intercepční ztráty a podílů throughfall a stemflow procesů jsou řízeny mnoha fyzikálními faktory. Na jedné straně jsou to vlastnosti vegetace, které

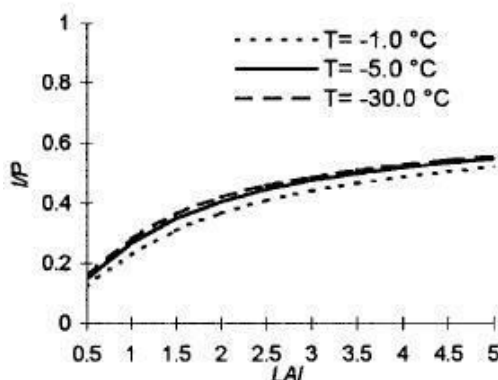
ovlivňují počáteční fázi intercepce a podmínky v průběhu zatížení vegetace sněhem. Důležitou roli hraje přítomnost listů v zimním období, tedy opadavost vegetace. U jehličnatých neopadavých stromů je vyšší efektivita intercepce sněhu vlivem velké plochy jehlic (DeWalle a Rango, 2008). U jehličnatých stromů může docházet až k tomu, že se mezi jehlicemi a dílčími větvíčkami vytvoří ledové můstky a celá větev vytváří jednotnou plochu pokrytou sněhem (Obrázek 3).

Obrázek 3: Příklad intercepovaného sněhu na jehličnatém stromu. Velká akumulace sněhu vytvořená díky spojení jehlic a větvíček pomocí ledových můstků (DeWalle a Rango, 2008)



Efektivita intercepce lesních porostů je součtem příspěvků každé větve, která se v lese na intercepci podílí (Hedstrom a Pomeroy, 1998). S tím souvisí závislost množství intercepovaného sněhu na hustotě vegetace, reprezentované například leaf area indexem (DeWalle a Rango, 2008).

Obrázek 4: Modelová závislost podílu intercepovaných sněhových srážek k úhrnům (efektivitě intercepce) sněhových srážek na LAI pro různé teploty vzduchu (Hedstrom a Pomeroy, 1998)



Na Obrázku 4 je znázorněna závislost efektivitě intercepce sněhu na LAI pro jehličnaté lesní oblasti. Nárůst efektivitě se zvyšujícím se LAI je výrazný pro nízké hodnoty leaf area indexu, se zvyšující se hustotou lesní vegetace se ovšem rychlost nárůstu snižuje. Vliv hustoty větví a jehlic je totiž od určité míry limitován maximální únosnou zátěží sněhem (Pomeroy et al., 2002).

Maximální únosné zatížení větve sněhem/ledem a s tím související pružnost větve jsou velmi důležitými faktory (Hedstrom a Pomeroy, 1998; Garvelmann et al., 2013). Pružnost větve ovlivňuje maximální zatížení sněhem, které je větev schopná snést před tím, než se ohne a uvolní tak sněh, který zadržovala (Schmidt a Gluns, 1991). Elasticita větví je závislá na teplotě vzduchu (DeWalle a Rango, 2008). U jehličnatých stromů bylo pozorováno, že pokud k akumulaci sněhu dochází za nízkých teplot vzduchu (okolo -12°C), zatížení intercepovaným sněhem větve neohýbá, ale při zvyšující se teplotě vzduchu dojde náhle k uvolnění masu akumulovaného sněhu. V modelovém případě bylo vyzpozorováno, že při zvyšující se teplotě vzduchu (z -12°C na 0°C) dochází ke změně pružnosti dřeva a při vyšších teplotách vzduchu se větev snadněji ohýbá (Schmidt a Pomeroy, 1990).

Intercepce sněhových srážek je také závislá na mnoha meteorologických faktorech. Hlavním z nich je teplota vzduchu během vypadávání srážek (DeWalle a Rango, 2008). Pokud se při sněžení vyskytuje teplota vzduchu kolem 0°C , tak se zvyšuje koheze jednotlivých sněhových vloček a krystalů, které se potom snadněji zachytí a uloží na větvích a listech, případně na již existující vrstvě sněhu na vegetaci (Pomeroy a Gray, 1995). Vysoká koheze sněhu v kombinaci s vysokými rychlostmi větru může vést k tomu, že se sněh zachycuje na vegetaci nejen v horizontální, ale i vertikální poloze (Obrázek 5). Naproti tomu, pokud sněhové srážky dopadají za nízkých teplot, zachycují a udržují se na vegetaci jen velmi slabými kohezními silami a vysoké rychlosti větru mohou intercepovaný sněh snadno přemísťovat (Hedstrom a Pomeroy, 1998). Epizody vypadávání kapalných srážek v průběhu zimy na již uložený sněh na vegetaci mají také významný podíl na změnách intercepčních vlastností (De Walle a Rango, 2008). Prvotní kapalně srážkové úhrny jsou nejprve ukládány do sněhu na vegetaci, poté mohou vyústit v kapalně throughfall, ale se zvyšujícími se úhrny zvyšují zatížení větví a vedou ke spadu poměrně velkých objemů sněhu na zemský povrch.

Obrázek 5: Vysoká koheze sněhových srážek v kombinaci s vysokými rychlostmi větru vede k všesměrné intercepci sněhu na lesních porostech. (archiv autora)



Hedstrom a Pomeroy (1998), v pozdějších úpravách Pomeroy et al. (2002) definují následující empiricky odvozený vztah pro stanovení hodnoty intercepce sněhových srážek (rovnice 2).

$$I = c(S_m - I_0) * [1 - e^{-\frac{C_c P}{S_m}}] \quad (2)$$

Kde I je intercepovaný sníh v mm, c je empiricky odvozený odlehčovací koeficient, S_m je maximum zátěže vegetace v mm, I_0 je počáteční zatížení vegetace v mm, C_c je konstanta charakterizující strukturu vegetace a P je srážkový úhrn v mm.

Maximum zátěže vegetace lze vypočítat na základě znalosti hustoty čerstvého sněhu, hodnoty maximální únosné zátěže daného druhu stromu a hodnoty LAI nad konkrétním stanovištěm.

Intercepci sněhových srážek ovlivňuje mnoho faktorů a stanovení hodnot intercepce na konkrétních stanovištích je procedura, kterou je potřeba kalibrovat s měřenými hodnotami. V průběhu zimního období v nižších nadmořských a zeměpisných šířkách navíc hraje velmi významnou roli sublimace intercepovaného sněhu.

2.2.2 Vliv lesní vegetace na přicházející krátkovlnné záření

Krátkovlnné záření, které dosáhne sněhové pokrývky pod lesní vegetací, má dvě složky. První složka je v čase a prostoru poměrně homogenní tok atmosférou rozptýleného krátkovlnného záření. Druhá složka je přímé sluneční záření, jehož intenzita je značně časově i prostorově variabilní v důsledku zakrytí oblohy oblačností (USACE, 1998). Při svém průchodu lesní vegetací je část přímého slunečního krátkovlnného záření absorbována na listech/jehlicích, větvích a kmenech stromů a přeměněna na teplo (DeWalle a Rango, 2008). Část přímého krátkovlnného záření, které dosáhne povrchu sněhové pokrývky pod lesní vegetací, je tedy komplexem toků krátkovlnného záření, které byly odrazeny a rozptýleny (i několikanásobně) na lesní vegetaci, případně na zemském povrchu (Ross, 1981).

Vegetace nad sněhovou pokrývkou hraje významnou roli hlavně z důvodu stínění (Obrázek 6). Variace v množství krátkovlnného záření jsou sezónní (opadavý les), dlouhodobé (stáří vegetace) a regionální (typ vegetace) (Van Mullem a Garen, 2004). V případě, že sluneční záření dopadá na sněhovou pokrývku, dochází k částečnému odrazu zapříčiněnému albedem sněhové pokrývky. U jehličnatých neopadavých lesů může docházet k ovlivnění celkového albeda sněhu pod lesní vegetací. Změny albeda vlivem opadu z jednotlivých stromů jsou v řádu jednotek procent (Melloh et al., 2002; Suzuki a Ohta, 2003).

Část přímého slunečního záření, která je absorbována sněhovou pokrývkou, zapříčiňuje celkový zisk tepla sněhovou pokrývkou a může vést k tání sněhu (USACE, 1998).

Kvantifikaci tepelného toku způsobeného krátkovlnným zářením na otevřené ploše lze zapsat pomocí rovnic 3 - 6.

$$K \uparrow = \alpha K \downarrow \quad (3)$$

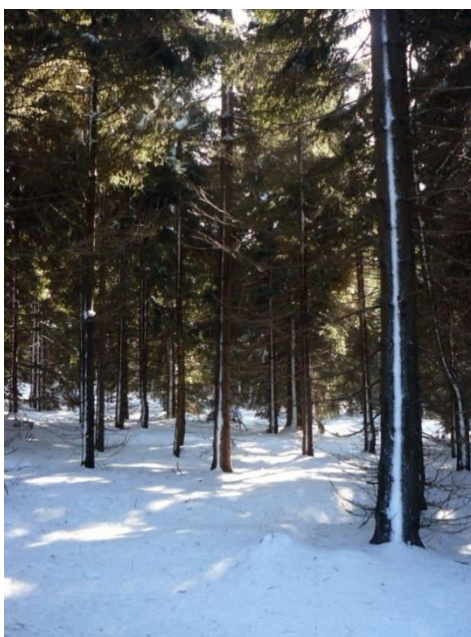
$$K \downarrow = D + I_b \cos Z \quad (4)$$

$$Q_{sn} = K \downarrow - K \uparrow \quad (5)$$

$$Q_{sn} = (1 - \alpha) D + I_b \cos Z \quad (6)$$

Kde α je albedo sněhové pokrývky v %, D je rozptýlené dopadající krátkovlnné záření ve $W.m^{-2}$, I_b je hustota toku přímého slunečního záření prošlého atmosférou ve $W.m^{-2}$ a Z je zenitový úhel Slunce ve stupních (USACE, 1998; DeWalle a Rango (2008)).

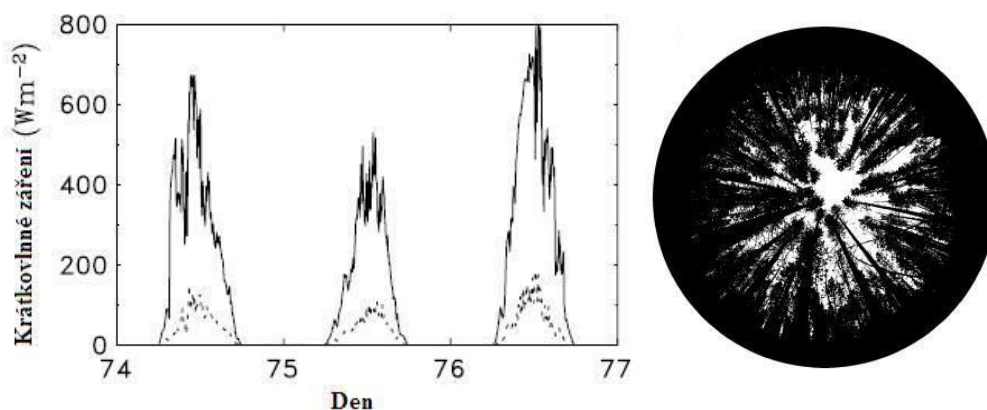
Obrázek 6: Příklad jehličnatého lesa za jasného dne - přímé sluneční záření je pod lesní vegetací významně stíněno (foto: archiv autora)



Krátkovlnné záření je jedním z nejvýznamnějších tepelných toků, které se podílejí na tání sezónní sněhové pokrývky (Ellis a Pomeroy, 2007). Z tohoto důvodu již bylo provedeno velké množství studií, které se snažily kvantifikovat krátkovlnné záření pod lesní vegetací (Pomeroy et al., 2009). Přímá složka slunečního záření, která dosáhne povrchu sněhové pokrývky, je v hustém jehličnatém lese utlumena až na 10 % hodnoty nad vegetací (Aubin et al., 2000; Morén et al., 2000; Lagergren et al., 2004; Sicart et al., 2004; DeWalle a Rango, 2008). Příklad měřené hodnoty krátkovlnného záření nad a pod jehličnatým boreálním lesem spolu se znázorněním struktury vegetace pomocí hemisférické fotografie je znázorněn na Obrázku 7. Útlum intenzity záření je závislý na hustotě a struktuře vegetace, výšce stromů, velikosti zenitového úhlu Slunce a délce jeho dráhy na obloze

(Hardy et al., 2004). Jinými slovy, čím je delší dráha slunečního paprsku, který prochází lesním porostem, tím více je tento paprsek před dosažením povrchu sněhové pokrývky utlumen.

Obrázek 7: Příklad útlumu krátkovlnného záření v lesní vegetaci. Vlevo je znázorněná měřená hodnota rozptýleného a přímého slunečního záření nad vegetací (plná linie) a pod vegetací (čárkovaná linie). Vpravo je znázornění struktury vegetace pomocí hemisférické fotografie nad měřeným bodem (Essery et al., 2008)



V prvním přiblížení lze říci, že přímé sluneční záření pod lesní vegetací podléhá exponenciálnímu útlumu, který lze popsat pomocí tzv. Beer-Lambertova zákona vyjádřeného rovnicí xx (Smith et al., 1991; Pomeroy a Dion, 1996; Tarboton a Luce, 1996):

$$K \downarrow_f = K \downarrow e^{-\kappa LAI} \quad (7)$$

Kde $K \downarrow_f$ je tok příchozího krátkovlnného záření dopadajícího na povrch sněhové pokrývky pod lesní vegetací ve $W \cdot m^{-2}$, $K \downarrow$ je tok příchozího krátkovlnného záření nad vegetací ve $W \cdot m^{-2}$, κ je útlumový koeficient pro světlo v m^{-1} a LAI je leaf area index. Člen $e^{-\kappa LAI}$ v podstatě vyjadřuje intercepci krátkovlnného záření lesní vegetací (Aubin et al., 2000). Útlumový koeficient κ v sobě zahrnuje vliv struktury vegetace, zenitového a azimutálního úhlu Slunce (Hardy et al., 2004). Beer-Lambertův zákon a jeho modifikace předpokládají náhodné rozdělení listů/jehlic a větví v celém lese (DeWalle a Rango, 2008). Hardy et al. (2004) ovšem tvrdí, že tento předpoklad není dodržen u reálných jehličnatých porostů a popis pomocí Beer-Lambertova zákona a jeho modifikací selhává v případě heterogenního, nesouvislého a více realistického jehličnatého lesa. Naproti tomu Aubin et al. (2000) tvrdí, že v případě potřeby získat informaci o dostupnosti světla v nižších patrech vegetace je Beer-Lambertův zákon a jeho obdoby dostačujícím nástrojem. Možnost vypořádat se s nesplněným předpokladem náhodného rozmístění jehlic přináší použití komplexních modelů zahrnujících trojdimenzionální strukturu vegetace (Hardy et al., 1998). Příkladem takového modelu je model GORT (Geometric-Optical Radiative-Transfer) od Li et al. (1995), který zahrnuje vlivy mnohanásobného odrazu a rozptylu na větvích a jednotlivých listech. Tyto modely přenosu krátkovlnného záření sice poskytují velmi dobré výsledky, ale jsou datově enormně náročné (Hardy et al., 2004).

Nevýhodou rovnice 7 je, že vyjadřuje vztahy krátkovlnného záření jako celku. Link a Marks (1999) stanovili obdobu tohoto vztahu pro krátkovlnné záření rozdělené na přímou a rozptýlenou část záření:

$$K \downarrow_f = \tau_d D + I_h \cos Z e^{-\mu h_t \sec Z} \quad (8)$$

Kde $K \downarrow_f$ je tok příchozího krátkovlnného záření dopadajícího na povrch sněhové pokrývky pod lesní vegetací ve W.m^{-2} , τ_d je přenosový koeficient pro rozptýlené záření, D je rozptýlené dopadající krátkovlnné záření ve W.m^{-2} , I_h je hustota toku přímého slunečního záření prošlého atmosférou ve W.m^{-2} , Z je zenitový úhel Slunce ve stupních, μ je útlumový koeficient pro přímé sluneční záření v m^{-1} a h_t je průměrná výška lesní vegetace (Link a Marks, 1999). Přestože Beer-Lambertův zákon a jeho modifikace jsou poměrně jednoduchým a dostatečně přesným nástrojem pro kvantifikaci vlivu lesní vegetace na útlum krátkovlnného záření, stanovení útlumových koeficientů pro různá stanoviště pod lesní vegetací je stále zdrojem nejistot a nepřesností (Lagergren et al., 2004).

2.2.3 Vliv lesní vegetace na dlouhovlnné záření

Dlouhovlnné záření je v atmosféře vyvoláno interakcí krátkovlnného záření s molekulami přítomnými v atmosféře. Po tom, co tyto molekuly část krátkovlnného záření absorbují, přemění toto záření na dlouhovlnné záření, které dále vyzařují. Tím vzniká radiální tok dlouhovlnného záření směrem z atmosféry na zemský povrch. Krátkovlnné záření ale dopadá i na tělesa na zemském povrchu a je z části odraženo, z části toto záření projde a část se absorbuje, čímž opět dochází k ohřívání tělesa (Kolář, 1990). Tělesa a prostředí na zemském povrchu (sněhovou pokrývkou nevyjímaje) tedy také vyzařují dlouhovlnné záření, jelikož jejich termodynamická teplota není rovna absolutní nule.

Jak uvádí Assaf (2007), Pomeroy et al. (2009) a DeWalle a Rango (2008), sněhová pokrývka se chová jako ideální zářič (černé těleso), tzn. emisivita sněhové pokrývky ε je velmi blízká jedné. Vzhledem k vyzařovacím schopnostem sněhové pokrývky lze její vyzařování dlouhovlnného záření popsat Stefan-Boltzmannovým zákonem (Tarboton et al., 1994). Na otevřené ploše dochází k toku dlouhovlnného záření směrem z atmosféry do sněhové pokrývky a směrem ze sněhové pokrývky zpět do atmosféry. Výsledný tepelný tok dlouhovlnné radiace do sněhové pokrývky Q_{ln} za jasných dní na otevřené ploše lze popsat následujícím vztahem:

$$Q_{ln} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (9)$$

Kde Q_{le} je tepelný tok dlouhovlnného záření ve W.m^{-2} , ε_a a ε_s jsou emisivity atmosféry a povrchu sněhové pokrývky, σ je Stefan-Boltzmannova konstanta ($5,67 \times 10^{-8}$) ve $\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$, T_a a T_s jsou absolutní teploty atmosféry a povrchu sněhové pokrývky v K (Tarboton et al., 1994).

V případě přítomnosti oblačnosti dochází ke zvýšení toku dlouhovlnného záření z atmosféry na zemský povrch vlivem zvětšení hustoty částic, které mohou absorbovat a vyzařovat záření (DeWalle a Rango, 2008).

Vzhledem k tomu, že v jehličnatých lesech je výrazně utlumeno přímé sluneční záření a dochází k výraznému potlačení turbulentních toků vlivem snížení rychlosti větru, dlouhovlnné záření je v naprosté většině případů hlavním zdrojem tání sněhové pokrývky pod lesní vegetací (Sicart et al., 2004; Essery et al., 2008; Pomeroy et al., 2009).

Pokud dlouhovlnné záření dorazí na rozhraní atmosféry a lesní vegetace, dochází k absorpci tohoto záření na vegetaci (k odrazu ani rozptylu nedochází) a k přenosu dlouhovlnného záření směrem ke sněhové pokrývce v místech, kde se v korunách stromů nacházejí průhledy (Essery et al., 2008). Díky tomu, že lesní vegetace nemá nulovou termodynamickou teplotu, vyzařuje také dlouhovlnné záření, ať už směrem nahoru do atmosféry, nebo směrem dolů ke sněhové pokrývce.

Teoreticky je tok dlouhovlnného záření pod lesní vegetací popsán následujícím vztahem:

$$L \downarrow = v(\varepsilon_a \sigma T_a^4) + (1 - v) \varepsilon_c \sigma T_c^4 \quad (10)$$

Kde $L \downarrow$ je tok přicházejícího dlouhovlnného záření ve W.m^{-2} , v je faktor zakrytí oblohy, ε_a a ε_c jsou emisivity atmosféry a povrchu zespoda viditelných částí lesní vegetace, σ je Stefan-Boltzmannova konstanta ($5,67 \times 10^{-8}$) ve $\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$, T_a a T_c jsou absolutní teploty atmosféry a povrchu vegetace v K (Pomeroy et al., 2009). Poznámka: faktor zakrytí oblohy je bezrozměrná veličina udávající, jaká část oblohy nad stanovištěm není zakryta vegetací (Frazer et al., 1997).

Sněhová pokrývka pod lesní vegetací tedy přijímá dva toky dlouhovlnného záření s odlišným zdrojem. Prvním je dlouhovlnný tok z atmosféry, jehož přenos probíhá mezerami mezi stromy a větvemi směrem na povrch sněhové pokrývky. Druhým je dlouhovlnné záření vydávané samotnou vegetací ze všech zespoda viditelných částí vegetačního pokryvu nad sněhovou pokrývkou.

Pokud chceme provádět kvantifikaci toku dlouhovlnného záření pod lesní vegetací, je potřeba provádět popis fyzikálních procesů pro dva odlišné typy dní. První typ jsou dny, kdy je obloha částečně nebo úplně pokrytá oblačností a krátkovlnné záření, které přichází na zemský povrch, je převážně tvořeno rozptýleným slunečním zářením. Druhým typem jsou dny, kdy je jasná obloha nebo jen minimální pokrytí oblačností a krátkovlnné záření dopadající na zemský povrch je tvořeno převážně přímým slunečním zářením (Essery et al., 2008). Podstata rozdílu mezi těmito dvěma typy dnů je v tom, jak se liší teplota atmosféry (teplota vzduchu T_a) a teplota vegetace T_c (Link a Marks, 1999; DeWalle a Rango, 2008; Essery et al., 2008; Pomeroy et al., 2009)

1) Oblačné dny ($T_a = T_c$)

Za oblačných dnů nedochází k ohřevu vegetace krátkovlnným zářením a rozdíl v teplotách vzduchu a vegetace je minimální. V takovém případě lze použít teplotu vzduchu jako proxy informaci o teplotě vegetace a položit $T_a = T_c$ (Sicart et al.,

2004). To znamená, že teoreticky je tok dlouhovlnného záření za oblačných dnů pod lesní vegetací kvantitativně shodný s tokem dlouhovlnného záření na otevřené ploše. V praxi se ale uplatňuje fakt, že emisivita lesní vegetace je obecně větší než emisivita atmosféry, a tudíž při shodných teplotách atmosféry a vegetace je dlouhovlnné vyzařování z vegetace vyšší než z atmosféry (Essery et al., 2008). Podmínka shodných teplot vzduchu a vegetace nemusí být splněna pouze za oblačných dnů, ale také v případě polojasných dní s velmi nízkou výškou Slunce nad obzorem a v případě velmi hustého lesa. Za těchto podmínek je oslunění spodních pater lesa přímým krátkovlnným záření minimální (Sicart et al., 2004; Pomeroy et al., 2009).

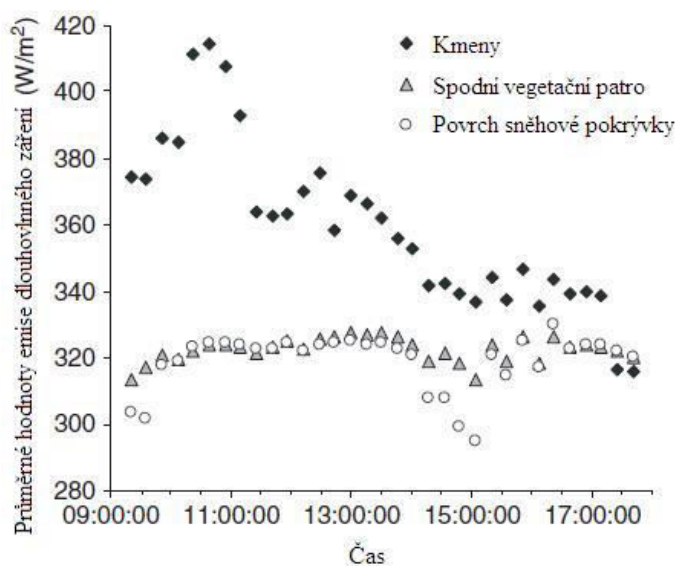
2) Teplota vegetace je nižší než teplota vzduchu ($T_a > T_c$)

V případě rychlých nárůstů teploty vzduchu v poměrně krátkém čase se může stát, že teplota vegetace bude díky teplotní setrvačnosti nižší než teplota okolního vzduchu. Tento stav může nastat i za jasných bezoblačných nocí, kdy se radičním ochlazením vegetace sníží její teplota na hodnotu nižší než je teplota vzduchu (Essery et al., 2008). V případě jasných nocí ovšem znovu může působit teplotní setrvačnost vegetace a její teplota může zůstat vyšší než teplota vzduchu.

3) Jasná dny ($T_a < T_c$)

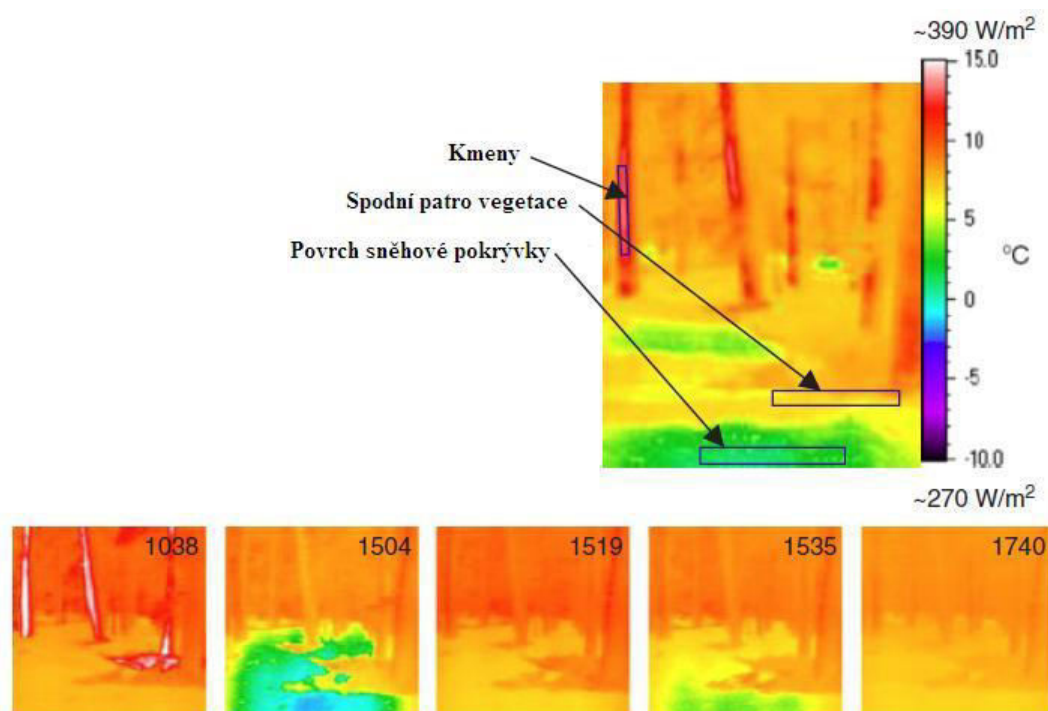
Nejvýznamněji je bilance dlouhovlnného záření pod lesní vegetací ovlivněna za jasných dní (Ishii a Fukushima, 1994; Sicart et al., 2004; Iziomona et al., 2004; DeWalle a Rango, 2008; Essery et al., 2008; Pomeroy et al., 2008). Za těchto dní dochází vlivem přímého krátkovlnného záření, které projde korunami stromů, k ohřívání kmenů, větví a listů/jehlic, které mají nižší albedo než sněhová pokrývka (Pomeroy et al., 2009). Tyto části lesa absorbují krátkovlnné záření a zvyšuje se jejich teplota, což vede ke zvýšené emisi dlouhovlnného záření (Obrázek 8).

Obrázek 8: Průměrné hodnoty emise dlouhovlnného záření pro různé elementy zimního lesního prostředí v průběhu dne. (Pomeroy et al., 2009)



Obrázek 8 ilustruje, že v době nízkého zenitového úhlu Slunce, kdy je dráha přímých slunečních paprsků v lese nejkratší, dochází k výraznému ohřevu kmenů a zvýšení jejich emise dlouhovlnného záření až o 30 %. Měření probíhalo v prostředí středně hustého boreálního lesa. Na Obrázku 9 je znázornění popsanych procesů pomocí záběrů z termokamery.

Obrázek 9: Termo snímky lesního prostředí se sněhovou pokrývkou znázorňující rozdílný ohřev elementů lesa v průběhu jasného slunečného dne (Pomeroy et al., 2009)



Stanovení toku dlouhovlnného záření z lesní vegetace za jasných dnů je poměrně složitý úkol. Je třeba se vypořádat s tím, že přímé oslunění prvků lesa se mění v závislosti na poloze Slunce na obloze. Pro tyto účely bylo sestaveno několik sofistikovaných prostorových modelů povrchu, které ale mají ohromné datové nároky (Essery et al., 2008). Jednodušším nástrojem je použití hemisférických fotografií, ale pro stanovení toku dlouhovlnného záření je třeba znát informaci o teplotě vegetace, která není běžně měřeným parametrem (Pomeroy et al., 2009). Proto je vhodné a možné stanovit tok dlouhovlnného záření z vegetace nepřímo. Za využití předpokladu, že část krátkovlnného záření nad lesní vegetací, která je vegetací absorbována, je přímo úměrná vyzařování dlouhovlnného záření vegetací směrem dolů (Pomeroy, et al., 2009). Tato závislost je popsána pomocí rovnice 11.

$$L \downarrow_H = B * K_H^* \quad (11)$$

Kde $L \downarrow_H$ je tok dlouhovlnného záření vyzařovaného vegetací směrem dolů ve $W.m^{-2}$, B je koeficient efektivity transformace krátkovlnného záření na dlouhovlnné záření a K_H^* je množství krátkovlnného záření přijatého korunami stromů ve $W.m^{-2}$ (Pomeroy et al.,

2009). Hodnota K_H^* se stanovuje výpočtem z toku krátkovlnného záření nad vegetací a hodnota B je stanovena experimentálně pro konkrétní typ vegetace.

2.2.4 Vliv lesní vegetace na turbulentní toky tepla

Turbulentní toky latentního a zjevného tepla jsou závislé na stabilitě zvrstvení vzduchu nad sněhovou pokrývkou. Jejich existence je podmíněna přítomností tlakového gradientu nad sněhem v případě latentního toku tepla a teplotního gradientu v případě toku zjevného tepla (USACE, 1998).

Na otevřené ploše lze kvantifikovat množství zjevného tepla Q_h pomocí rovnice 12.

$$Q_h = \rho_a C_p C_h u_z (T_a - T_s) \quad (12)$$

Kde ρ_a je hustota vzduchu v $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, C_p je měrná tepelná kapacita vzduchu v $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, u_z je rychlost větru ve zvolené výšce nad sněhovou pokrývkou z_a v $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, T_a je teplota vzduchu v blízkosti povrchu sněhové pokrývky ve zvolené výšce z_a v K, T_s je teplota povrchu sněhové pokrývky v K a C_h je objemový přepočtový koeficient pro tepelnou výměnu mezi atmosférou a sněhovou pokrývkou - bezrozměrná veličina (USACE, 1998, Prowse a Owens, 1982, DeWalle a Rango, 2008).

Kvantifikaci latentního tepla evaporace, sublimace a kondenzace Q_s nad otevřenou plochou lze provést pomocí rovnice (13):

$$Q_s = \rho_a \frac{0,622 L}{P_a} C_e u_z (e_a - e_s) \quad (13)$$

Kde L je latentní teplo evaporace, sublimace, kondenzace v $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$, P_a je atmosférický tlak v Pa, C_e je objemový přepočtový koeficient pro výměnu vodní páry - bezrozměrná veličina, e_a je tlak vodní páry ve výšce z_a nad sněhovou pokrývkou v Pa, e_s je tlak vodní páry na povrchu sněhové pokrývky v Pa (DeWalle a Rango, 2008).

Konvektivní výměna mezi atmosférou a sněhem je úměrná rychlosti větrného proudění nad povrchem sněhové pokrývky (Assaf, 2007). Koeficienty C_h a C_e jsou funkcí drsnosti povrchu a stability atmosféry a stanovení tohoto koeficientu je značně náročné (Tarboton a Luce, 1996).

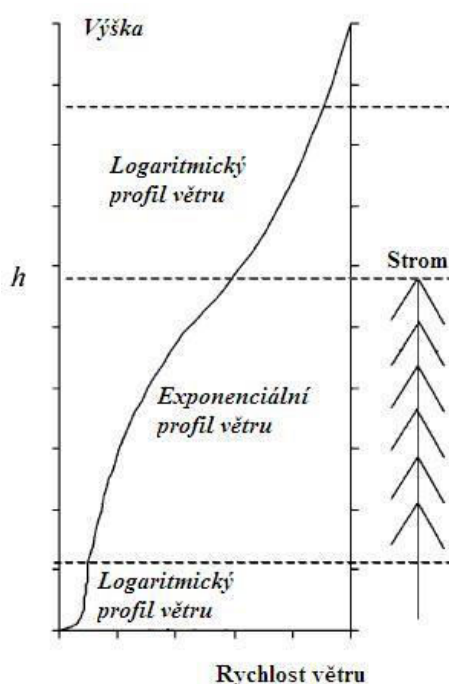
Působení lesní vegetace na konvektivní výměnu mezi sněhovou pokrývkou a atmosférou je stále velmi málo prozkoumáno (DeWalle a Rango, 2008). Dominantní vliv na turbulentní toky při jejich kvantifikaci má snížení rychlosti větru vlivem útlumu větrného proudění v lesní vegetaci. Vyjádření útlumu rychlosti větru lze provést pomocí obdoby Beer-Lambertova zákona pro útlum krátkovlnného záření (Rauner, 1976, Gelfan et al., 2004):

$$u_z = u_h * e^{-nLAI} \quad (14)$$

Kde u_z je hodnota rychlosti větru nad sněhovou pokrývkou v $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, u_h je hodnota rychlosti větru nad lesní vegetací v $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, LAI je leaf area index a n je útlumový koeficient rychlosti větru v m^{-1} .

V jehličnatých lesích dochází vlivem velké listové plochy k výraznému utlumení větrného proudění (Obrázek 10). Pokud se větrné proudění zachovává, tak mají jeho proudnice velmi složitý turbulentní charakter (Cescatti a Marcolla, 2004).

Obrázek 10: Profil rychlosti větru v jehličnatém lese (Koivusalo a Kokkonen, 2002 - upraveno)



Pod jehličnatým lesem je rychlost větru až dvacetinásobně nižší oproti hodnotě nad lesní vegetací v závislosti na hustotě lesa a rychlosti větrného proudění (Marcolla et al., 2003). Vlivem výrazného poklesu rychlosti větru, která je hlavním faktorem v rovnicích 12 a 13, pak vychází hodnoty tepelných toků latentního a zjevného tepla pod lesní vegetací velmi nízké, což se však nemusí nutně shodovat s realitou. DeWalle a Rango (2008) tvrdí, že turbulentní toky v lese jsou spíše než prouděním vzduchu nad povrchem sněhu generovány prouděním v okolí stromů, skrze koruny stromů a malými fluktuacemi v rychlosti větru. To má za následek změnu koeficientů C_h a C_e a jejich až několikanásobné zvýšení oproti hodnotám na otevřených plochách. V takovém případě ovšem selhávají rovnice 12 a 13 a je potřeba složitějšího vícerozměrného popisu (Gelfan et al., 2004). Při výpočtech energetických modelů sněhu se tento problém v některých studiích řeší tak, že se zavádí uměle tzv. windless convection coefficient E_0 , což je experimentálně stanovená hodnota přenosu tepla turbulentními toky v případě bezvětří (Koivusalo a Kokkonen, 2002).

Vliv na tok zjevného tepla mají i změny teploty vzduchu pod lesní vegetací, jak jsou popsány v kapitole zabývající se dlouhovlnnou radiací.

3 Metody

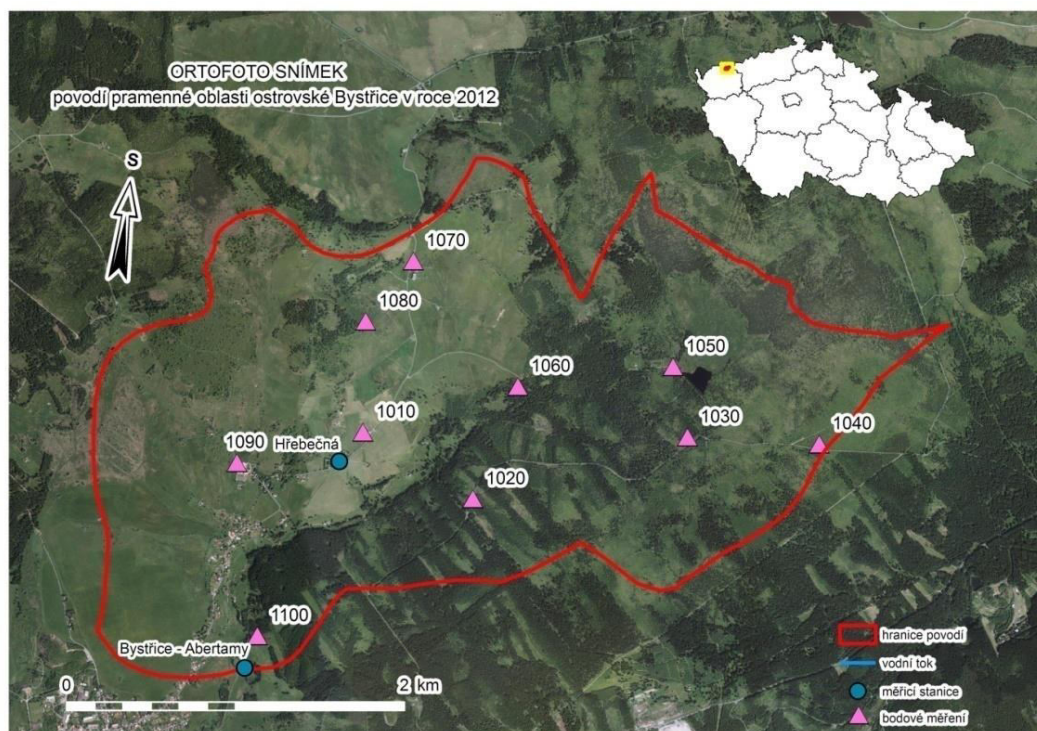
3.1 Výběr území

Původním záměrem této práce bylo provést výpočty a analýzy i pro experimentální povodí Ptačího potoka na Šumavě. Pro toto území jsou dostupná meteorologická data z automatických měřících stanic Březnický potok a Modrava, které jsou provozovány katedrou fyzické geografie a geokologie PřF UK. Na obou stanicích jsou instalovány pyranometry pro měření dopadené globální radiace, na stanici Modrava je navíc dostupné měření odražené globální radiace. Měřené hodnoty globální dopadené i odražené radiace jsou klíčové pro výpočet energetické bilance. Bohužel se na stanici Modrava vyskytl výpadek měření odražené globální radiace pro zimní období 2011/12 a 2012/2013. Z tohoto důvodu bylo nutné od původního záměru upustit a řešit danou problematiku pouze pro povodí horní ostrovské Bystřice (dále jen Bystřice) v Krušných horách.

3.2 Popis oblasti

Pramenná oblast Bystřice je experimentálním povodím katedry fyzické geografie a geokologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Jedná se o malé povodí o rozloze přibližně 9 km² v Krušných horách, nacházející se nad obcí Abertamy (Obrázek 11). Průměrná nadmořská výška činí 978 m n. m. a průměrný sklon svahů je 4,6°. Většinu svahů je možné charakterizovat jako mírně skloněné plochy, svahy v severní části údolí jako značně skloněné plochy a svahy v jižní části údolí se severní expozicí jako příkře skloněné plochy (Demek, 1987). Plocha povodí je rozdělena vodním tokem Bystřice na dvě nestejně velké části. Severní část, převážně s jižní expozicí vůči světovým stranám a menší jižní část, s převážně severní expozicí. Větší část, která zabírá přibližně 2/3 plochy povodí, tvoří svahy s jižní expozicí vůči světovým stranám, a tedy lze říci, že i větší část povodí má lepší dotaci slunečním zářením za jasných dnů. Vybrané číselné charakteristiky území jsou vypsány v Tabulce 1.

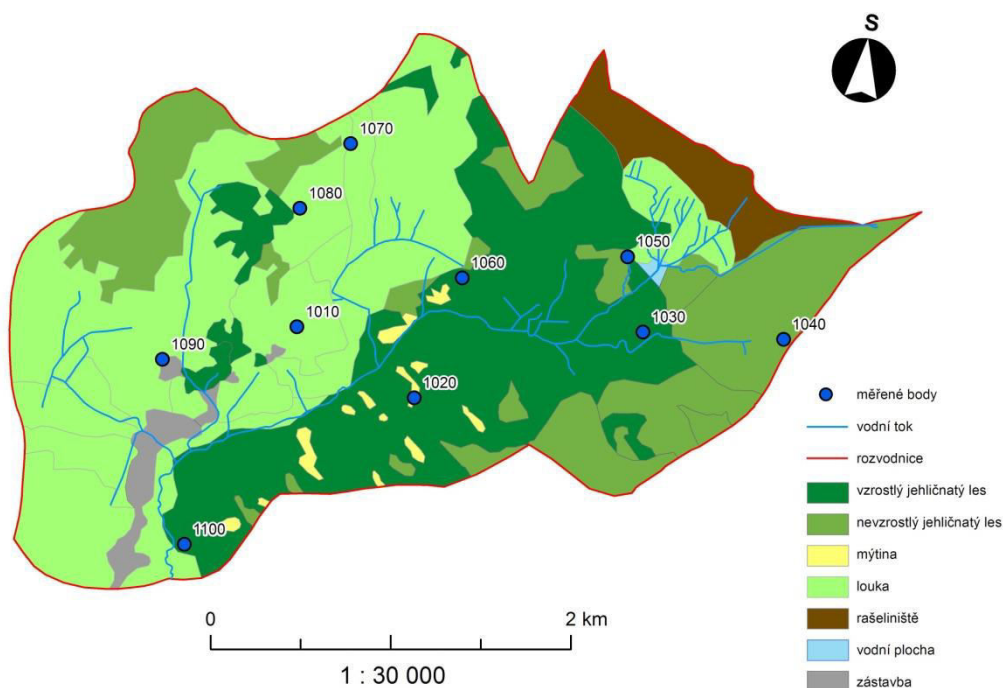
Obrázek 11: Schematická mapa povodí s vyznačenými měřicími stanicemi a s polohou systematicky měřených bodů



Tabulka 1: Vybrané charakteristiky experimentálního povodí Bystřice. Klimatické údaje byly vypočteny z dat klimatologické stanice Hřebečná.

Parametr	Hodnota
Maximální nadmořská výška - Nad Rýžovnou	1054 m n. m.
Minimální nadmořská výška - Závěrový profil Abertamy	857 m n. m.
Průměrná nadmořská výška	978 m n. m.
Průměrný sklon svahů	4,6 °
Rozpětí nadmořských výšek	197 m
Rozloha	9 km ²
Průměrná roční teplota vzduchu 2009-2013	5,7°C
Měsíční průměrná teplota vzduchu v srpnu (průměr 2009-2013)	14,8 °C
Měsíční průměrná teplota vzduchu v únoru (průměr 2009-2013)	-4,4°C
Průměrný měsíční úhrn srážek v červenci (průměr 2009-2013)	135,1 mm
Průměrný měsíční úhrn srážek v únoru (průměr 2009-2013)	48,2 mm
Průměrná výška sněhové pokrývky 2009 - 2013	294 mm
Maximum výšky sněhové pokrývky z období 2009-2013, v únoru 2012	1240 mm

Obrázek 12: Krajinný pokryv v pramenné oblasti povodí Bystřice v roce 2012. Zdroj dat: http://geoportal.cuzk.cz/WMS_ORTOFOTO_PUB/WMSservice.aspx, ZABAGED ©, VGHMÚL. Autorka klasifikace: Barbora Hájková (upraveno z Šedivá, 2013)



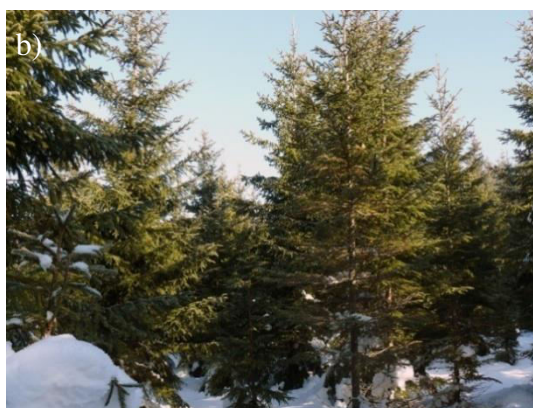
Povodí je z hlediska krajinného pokryvu rozděleno na dvě části. Část severozápadní, která je tvořena převážně loukami a tedy otevřenými plochami a částečnou zástavbou obce Hřebenná. Další částí je část jihovýchodní a východní, kterou tvoří převážně zapojený smrkový les osazený druhem smrk ztepilý (*Picea abies*). V této části se nacházejí také mýtiny, které jsou buď zcela holé, nebo tvořené nezapojenými samostatnými stromy. Dále zde nalezneme části klasifikované jako „nevzrostlý les“ (Obrázek 12), které jsou tvořeny mladšími a tedy nižšími zapojenými výsadky s občasným výskytem odolnějšího druhu smrk stříbrný (*Picea Pungens*). Vzrostlý zapojený les tvoří poměrně starší stromy s odhadnutou výškou 5 – 15 m s různou hustotou zápoje. Plochy s nevzrostlými jedinci jsou tvořeny stromy s výškou od 1 do 3 m, s převážně řídkým zapojením.

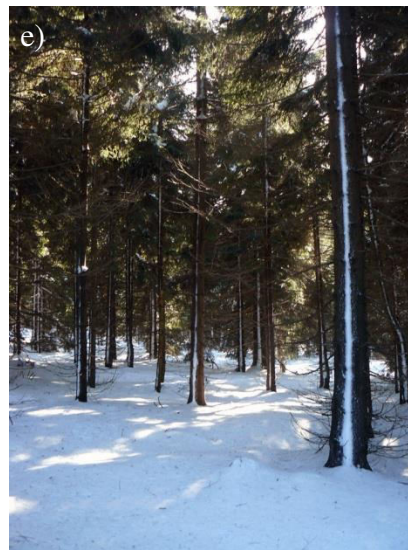
Na území povodí jsou katedrou fyzické geografie PřF UK prováděna opakovaná terénní měření výšky a vodní hodnoty sněhu (SWE) na celkem deseti bodech. Umístění bodů je vybráno tak, aby pokrývalo rozsah krajinného pokryvu v povodí (Obrázek 11). Body 1010 a 1050 se nacházejí v blízkosti automatických měřících stanic Hřebečná a Mrtvý rybník. Body 1010, 1040, 1070 a 1090 jsou umístěny jen na otevřených plochách, s velkou vzdáleností k zapojenému lesu, a tedy minimální možností ovlivnění lesem. Zbylé body jsou umístěny na lokalitách, které se nacházejí na mýtinách uvnitř zapojeného lesa, případně na lokalitách s otevřenou plochou blízkou k zápoji. Některé charakteristiky všech měřených bodů jsou uvedeny v Tabulce 2.

Tabulka 2: Měřené lokality spolu s jejich vybranými charakteristikami a slovním popisem

Číslo bodu	Poloha	Sklon [°]	Nadmořská výška [m n. m.]	Orientace svahu	Charakter vegetace
1010	12°50'16,42"E 50°23'18,11"N	10,0	955	J	Otevřená plocha
1020	12°50'52,40"E 50°23'09,29"N	7,9	972,5	Z	Mýtina, les
1030	12°51'52,66"E 50°23'27,12"N	2,8	1008	Z	Mýtina, les
1040	12°52'32,40"E 50°23'29,33"N	1,2	1028,5	bez	Otevřená plocha
1050	12°51'44,22"E 50°23'39,79"N	2,4	1001,1	J	Mýtina, les
1060	12°51'00,65"E 50°23'31,72"N	2,9	983	JZ	Otevřená plocha, les
1070	12°50'23,08"E 50°23'51,83"N	5,1	1023	JV	Otevřená plocha
1080	12°50'12,17"E 50°23'40,06"N	4,1	1020	JV	Otevřená plocha, les
1090	12°49'40,57"E 50°23'08,48"N	6,5	929	J	Otevřená plocha
1100	12°49'55,47"E 50°22'36,43"N	10,8	857	J	Otevřená plocha, les

Obrázek 13: Fotografie vybraných lokalit: a) klimatologická stanice Hřebečná, na louce v pravé horní části fotografie se nachází měřicí bod 1010 - otevřená plocha b) bod 1030 - les, část lokality kolem bodu se nachází ve vzrostlém, hustě zapojeném lese, část v takto nízkém lese s řidším zápojem c) bod 1030 – mýtina, část lokality se chová jako otevřená plocha, ovšem významná část je ovlivněna stíněním okolní vegetací, především v ranních a pozdně odpoledních hodinách d) bod 1060 – otevřená plocha, lokalita je lesní vegetací ovlivňována minimálně e) bod 1060 – les, hustě zapojený vzrostlý les, na obrázku lze vidět, že i v jasném dni při přímém slunečním záření je sněhová pokrývka pod korunami stromů významně stíněna (foto: archiv autora)





Podrobnější fyzicko-geografickou charakteristiku celého povodí lze nalézt v Matějka (2013).

3.3 Měření SWE

Sběr terénních dat v povodí je prováděn od zimy 2009/2010. Na každé z lokalit (Tabulka 2) je prováděna série měření. U bodů, které se vyskytují pouze na otevřené ploše, se provádí celkem pět měření. Na místě bodu je změřena výška sněhu sněhoměrnou tyčí a poté sněhoměrným válcem odebrána celá výška sněhového profilu, která se následně váží. Ze znalosti výšky sněhu, průměru válce a váhy válce i sněhu v něm odebraném, lze vypočítat vodní hodnotu sněhu. Následně je v transektu 50 metrů od bodu zvoleným směrem měřena výška sněhu po 10 metrech a v koncovém bodu dochází opět k nepřímému změření vodní hodnoty sněhu. Tímto způsobem lze částečně vystihnout variabilitu daných veličin v okolí bodu. Na místech, která se vyskytují na mýtině nebo na otevřených plochách uvnitř nebo v blízkosti zapojeného lesa, probíhá shodné měření, ovšem s transektem 50 m na mýtině/otevřené ploše a dále stejným způsobem transektem 50 m uvnitř zápoje. Tím vzniká na bodech 1020, 1030, 1050, 1060, 1080, 1100 dvojí měření SWE, vždy pro každý druh krajinného pokryvu.

V zimním období 2011/2012 proběhlo celkem šest terénních výjezdů katedry fyzické geografie PřF UK. Jednalo se o výjezd v období vrcholné akumulace sněhové pokrývky 16. 1. 2012 a následně pět měření v průběhu fáze tání. V následujícím zimním období 2012/2013 proběhly celkem čtyři výjezdy. První výjezd opět ve vrcholné fázi akumulace 26. 2. 2013 a následně tři výjezdy v průběhu tání. V tomto období bohužel z technických důvodů chybí jedno měření u bodů 1070 a 1080 a to právě vrcholná akumulací fáze 26. 2. 2013. Data měření jsou vypsána v Tabulce 3.

Tabulka 3: Data terénních výjezdů do experimentálního povodí horní Bystřice v zimních obdobích 2011/2012 a 2012/2013 (upraveno z Jeníček et al., 2015, v recenzním řízení)

Zima 2011/2012				Zima 2012/2013			
Datum	Tání	Průměrná SWE [mm]	Rozpětí měřených hodnot SWE [mm]	Datum	Tání	Průměrná SWE [mm]	Rozpětí měřených hodnot SWE [mm]
16. 1. 2012	Ne	188	55 - 472	26. 2. 2013	Ne	146	28 - 334
30. 1. 2012	Ne	269	86 - 441	5. 3. 2013	Ne	134	51 - 243
13. 2. 2012	Ne	265	112 - 438	26. 3. 2013	Ano	130	35 - 268
28. 2. 2012	Ne	312	126 - 448	16. 4. 2013	Ano	39	0 - 211
12. 3. 2012	Ano	241	64 - 555	--	--	--	--
19. 3. 2012	Ano	176	0 - 560	--	--	--	--

3.4 Obrazová data

Zároveň se zimními terénními pracemi, které probíhají soustavně i v zimách mimo popsaná období, probíhaly práce v letním období 2013 a 2014. Jednalo se o pořizování hemisférických snímků vegetace na měřených lokalitách. Snímky byly pořizovány pomocí objektivu „fisheye“ s úhlem záběru 180°. Konkrétně se jednalo o model SIGMA 4,5 mm f/2,8 EX HSM DC Fisheye circular, který byl katedrou fyzické geografie PřF UK pořízen pro tyto účely. Experimentální sestavení zařízení bylo obdobné jako na ilustračním Obrázku 14. Fotografie byly pořizovány pomocí fotoaparátu s popsaným objektivem, který se nacházel na trojnohém stativu zhruba 1 m nad zemí. Čočka objektivu míří vzhůru a rovina fotoaparátu je rovnoběžně s okolním terénem. Horní hrana fotografie je orientována na sever. Tímto byly dodrženy podmínky, za jakých Frazer et al. (2001) doporučuje pořizovat hemisférické fotografie pro následnou obrazovou analýzu pomocí specializovaného software. Celkem bylo pořízeno 69 fotografií, z nichž bylo následně vybráno 32 tak, aby byla zachycena struktura vegetace nad každým bodem, kde dochází k měření SWE.

Obrázek 14: Ilustrace sestavení zařízení při pořizování hemisférických snímků. (Hardy et al., 2004)



Obrazová analýza hemisférických snímků byla provedena pomocí vědeckého SW Gap Light Analyzer (GLA) verze 2.0 vyvinutá Frazerem et al. (1999, 2000). Pomocí Gap Light Analyzer (GLA) bylo analyzováno 32 pořízených fotografií, tedy 2 pro každou měřenou lokalitu. Tento software dovoluje výpočet mnoha parametrů na základě potřeb uživatele.

Každý snímek se analyzuje zvlášť a je třeba nastavit konkrétní hodnoty vybraných veličin pro danou lokalitu. Jedná se především o polohová data zeměpisné šířky, délky a nadmořské výšky. Dále je třeba nastavit období, pro které je výpočet prováděn, jelikož ve výpočtech je zahrnuta zenitová výška slunce a délka jeho dráhy po obloze. Toto období bylo nastaveno od 1. listopadu do 30. dubna, což je maximální doba, kdy se na dané lokalitě vyskytuje sezonní sněhová pokrývka. Pro každou lokalitu je také třeba nastavit topografickou masku jako stanovení výšky obzoru v každém bodě na okraji hemisférické fotografie. Topografická maska se nastavuje manuálně přímo v uživatelském prostředí GLA, na základě digitálního modelu terénu z dat ZABAGED[®], modelovaného v prostředí ArcGIS Desktop 10.0.

Další parametry vstupující do výpočtu jsou znázorněny v Tabulce 4.

Tabulka 4: Vstupní parametry výpočtu GLA a jejich hodnoty nastavené globálně pro všechny analyzované snímky

Vstupní parametr GLA	Hodnota
Cloudiness index	0,5
Spectral fraction (0.25–25 μm)	1
Beam fraction	0,5
Clear-sky transmission coefficient	0,6
Solar constant (W.m ⁻²)	1367

Podrobný popis všech parametrů lze nalézt v uživatelském manuálu GLA (Frazer et al., 1999).

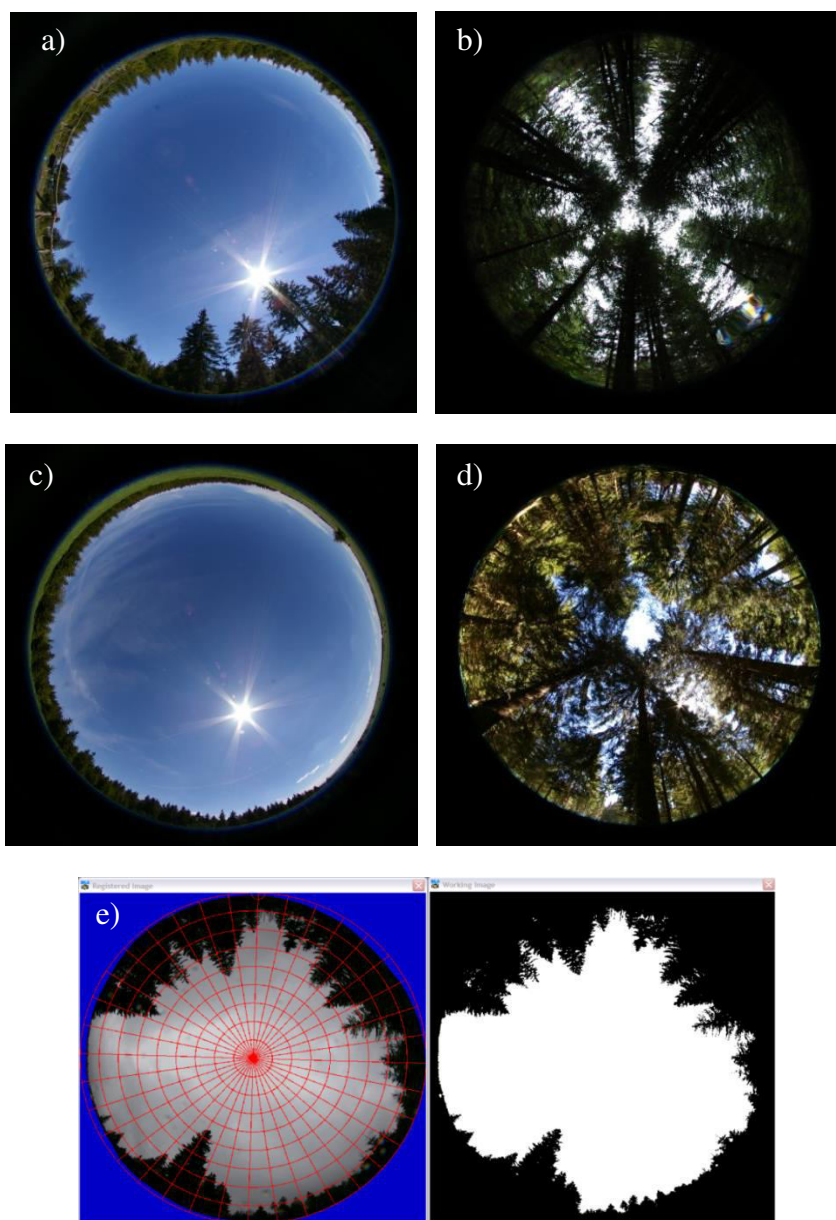
Hodnota Cloudiness indexu, tedy pokrytí oblohy oblačností, byla nastavena na 0,5 s předpokladem shodného výskytu naprosto oblačných i naprosto bezoblačných dnů v průběhu vypočítávaného období. Beam fraction je hodnota charakterizující podíl přímého a rozptýleného záření dopadajícího na horizontální plochu v bodě výpočtu. Nastavení hodnoty na 0,5 předpokládá, že dopadající záření je tvořeno z poloviny přímým slunečním zářením a z poloviny rozptýleným zářením (Ellis a Pomeroy, 2007). Spectral fraction definuje podíl různých vlnových délek v dopadajícím záření. Nastavením hodnoty na 1 se předpokládá, že v dopadajícím záření jsou zastoupeny všechny vlnové délky v rozsahu 0,25 – 25 μm (Frazer et al., 1999). Clear-sky transmission coefficient je charakteristika regionální prostupnosti atmosféry pro sluneční záření, která vychází primárně z nadmořské výšky a zeměpisné šířky a její hodnota byla nastavena na 0,6 dle Hardy et al. (2004).

Základní funkce, kterou GLA poskytuje a je třeba ji uplatnit před každým výpočtem, je nastavení tzv. Threshold hodnoty. Software prochází pořízený rastr pixel po pixelu a hodnotí kontrastní rozdíly mezi pixely, na jejichž základě vyhodnocuje, zda-li se jedná o pixel reprezentující otevřenou oblohu, nebo se jedná o pixel reprezentující překážku – kmen, větev, list/jehlice, aj. Vzhledem k omezenému rozlišení každé fotografie je hodnota threshold nastavována manuálně na základě subjektivního porovnání s původní fotografií. Uživatel tedy sám rozhoduje, „jak tvrdě“ bude daná fotografie hodnocena, které pixely budou v okolí překážek ještě klasifikovány jako překážka, a které už jako otevřená obloha.

Ukázka uživatelského prostředí GLA a také ukázka pořízených hemisférických fotografií pro některé lokality jsou znázorněny na Obrázku 15.

GLA poskytuje jako výstup množství hodnot, z nichž pro účely této práce byly použity hodnoty LAI 4, LAI 5 a Total Solar Transmissivity of the Canopy. LAI 4 je leaf area index vypočtený pro kulovou výseč v rozsahu 0 – 60° zenitového úhlu nad daným bodem. LAI 5 je vypočten pro rozsah zenitového úhlu 0 – 75°. Total Solar Transmissivity of the Canopy je vypočtený podíl přímého i rozptýleného slunečního záření propouštěného vegetací nad daným bodem.

Obrázek 15: Ukázka hemisférických snímků a) lokalita 1030 - mýtina b) 1030 - les c) 1060 - otevřená plocha d) 1060 - les e) analýza v prostředí GLA - modrý okraj v levé části je topografická maska, v pravé části černě zobrazené ty pixely, které byly po aplikaci threshold parametru vyhodnoceny jako překážka



Jako podklad pro vyhotovení mapových výstupů sloužila výšková data Českého úřadu zeměměřičského a katastrálního - DMÚ ZABAGED (Základní báze geografických dat), hydrologická polohová data Výzkumného ústavu vodohospodářského – DIBAVOD (Digitální báze vodohospodářských dat) a polohová data společnosti ArcDATA Praha - ArcČR 500 2.0a. Pro přehledovou mapu experimentálního povodí byla využita jako podklad ortofoto mapa z WMS služby geoportálu CENIA. Podrobná podkladová data krajinného pokryvu byla zpracována Šedivou (2013), vektorizací ortofoto mapy a klasifikací na základě pozorování.

Pro vypracování mapových výstupů a zpracování polohových dat byl využit SW ArcGIS verze 10.0 společnosti ESRI. Pro úpravu grafických výstupů byl využit SW CorelDRAW verze 9.397 společnosti Corel Corporation. Pro úpravu hemisférických fotografií před zpracováním byl použit SW Adobe Photoshop CS6 společnosti Adobe Systems.

3.5 Časové řady

Zdrojem dat při řešení této práce byl datový soubor z klimatologické stanice Hřebečná, která se nachází na území experimentálního povodí Bystřice v Krušných horách. Provozovatelem stanice je Katedra fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty UK v Praze. Některé výstupy ze stanice jsou dostupné online a lze je nalézt ve webové aplikaci Hydrodata online (<http://hydrodata.natur.cuni.cz>). Klimatologická stanice Hřebečná měří v desetiminutových intervalech od podzimu 2008. Od tohoto roku měří úhrn srážek, teplotu a vlhkost vzduchu (2 m) a rychlost a směr větru. Od podzimu 2009 je na této stanici měřena také výška sněhu, globální radiace, teplota půdy v hloubce 10 cm, přízemní teplota vzduchu a teplota ve výšce 50 cm (využívaná pro měření teploty sněhu). Od podzimu 2010 je navíc měřena vodní hodnota sněhu pomocí 3 tenzometrických vah. Od léta 2011 je měřena teplota v různých výškách nad zemí (teplota sněhových vrstev) a hloubkách půdy a také vlhkost v různých hloubkách půdy. Na podzim roku 2011 přibyl navíc jeden pyranometr měřící odražené a rozptýlené záření. U tenzometrických vah bohužel došlo v březnu roku 2012 k výpadku. Od této doby je váha na měření hmotnosti sněhu mimo provoz.

Pomocná meteorologická data byla získána ze serveru Deutscher Wetterdienst (<http://dwd.de>), který zpřístupnil pomocí ftp služby všechna historická i současná data ze všech stanic nacházejících se na území SRN. Jednalo se o data ze stanice Fichtelberg, nacházející se přibližně 10 km severovýchodním směrem od stanice Hřebečná.

Pokud se v časových řadách ze stanice Hřebečná vyskytovaly výpadky, případně nehomogenity v měřených teplotách vzduchu nebo v úhrnu srážek, byla tato data opravena pomocí dat ze stanice Mrtvý rybník, nacházející se přibližně 3 km severovýchodním směrem od stanice Hřebečná.

Pro částečné zpracování časových řad bylo využito SW MOST 2.3 verze 230.48 firmy FIEDLER A MÁGR. Pro následné úpravy časových řad a pro všechny výpočty a grafické zpracování časových dat a výstupů byl využit SW MS Office Excel 07 společnosti

Microsoft. Pro některé úpravy časových řad byl použit volně dostupný software R (GNU S), verze 3.1.3.

Z měřené časové řady meteorologických veličin na stanici Hřebečná a Mrtvý rybník byla pro analytickou část této práce vybrána dvě zimní období – zima 2011/2012 a 2012/2013. Obě zimní období byla vybrána z důvodu nejúplnějších časových řad s minimem výpadků. Vzhledem k většímu počtu terénních měření v zimním období 2011/2012 byla tato zima vybrána jako kalibrační pro výpočet modelu. Zima 2012/2013 pak sloužila jako validační období. V zimě 2011/2012 se vyskytly na stanici Hřebečná celkem 3 výpadky měření teploty vzduchu - 18. 1. 2012, 22. 2 - 27. 2. 2012 a 19. 3. - 21. 3. 2012. Za toto období byla vypočtena oprava dat o teplotě vzduchu pomocí teplotní řady ze stanice Mrtvý rybník. U časových teplotních řad stanic Hřebečná a Mrtvý rybník byla provedena lineární regrese a vypočtena regresní rovnice (rovnice 15).

Na základě tohoto vztahu byla ve dnech výpadků dopočítána teplota vzduchu na stanici Hřebečná ($R^2 = 0,99$).

$$T_{Hřebečná} = 0,997 T_{Mrtvý\ rybník} + 1,412 \quad (15)$$

V průběhu zimního období 2012/2013 se vyskytl výpadek měření teploty vzduchu pouze jednou a to mezi 25. 11. 2012 – 28. 11. 2012. V tomto období byla také provedena lineární regrese a stanovena regresní rovnice (rovnice 16). Na základě tohoto vztahu byla ve dnech výpadků v zimním období 2012/2013 vypočtena teplota vzduchu na stanici Hřebečná ($R^2 = 0,92$).

$$T_{Hřebečná} = 1,048 T_{Mrtvý\ rybník} + 1,314 \quad (16)$$

V zimním období 2012/2013 se také vyskytlo celkem 5 nehomogenit v měření pyranometry.

Jednalo se o případy, kdy naměřené hodnoty odražené globální radiace převyšovaly hodnoty naměřené dopadené globální radiace. Konkrétně se jednalo o tato období: 3. – 8. 12. 2012, 13. -15. 12. 2012, 20 – 23. 12. 2012, 15. – 30. 1. 2013 a 11. 2. – 18. 2. 2013. Pokud se vyšší hodnoty odražené oproti dopadené radiaci vyskytovaly po východu, resp. před západem Slunce, tak zřejmě docházelo k podsvícení radiačního krytu pyranometru odražené radiace při malé výšce Slunce nad obzorem. Pokud se vyšší hodnoty odražené oproti dopadené radiaci vyskytovaly během dne, tak mohlo docházet k vytvoření ledové vrstvy na povrchu sněhové pokrývky a efektu ledového zrcadla. Případně mohlo také dojít ke krátkodobému výpadku či poruše na některé technické části měřícího zařízení.

Mezi daty, která ohraničovala zmíněné nehomogenity, se ukázal jako nejvhodnější způsob doplnění chybějících dat dopočet. Albedo bylo dopočítáno jako průměr hodnot posledního, resp. prvního funkčního měření před nehomogenitou, resp. po ní.

3.6 Model energetické bilance sněhové pokrývky

Výpočet modelovaného úbytku vodní hodnoty sněhu na jednotlivých lokalitách/měřených bodech byl proveden pomocí systému rovnic na výpočet energetické bilance sněhové pokrývky navržený USACE (1998). Výběr této metodiky byl z hlediska dostupných meteorologických dat nejvhodnější. Podrobné důvody pro výběr tohoto modelu, stejně jako detailní popis jednotlivých rovnic, jsou uvedeny v Matějka (2013). Níže je uveden pouze výpis použitých rovnic pro přímý výpočet úbytku SWE způsobeného táním z jednotlivých energetických toků (rovnice 17 - 22).

Úbytek SWE způsobený krátkovlnnou radiací:

$$M_{sr(mm)} = 0,00308 I_i (1 - a) \quad (17)$$

Kde M_{sr} značí výšku úbytku v mm, I_i je globální dopadená radiace a a značí albedo sněhu.

Úbytek SWE způsobený dlouhovlnnou radiací:

$$M_{lr-clear(mm)} = (0,0212 T_a - 32 - 0,84) * 25,4 \quad (18)$$

$$M_{lr-cloud(mm)} = 0,029 (T_a - 32) * 25,4 \quad (19)$$

Kde $M_{lr-clear}$ značí výšku úbytku v mm pro bezoblačné dny, $M_{lr-cloud}$ značí výšku úbytku v mm pro oblačné dny a T_a je teplota vzduchu ve 2 m.

Úbytek SWE způsobený tokem zjevného tepla:

$$M_h(mm) = 0,00629 \left(\frac{p}{p_0} \right) (z_a z_b)^{-\frac{1}{6}} (T_a - T_s) v_w * 25,4 \quad (20)$$

Kde M_h značí výšku úbytku v mm, p je tlak vzduchu na dané lokalitě, p_0 označuje tlak vzduchu na dané lokalitě přepočtený na hladinu moře, z_a je výška měření teploty vzduchu, z_b je výška měření rychlosti větru, T_a je teplota vzduchu ve 2 m, T_s je teplota povrchu sněhové pokrývky a v_w je rychlost větru.

Úbytek SWE způsobený latentním tokem tepla:

$$M_e(mm) = 0,00978 (T_d - 32) v_w * 25,4 \quad (21)$$

Kde M_e značí výšku úbytku v mm, T_d je teplota rosného bodu a v_w je rychlost větru.

Úbytek SWE způsobený dodaným teplem z dopadajících kapalných srážek:

$$M_r(mm) = 0,0125 T_r P_r \quad (22)$$

Kde M_r značí výšku úbytku v mm, T_r je teplota srážek a P_r je srážkový úhrn.

Při výpočtu tepelných toků na lokalitách, které jsou ovlivněny vegetací, bylo nutné přepočíst vstupní parametry dopadající globální radiace, rychlosti větru a úhrnu srážek. Na hodnoty vstupních veličin byla aplikována útlumová funkce popsaná rovnicí 23. Hodnoty útlumových koeficientů byly hledány manuálně tak, aby se výsledný průběh funkce modelované SWE co nejlépe shodoval s měřenými hodnotami.

$$C_f = C e^{(-\kappa * LAI)} \quad (23)$$

Kde C_f značí hodnotu parametru pod vegetací, C je hodnota parametru mimo vegetaci, tedy měřená, κ je útlumový koeficient, LAI značí hodnotu leaf area indexu.

Jako vstupní hodnota do rovnic útlumových funkcí byla vybrána hodnota leaf area indexu LAI 4. Jedná se o spočtenou hodnotu v rozsahu 0 – 60° zenitového úhlu nad měřeným bodem. Tato hodnota byla vybrána z důvodu snížení chyby vypočteného parametru (Frazer et al., 1999).

3.7 Hodnocení výsledků modelu

Marks et al. (1999) uvádí dva standardní testy, na základě kterých je možné hodnotit výsledky výpočtů. Jedná se o směrodatnou chybu odhadu (root mean-squared error or difference – RMSD, rovnice 24) a střední odchylka modelovaných dat od měřených (mean bias difference – MBD, rovnice 25). Nash a Sutcliffe (1970) uvádějí kritérium, podle kterého lze hodnotit shodu simulovaných dat s naměřenými hodnotami (rovnice 26). Všechna tato kritéria byla použita ke zhodnocení všech modelovaných hodnot.

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{sim(i)} - x_{měř(i)})^2} \quad (24)$$

$$MBD = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{sim(i)} - x_{měř(i)}) \quad (25)$$

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_{měř(i)} - x_{sim(i)})^2}{\sum_{i=1}^n (x_{měř(i)} - \bar{x}_{měř})^2} \quad (26)$$

V rovnicích 24 - 26 označuje n počet výpočtů (dnů), $x_{měř}$ hodnotu naměřené veličiny, x_{sim} hodnotu vypočtené veličiny a $\bar{x}_{měř}$ průměr naměřených hodnot.

4 Výsledky

4.1 Analýza hemisférických snímků pomocí Gap Light Analyzer

Celkem bylo v prostředí Gap Light Analyzer (GLA) analyzováno 32 fotografií. Znamená to, že pro každý typ krajinného pokryvu na měřených bodech, tedy otevřenou plochu, mýtinu a les, byly analyzovány dvě fotografie pořízené v malé vzdálenosti od sebe. Hlavním výstupem z výpočtu v prostředí GLA byla hodnota LAI (Leaf Area Index). Tyto hodnoty, vypočtené ze dvou fotografií pořízených pro jednu lokalitu, se průměrovaly a výsledky jsou zobrazené v Tabulce 5.

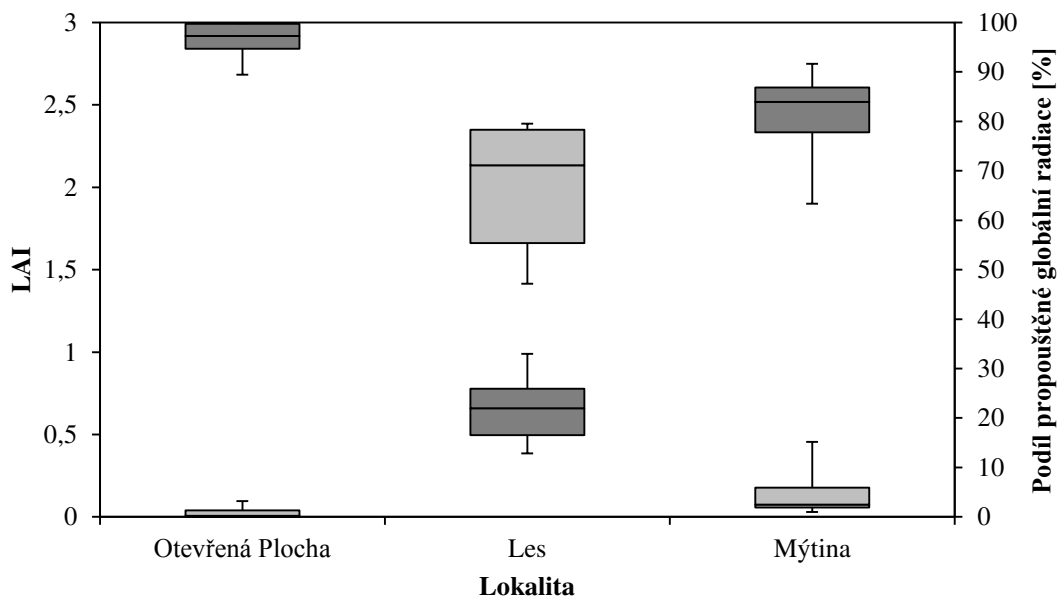
Tabulka 5: Hodnoty Leaf Area Indexu pro jednotlivé lokality vypočtené pomocí Gap Light Analyzeru

Otevřená plocha		Mýtina		Les	
Číslo bodu	Leaf Area Index	Číslo bodu	Leaf Area Index	Číslo bodu	Leaf Area Index
1010	0,00	1020	0,46	1020	2,39
1060	0,01	1030	0,07	1030	1,95
1070	0,01	1040	0,03	1050	1,42
1080	0,05	1050	0,09	1060	2,36
1090	0,00	--	--	1080	1,57
1100	0,10	--	--	1100	2,32
Průměr	0,03	Průměr	0,16	Průměr	2,00

Hodnoty LAI pro otevřené plochy a mýtiny jsou nízké, v rozpětí 0,0 – 0,1. Jedinou výjimku tvoří mýtina v případě bodu 1020, kde je vyšší hodnota LAI způsobena malou šířkou vymýcené části. Mýtina je ohraničená vzrostlým zapojeným lesem a je protažená ve směru severozápad – jihovýchod. Lze tedy předpokládat, že se jako otevřená plocha bude chovat pouze krátkou část dne, zhruba v poledních hodinách. U ostatních mýtinových stanovišť jsou hodnoty LAI velmi nízké a podobné hodnotám pro otevřené plochy, a lze tedy předpokládat, že i lokality na mýtinách budou mít velmi malý vliv na útlum vstupních parametrů modelu.

Pro lesní stanoviště se hodnoty LAI pohybují v rozmezí 1,42 – 2,39. Poměrně velké rozpětí vypočtených hodnot lze vysvětlit variabilitou lesního porostu v rámci měřených lokalit. Přestože je plocha povodí malá, vyskytuje se zde les s bohatou věkovou skladbou a s různým stupněm zapojení. Okrajová hodnota LAI = 1,42 pro bod 1050 je způsobena tím, že na stanovišti se vyskytuje porost s homogenní výškou, hustotou zápoje a vyšším stářím, tím pádem je stínění takovými jedinci poměrně malé. Naopak hodnota LAI = 2,39 pro bod 1020 je způsobena různorodým stářím a tedy i výškou stromů a nestejnorodou hustotou porostu. V takovém případě vznikají v hemisférickém pohledu místa, která jsou hustě prorostlá a neprůhledná, a místa, kde vznikají okna. Výsledky vypočtených LAI hodnot jsou zobrazeny graficky na Grafu 1. Na Grafu 1 jsou znázorněny i hodnoty Total transmitted radiation pro jednotlivé skupiny lokalit. Tento parametr zdůrazňuje a lépe vystihuje rozdíl mezi otevřenými plochami a mýtinami, který v případě hodnot parametru LAI není tak patrný.

Graf 1: Vypočtené hodnoty LAI (světle šedá výplň) a Total transmitted radiation (tmavě šedá výplň) pro jednotlivé skupiny lokalit. Pozn.: Total transmitted radiation vyjadřuje podíl přímého i rozptýleného krátkovlnného záření, které projde skrze vegetaci



4.2 Kalibrace měření srážkových úhrnů na Hřebečné

Nejdříve byla provedena kalibrace měření srážkových úhrnů. V Matějka (2013) bylo zjištěno, že srážkoměr na Hřebečné nutně podhodnocuje měřené úhrny pevných srážek. Navíc lze předpokládat variabilitu srážkových úhrnů v rámci povodí vlivem atmosférické cirkulace. Pro každý experimentální bod byl tedy manuálně stanoven korekční koeficient srážek tak, aby byl co nejlépe vystižen nárůst vodní hodnoty sněhu k měřenému maximu v dané zimě. Ukázalo se, že stanovení korekčních koeficientů pro jednotlivé body v zimním období 2011/2012 nekorresponduje s odvozenými korekčními koeficienty pro zimní období 2012/2013. To je pravděpodobně způsobeno různými meteorologickými podmínkami v průběhu obou zimních období. Na podhodnocení úhrnů pevných srážek může mít vliv rozdílný úhel dopadajících srážek, kdy při snižujícím se úhlu srážkoměr zachycuje méně srážek. Rychlost proudění vzduchu a jeho orientace navíc ovlivňují, které srážky srážkoměr zachytí a které ne. Proto byla i pro zimní období 2012/2013 stanovena samostatná kalibrace srážkových korekčních koeficientů. Stanovené hodnoty korekčních koeficientů a procentuelní vyjádření podhodnocení pevných srážkových úhrnů pro jednotlivé body jsou znázorněny v Tabulce 6.

Korekční koeficienty stanovené pro zimní období 2011/2012 jsou v rámci lokalit lesa a mýtin shodné, zatímco značná variabilita se vyskytuje v rámci hodnot pro otevřené plochy. V rámci hodnot stanovených pro zimní období 2012/2013 se vyskytuje určitá variabilita pro všechny experimentální body. Odlišné hodnoty korekčních koeficientů v rámci otevřených ploch lze vysvětlit variabilitou srážkových úhrnů v rámci povodí a působením rozdílné cirkulace vzduchu v rámci povodí. Stejně vysvětlení lze předpokládat i v případě mírné variability hodnot pro body v lese a na mýtinách v zimním období 2012/2013.

Navzdory očekávání jsou však shodné hodnoty v lese a na mýtinách v případě zimy 2011/2012 překvapující a vysvětlení nebylo nalezeno.

Tabulka 6: Stanovené korekční koeficienty srážkových úhrnů a procentuální vyjádření podhodnocení srážkových úhrnů pro zimní období 2011/2012 a 2012/2013

Číslo bodu	Typ lokality	LAI	Korekční koeficient srážek 11/12	Podhodnocení pevných srážkových úhrnů 11/12 [%]	Korekční koeficient srážek 12/13	Podhodnocení pevných srážkových úhrnů 12/13 [%]
1010	Otevřená plocha	0,00	1,65	39,4	1,15	13,0
1060		0,01	2,00	50,0	1,35	25,9
1070		0,01	1,50	33,3	1,05	4,8
1080		0,05	1,95	48,7	1,50	33,3
1090		0,00	1,45	31,0	1,15	13,0
1100		0,10	1,33	24,8	0,95	0,0
Rozptyl		--	0,075	--	0,036	--
1020	Les	2,39	1,65	39,4	1,07	6,5
1030		1,95	1,65	39,4	1,02	2,0
1050		1,42	1,65	39,4	1,15	13,0
1060		2,36	1,65	39,4	1,15	13,0
1080		1,57	1,65	39,4	1,15	13,0
1100		2,32	1,65	39,4	1,15	13,0
Rozptyl		--	0,000	--	0,003	--
1020	Mýtina	0,46	1,65	39,4	1,15	13,0
1030		0,07	1,65	39,4	1,18	15,3
1040		0,03	1,65	39,4	1,35	25,9
1050		0,09	1,65	39,4	1,25	20,0
Rozptyl		--	0,000	--	0,008	--

4.3 Simulace průběhu vodní hodnoty sněhu na měřených lokalitách

Pomocí dostupných meteorologických dat byla provedena simulace průběhu vodní hodnoty sněhu (SWE) pro všechny měřené lokality. Pro body charakterizované jako otevřená plocha byl proveden výpočet úhrnů tání způsobených jednotlivými tepelnými toky energetické bilance podle metodiky USACE (1998). Tato simulace byla provedena nejdříve pro zimní období 2011/2012. V tomto zimní období bylo provedeno celkem 6 terénních měření vodní hodnoty sněhu. Vzhledem k tomu, že byla zachycena fáze akumulace i tání, bylo toto zimní období zvoleno jako kalibrační. Poté, co byly vypočteny simulace pro otevřené plochy, proběhla simulace pro plochy lesa a mýtin. Tato simulace proběhla opět na základě metodiky USACE (1998), ovšem se zahrnutím vypočtených hodnot leaf area indexu podle upraveného Beer – Lambertova zákona a upraveného vztahu pro výpočet intercepce sněhových srážek. V tomto kroku byla snaha nalézt vhodné útlumové koeficienty pro jednotlivé body tak, aby průběh simulované SWE co nejlépe vystihoval měřené hodnoty na lokalitách. Hodnoty zjištěných útlumových koeficientů a vypočtené procentuální hodnoty útlumu pro jednotlivé body jsou znázorněny v Tabulce 7.

Tabulka 7: Stanovené útlumové koeficienty a procentuální útlum vegetací pro globální radiaci, rychlost větru a dopadající srážky za jednotlivé měřené body.

Číslo bodu	Typ lokality	LAI	κ globální radiace [m^{-1}]	Útlum globální radiace [%]	κ rychlost větru [m^{-1}]	Útlum rychlosti větru [%]	κ úhrn srážek 11/12 [m^{-1}]	Útlum srážkových úhrnů 11/12 [%]	κ úhrn srážek 12/13 [m^{-1}]	Útlum srážkových úhrnů 12/13 [%]
1010	Otevřená plocha	0,00	0,00	0,0	0,00	0,0	0,00	0,0	--	--
1060		0,01	0,00	0,0	0,00	0,0	0,00	0,0	--	--
1070		0,01	0,00	0,0	0,00	0,0	0,00	0,0	--	--
1080		0,05	0,05	0,2	0,20	1,0	0,05	0,2	--	--
1090		0,00	0,00	0,0	0,00	0,0	0,00	0,0	--	--
1100		0,10	0,05	0,5	0,11	1,0	0,05	0,5	0,55	5,1
1020	Les	2,39	0,95	89,6	0,97	90,0	0,12	24,9	0,19	36,4
1030		1,95	0,77	77,7	0,62	70,0	0,08	14,4	--	--
1050		1,42	0,77	66,4	0,74	65,0	0,25	29,8	--	--
1060		2,36	0,90	88,0	0,98	90,0	0,21	39,1	0,39	60,2
1080		1,57	0,77	70,0	0,77	70,0	0,10	14,5	0,20	26,9
1100		2,32	0,95	88,9	0,99	90,0	0,40	60,4	0,35	55,5
1020	Mýtina	0,46	0,45	18,5	0,78	30,0	0,14	6,2	--	--
1030		0,07	0,05	0,3	0,15	1,0	0,05	0,3	--	--
1040		0,03	0,05	0,1	0,34	1,0	0,05	0,1	--	--
1050		0,09	0,05	0,4	0,12	1,0	0,05	0,4	--	--

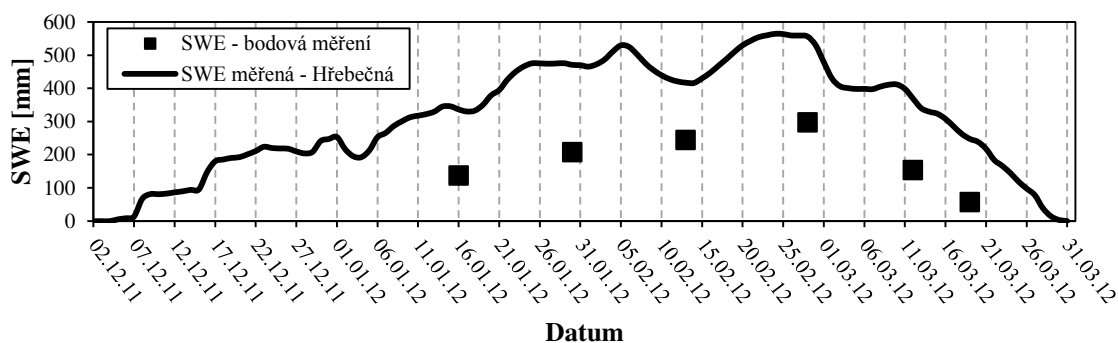
V Tabulce 7 jsou zároveň znázorněny hodnoty útlumových koeficientů úhrnů srážek pro zimu 2012/2013. Je možné předpokládat, že by se hodnoty srážkových útlumových koeficientů neměly meziročně měnit a mělo by být možné tyto sezónní změny vystihnout změnou korekčních koeficientů zobrazených v Tabulce 6. To platí v případě hodnot pro otevřené plochy a mýtiny. Ukázalo se však, že pouhou změnou korekčních koeficientů srážek tyto změny vystihnout nelze u lesních lokalit. Je pravděpodobné, že různou kombinací faktorů ovlivňujících korekční koeficienty srážek je ovlivněn i způsob intercepce sněhových srážek na lesní vegetaci, a tedy i útlumové koeficienty pro danou zimu se meziročně liší.

V zimním období 2012/2013 byla provedena celkem 4 terénní měření vodní hodnoty sněhu a proto tato zima byla zvolena jako validační. Bohužel byla těmito měřeními zachycena pouze fáze tání, a tudíž nelze hodnotit přesnost simulace v akumulární fázi.

4.4 Zimní období 2011/2012

V zimním období 2011/2012 dochází od 2. 12. 2011 k postupné akumulaci sněhu až do maxima připadajícího mezi 25. 2. – 28. 2. 2012. Mezi těmito daty dochází ke dvěma výraznějším epizodám tání 2. 1. a 6. 2. 2012, jak znázorňuje Graf 2. Hodnoty měřené pomocí tenzometrických vah na stanici Hřebečná jsou nadhodnoceny oproti bodovým měřením, která jsou prováděna zhruba o 50 m dále na louce (Graf 2). Toto nadhodnocení je způsobeno umístěním váhy na části, kde se tvoří návěj. Průběh hodnoty SWE v zimním období by ale měření mělo zachovávat, jak je podrobně popsáno v Matějka (2013). Před datem, kdy byla na lokalitě maximální akumulace sněhu, se ještě vyskytují tři méně výrazné epizody tání – 25. 12. 2011, 18. 1. a 27. 1. 2012. První fáze hlavního tání přichází 28. 2. 2012, ale toto tání se zastavuje 4. 3. 2012. Počínaje dnem 10. 3. 2012 nastává druhá fáze hlavního tání, která bez ustání pokračuje až do úplného roztátí sněhové pokrývky na území povodí.

Graf 2: Hodnota SWE měřená pomocí tenzometrických vah na klimatologické stanici Hřebečná pro zimní období 2011/2012. V grafu jsou vyneseny i měřené bodové hodnoty SWE pro bod 1010.



4.4.1 Hodnocení modelu

Tabulka 8: Kritéria hodnocení úspěšnosti výpočtu modelu pro všechny měřené lokality

Číslo bodu	Typ lokality	LAI	Korekční faktor srážek	Nash-Sutcliffe	RMSE	MSE	R ²
1010	Otevřená plocha	0,00	1,65	0,80	35,04	26,71	0,94
1060		0,01	2,00	0,52	29,37	-7,15	0,78
1070		0,01	1,50	0,72	38,39	-13,43	0,78
1080		0,05	1,95	0,74	28,77	2,48	0,77
1090		0,00	1,45	0,78	42,60	12,78	0,87
1100		0,10	1,33	0,44	30,31	-12,31	0,83
1020	Les	2,39	1,65	0,78	29,50	2,31	0,90
1030		1,95	1,65	0,01	48,39	19,19	0,29
1050		1,42	1,65	0,42	59,85	-7,71	0,52
1060		2,36	1,65	0,46	36,25	-16,99	0,62
1080		1,57	1,65	0,75	29,09	12,08	0,84
1100		2,32	1,65	0,56	30,81	15,19	0,85
1020	Mýtina	0,46	1,65	0,44	47,08	11,81	0,89
1030		0,07	1,65	-0,87	54,05	-19,96	0,16
1040		0,03	1,65	0,84	21,07	-11,45	0,89
1050		0,09	1,65	0,31	25,80	-14,58	0,93

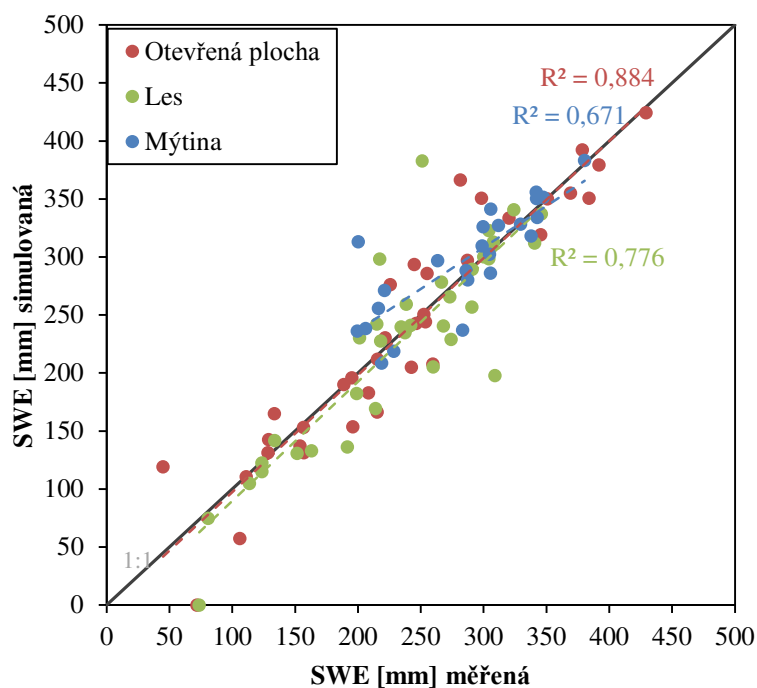
V Tabulce 8 jsou vynesena vypočtená hodnotící kritéria. Shodu modelu s měřenými hodnotami na otevřených plochách lze z hlediska kritéria Nash-Sutcliffe (dále jen N-S) hodnotit jako dobrou. Ve většině případů byla úspěšnost modelu s hodnotou N-S nad 0,7. Výjimku tvořily body 1060 a 1100. Naproti tomu vycházely ovšem střední odchylky RMSE měřených a simulovaných hodnot SWE na těchto dvou bodech jako jedny z nejnižších v rámci otevřených ploch. Jinými slovy se modelu podařilo na těchto bodech celkem dobře vystihnout celkový obsah SWE v daném zimním období. Kritérium MSE ukazuje, že na jedné polovině těchto lokalit model podhodnocoval hodnoty SWE oproti měřeným hodnotám, zatímco na druhé polovině hodnoty SWE nadhodnocoval. Na Grafu 3 jsou znázorněny koeficienty determinace měřených a simulovaných hodnot SWE. V případě otevřených ploch se modelu podařilo vystihnout přes 88 % variability měřených dat.

Pro lesní lokality vycházely hodnoty N-S kritéria v poměrně širokém rozpětí. Dobrá shoda, tedy hodnoty N-S nad 0,7, se týkala pouze bodů 1020 a 1080. Zajímavé hodnocení vycházelo pro bod 1030. Nash – Sutcliffe kritérium pro tento bod vyšlo pouze 0,01. Model tedy pro bod 1030 poskytl stejné výsledky, jaké by nastaly při odhadu měřených dat pouze jejich průměrnou hodnotou. Lze tedy předpokládat, že na této lokalitě byly procesy akumulace a tání sněhu řízeny ještě jinými faktory, které nebyly v modelu zahrnuty. Celkově se ovšem modelu podařilo vystihnout variabilitu měřených hodnot SWE z více jak 77 % (Graf 3).

Na mýtinách se setkávají řídicí faktory z obou skupin bodů. Přestože model celkem uspokojivě vystihl variabilitu měřených dat (koeficient determinace přes 67 %), rozptyl úspěšnosti modelu pro dané lokality byl celkem široký. Zde ukázalo, že pro bod 1030 nebyl model schopen přinést uspokojivé výsledky.

Co se týče podhodnocování a nadhodnocování hodnot SWE, tak lze tvrdit, že model spíše nadhodnocoval vyšší hodnoty SWE v lese a spíše podhodnocoval nižší hodnoty v lese. V rámci hodnocení modelu na všech bodech nelze říci, zda model podhodnocoval nebo nadhodnocoval. Je ale vidět, že model se lišil od měřených hodnot v případě hodnot SWE nad 250 mm (Graf 3).

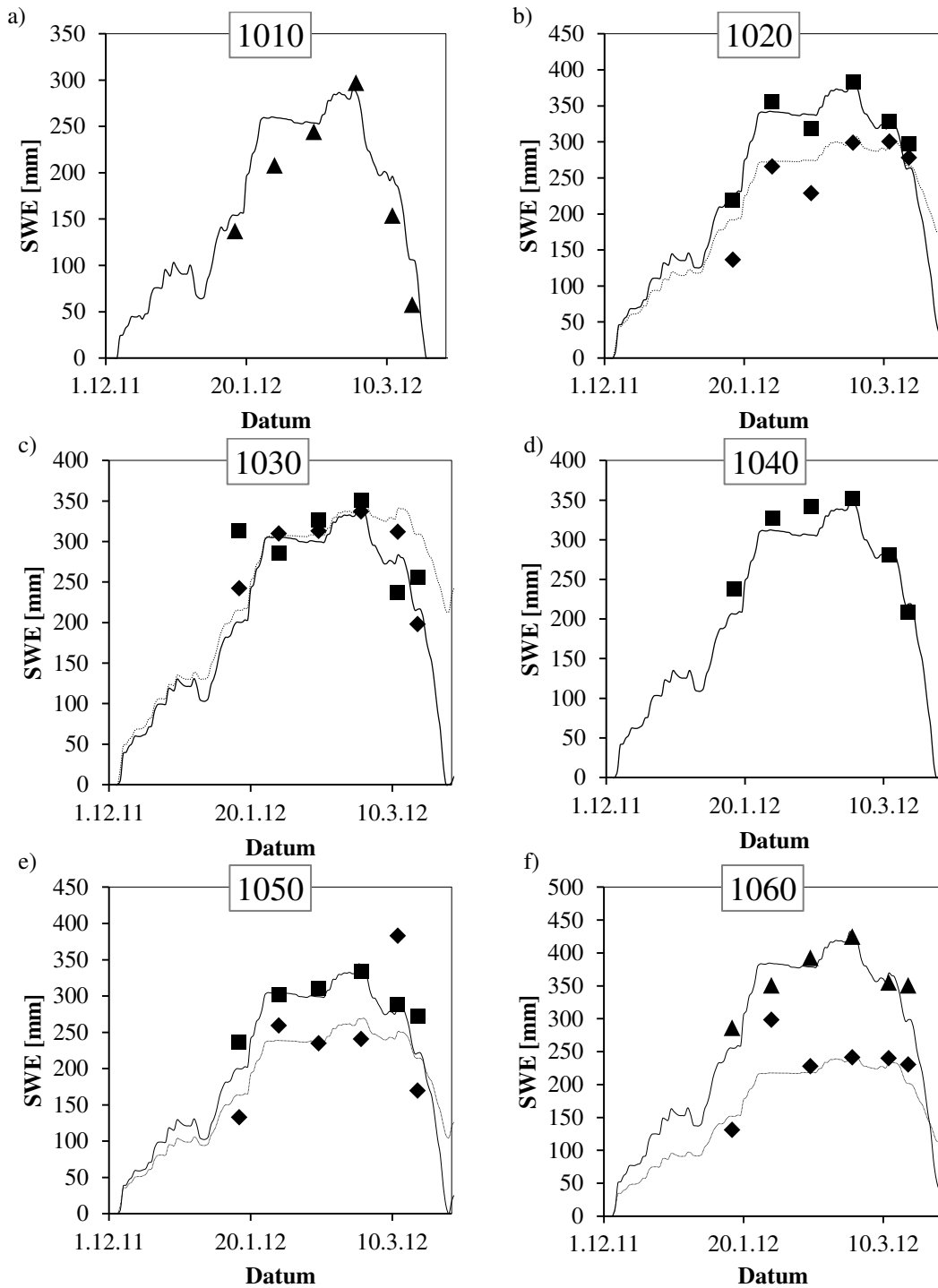
Graf 3: Modelované a měřené hodnoty SWE s vypočtenými koeficienty determinace. Pozn.: Barevnost spojnic trendu odpovídá barevnosti bodových řad

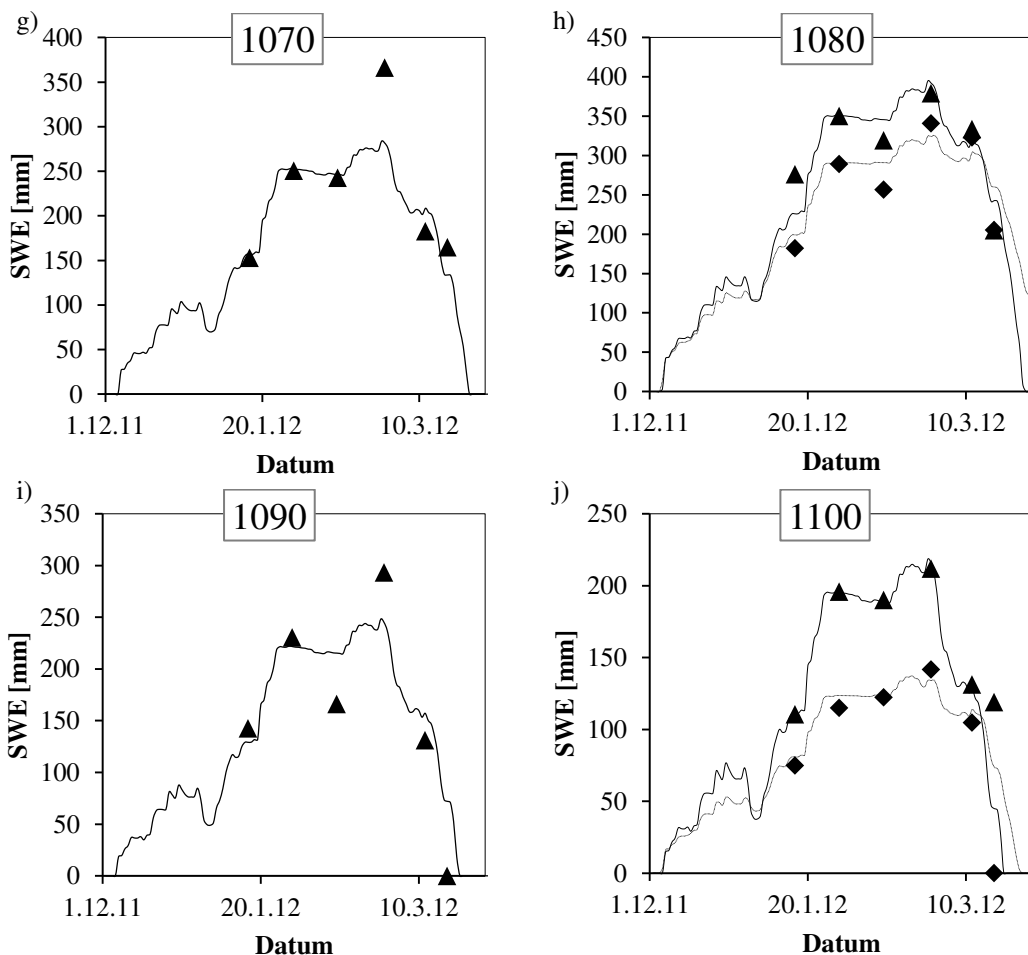


4.4.2 Výsledky simulace vodní hodnoty sněhu

Na Grafech 4 (a – j) jsou graficky znázorněny modelované průběhy SWE pro jednotlivé lokality i s vynesenými měřenými hodnotami SWE. U bodů, kde probíhá měření na otevřené ploše/mýtině a v přilehlém lese, jsou průběhy SWE znázorněny v jednom grafu. Na těchto bodech by měly být velmi podobné vnější meteorologické podmínky, což znamená, že rozdíl mezi průběhy SWE by měl reprezentovat vliv lesní vegetace na daném stanovišti.

Graf 4: Výsledky simulace SWE pro jednotlivé body (a – j). Černými trojúhelníky jsou znázorněna bodová měření SWE na otevřených plochách, černé čtverce označují bodová měření SWE na mýtinách a černé kosočtverce reprezentují bodová měření SWE v lese. Plná černá linie označuje výsledek simulace průběhu SWE na otevřených plochách, resp. mýtinách, černá tečkovaná linie označuje výsledek simulace v lese. Pozn.: svislá osa nemá stejné měřítko na všech grafech.

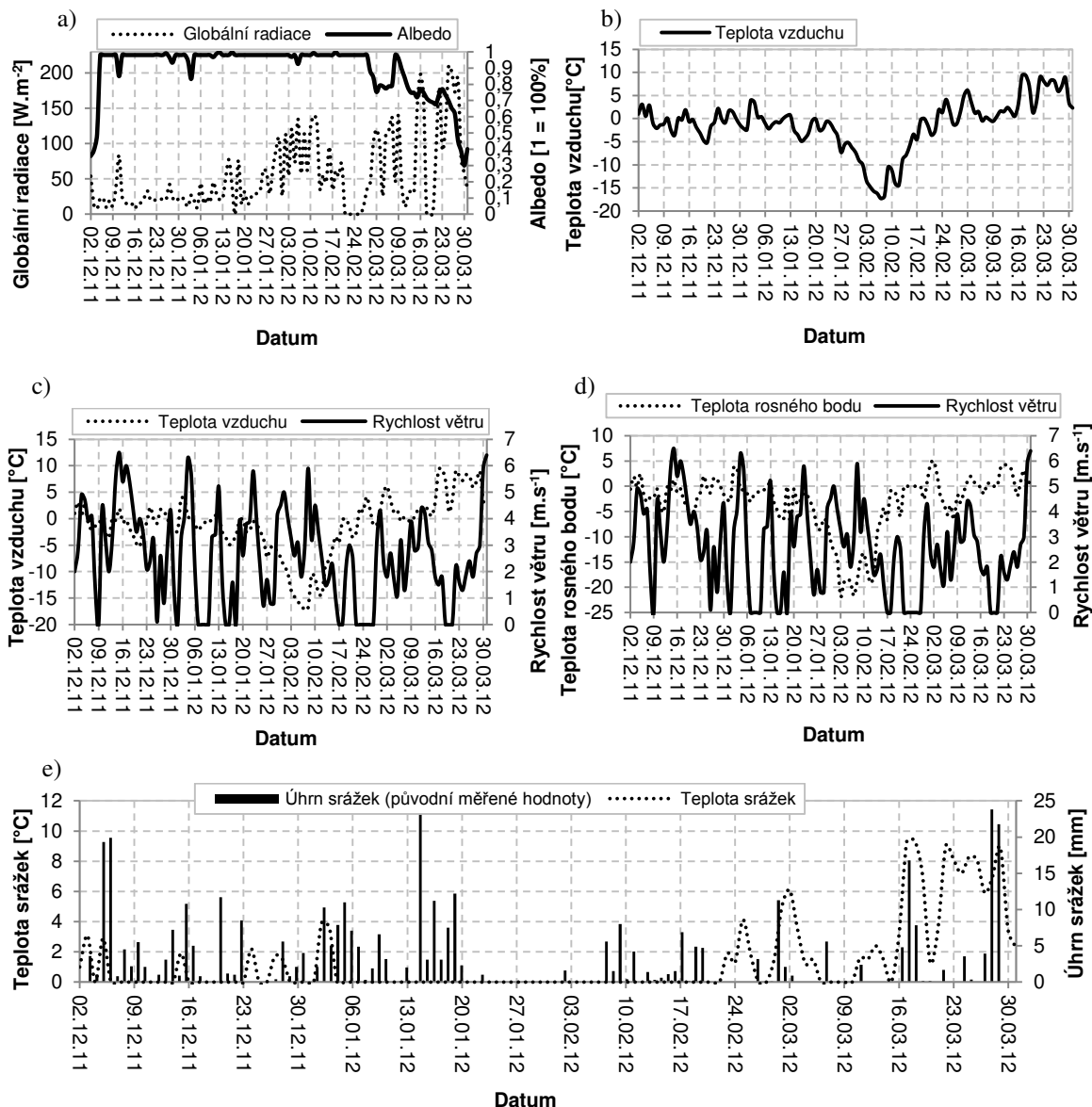




Tání 2. 1. 2012

Na Grafech 5 (a- e) jsou znázorněny průběhy různých meteorologických veličin v průběhu celého zimního období, kdy docházelo k akumulaci a tání sněhu. Při pohledu na oba grafy (Grafy 4 a - j, Grafy 5 a - e) je patrné, že k tání 2. 1. dochází především vlivem zvýšení průměrné denní teploty vzduchu na denní průměr $3,9^{\circ}\text{C}$ (Graf 5 - b). Vzhledem k nízkým hodnotám naměřené globální radiace (Graf 5 - a) lze předpokládat, že se jednalo o oblačný den. Hlavní podíl na tání v tomto období by měly mít tepelné toky dlouhovlnného záření a toky zjevného a latentního tepla. Zároveň s nárůstem průměrné denní teploty vzduchu docházelo k nárůstu rychlosti větru a vzduch nebyl saturován vodní parou, hlavní podíl na tání měl tedy tok latentního tepla. U lesních bodů je ovšem situace jiná. Vzhledem k útlumu rychlosti větru v lesní vegetaci je zde podíl tání tokem latentního tepla minimální a hlavní roli hraje dlouhovlnné záření. Na Grafech 4 – b, c, f lze ale vidět, že vliv tohoto tepelného toku není nijak výrazný a u lokalit chráněných před působením větru je tedy tání minimální.

Graf 5: Měření meteorologické veličiny na stanici Hřebečná v období 2. 12. 2011 – 31. 3. 2012 (a – globální radiace a vypočtené albedo; b – teplota vzduchu (2 m); c – teplota vzduchu a rychlost větru; d – vypočtená teplota rosného bodu a rychlost větru; e – původní měřený úhrn srážek a stanovená teplota srážek)



Tání 6. 2. 2012

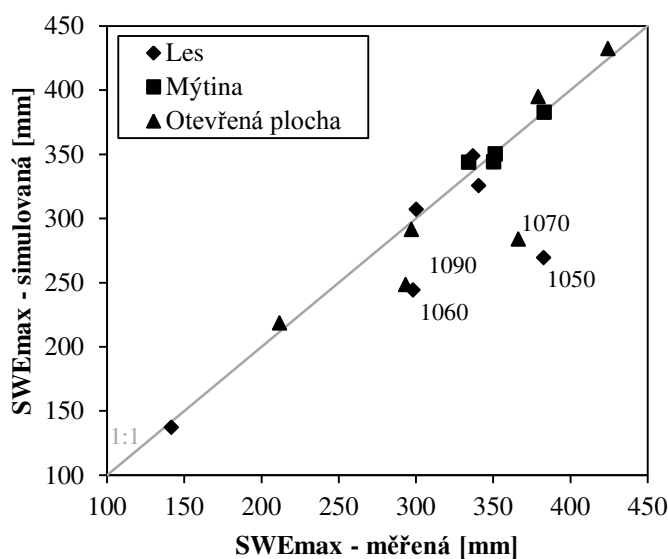
Další výrazný pokles měřené hodnoty SWE na Hřebečné je patrný mezi 6. 2. a 14. 2. 2012. Na Grafu 5 – b lze vidět, že teploty vzduchu padaly až k -17°C , a tudíž i přes relativně vysoké hodnoty rychlosti větru by nemělo docházet k tání vlivem tepelných toků dlouhovlnného záření, zjevného ani latentního tepla. Hodnoty globální radiace se pohybovaly mezi $100 - 150 \text{ W.m}^{-2}$ a tání mohlo způsobit jedině teplo dostupné z krátkovlnného záření, což se týká otevřených ploch. Na lesních bodech by se vlivem stínění mělo krátkovlnné záření na tání podílet minimálně. Tento předpoklad je ovšem v rozporu se staničním měřením SWE na Hřebečné a s bodovými měřeními na bodech 1020, 1050, 1060, 1080 a 1090 (Grafy 4 – b, e, f, h, i). V tomto případě se bohužel nepodařilo nalézt žádnou zákonitost ani vysvětlení.

Maximální akumulace 25. 2. – 28. 2. 2012

Maximální akumulace sněhové pokrývky připadá u většiny lokalit otevřených ploch a mýtin na období mezi 25. 2. – 28. 2. 2012 s hodnotami SWE mezi 300 – 430 mm. U většiny lesních bodů nastává maximum také v tomto časovém úseku, ovšem s hodnotami SWE mezi 200 – 330 mm. Výjimky tvoří lesní body 1030, 1050 a 1060. U bodu 1030 nastává maximum akumulace sněhu ve shodném časovém období, ovšem s hodnotami SWE v podstatě shodnými s těmi na mýtině u této lokality. U bodu 1050 se jedná o rozdíl v tom, že pátý měřený bod na této lokalitě 12. 3. 2012 svou hodnotou SWE rovnající se 383 mm převyšuje i hodnoty změřené na mýtině. Na bodu 1060 maximum SWE připadá na 30. 1. 2012, což znamená zhruba o měsíc dříve než na všech ostatních lokalitách. Kromě vypsáných výjimek lze ovšem obecně tvrdit, že lesní vegetace snižuje díky intercepci množství akumulovaného sněhu.

Pro vyhodnocení toho, jak dobře model vystihl maxima akumulace na jednotlivých lokalitách, byla pro každý bod srovnána maxima měřených a simulovaných hodnot SWE (Graf 6). Toto vyhodnocení zahrnuje pouze kvalitu výpočtu množství, nikoliv načasování.

Graf 6: Srovnání simulovaných a měřených hodnot maxima SWE pro jednotlivé lokality v zimním období 2011/2012

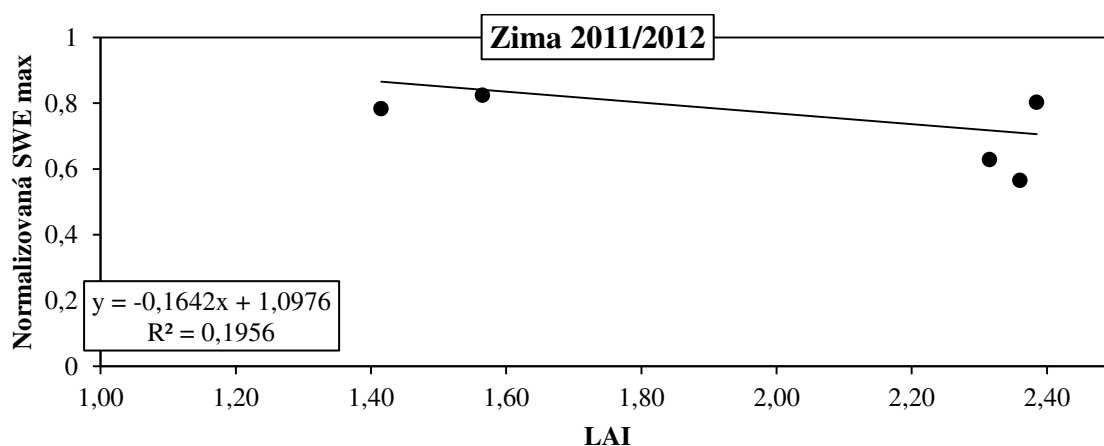


Největší rozdíly odhadu maxim SWE se vyskytovaly u dvou lesních bodů 1060 a 1050 a dvou otevřených ploch 1090 a 1070. U těchto dvou bodů na otevřených plochách se vyskytují naměřené hodnoty maxima SWE, které značně převyšují ostatní měřené hodnoty (Grafy 4 – g, i). Výpočet maxima by měl vycházet z dat měřených srážkových úhrnů a takto značné podhodnocení může znamenat, že dochází k lokálním vlivům topografie a atmosférické cirkulace na množství dopadených srážek. V případě bodů otevřených ploch (1070 a 1090) je možné, že byly nepřesně stanoveny korekční koeficienty srážek a proto na daných bodech vzniká podhodnocení maxima SWE. V případě lesních bodů (1050 a 1060) se k nepřesnému stanovení korekčních koeficientů srážek může přidat ještě příliš silné stanovení útlumových koeficientů vstupujících do modelu.

Na otevřených plochách/mýtinách bylo maximum SWE v průměru o 12 % vyšší než v lesních lokalitách. Byla testována hypotéza, že velikost rozdílu mezi maximem SWE na otevřené ploše/mýtině a příslušným lesním bodem je závislá na hodnotě maximální SWE na otevřené ploše/mýtině. Na 95 % hladině spolehlivosti ovšem tato hypotéza nebyla potvrzena.

Pro zhodnocení vlivu vegetace na akumulaci sněhové pokrývky byla vynesena závislost normalizovaného maxima modelované SWE na LAI. Normalizace maximální hodnoty SWE v lese byla provedena pomocí maxima SWE na otevřené ploše/mýtině příslušného bodu. Lze předpokládat, že vlivem intercepce budou maxima sněhové pokrývky pod lesní vegetací závislá na hodnotě LAI. Na Grafu 7 lze ale vidět, že tato závislost není jednoznačná. I přes malý viditelný snižující se trend je ovšem variabilita normalizované maximální hodnoty SWE značná a hledaná závislost nebyla na 95% hladině spolehlivosti prokázána (p – hodnota = 0,68).

Graf 7: Závislost maximální modelované hodnoty SWE na LAI v zimním období 2011/2012



První fáze hlavního tání – 28. 2. – 4. 3. 2012

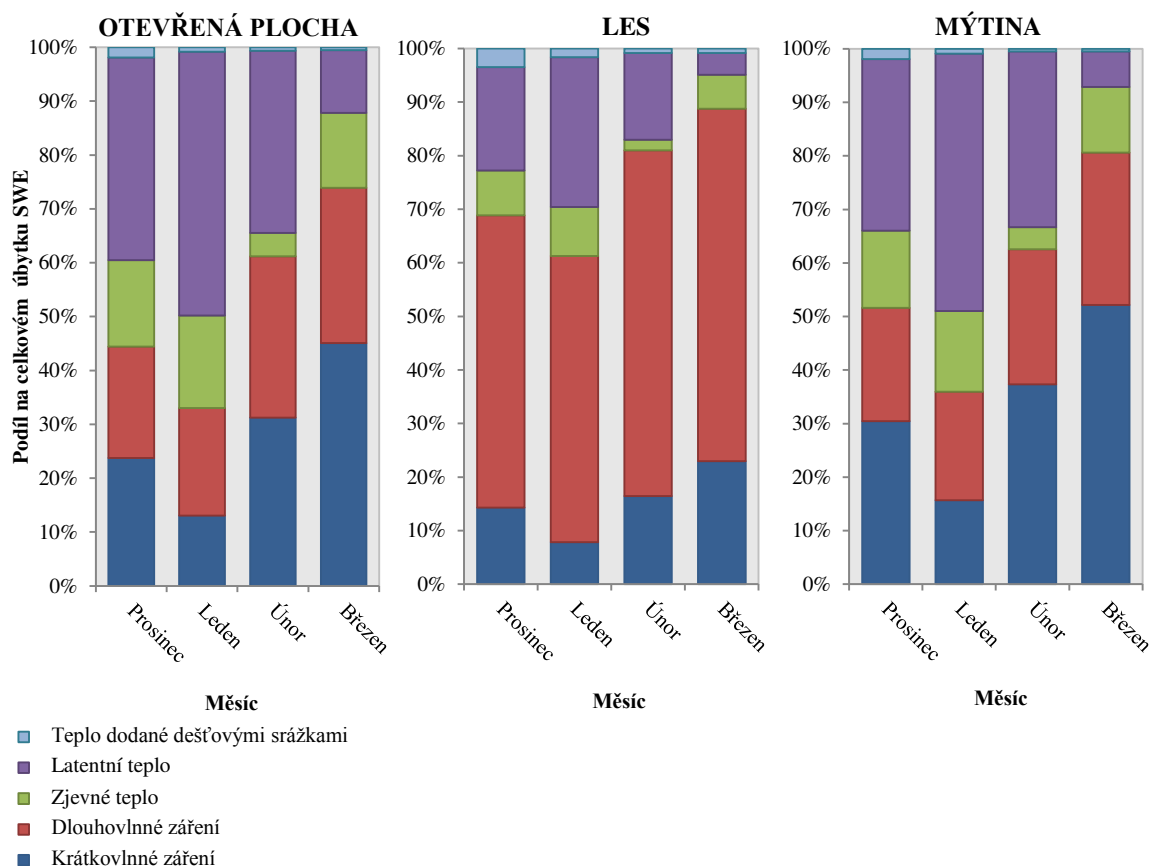
Tato fáze tání v uvedeném datu nastala na Hřebečné a všech lokalitách otevřených ploch a mýtin. Sněhová pokrývka stárla a zvyšovalo se její albedo, současně se s prodlužováním denní části dne a nástupem většího počtu jasných a polojasných dní zvyšovaly přírůstky průměrné denní globální radiace. Zároveň docházelo ke vzestupu průměrných denních teplot vzduchu nad 0°C a byly měřeny poměrně vyšší rychlosti větru. Všechny tyto faktory dohromady způsobily, že docházelo k tání vlivem tepelných toků z krátkovlnného záření, dlouhovlnného záření, zjevného a latentního tepla přibližně ve stejném poměru. U lesních bodů docházelo k tání také, ovšem vlivem stínění krátkovlnného záření a útlumu rychlosti větrného proudění pouze vlivem tepla dostupného z dlouhovlnného záření s minoritní složkou toku latentního tepla. Vlivem hodnot průměrných teplot vzduchu nízko nad 0°C bylo tání z těchto tepelných toků minimální, a tedy hodnoty SWE u lesních bodů zůstaly v podstatě zachovány.

Druhá fáze hlavního tání – od 10. 3. 2012

Počínaje 10. 3. 2012 u bodů otevřených ploch a mýtin a zhruba o 6 dní později v případě lesních lokalit nastala finální fáze hlavního tání. Dopadající srážky už byly kapalné, čímž docházelo k dodávání tepla kapalnou vodou s teplotou vyšší než 1°C (Graf 5 – e). Hodnoty dopadající globální radiace dosahovaly až 200 W.m⁻² a zároveň docházelo ke stále většímu snižování albeda stárnutím sněhové pokrývky (Graf 5 – a). Denní průměry teplot vzduchu již byly převážně nad hodnotou 0°C. Na otevřených plochách a mýtinách hrálo hlavní roli teplo dostupné z krátkovlnného a dlouhovlnného záření, následováno dodávkami zjevného a latentního tepla. Teplo dodávané krátkovlnným zářením však mělo hlavní podíl na tání. To se projevilo na zpomalení tání na lesních bodech 1020, 1030, 1050, 1060 a 1080. Vlivem stínění dopadající globální radiace byl na těchto bodech pokles SWE méně strmý než na otevřených plochách a mýtinách u těchto bodů. Vzhledem k tomu, že u těchto bodů mělo hlavní podíl na tání teplo z dlouhovlnné radiace, bylo posunuto datum úplného roztátí sněhu zhruba o týden až dva za datum roztátí sněhové pokrývky na ostatních lokalitách. Jedinou výjimku tvořil bod 1100, kde byl posun mezi úplným vymizením sněhové pokrývky modelem vypočten na pouhých 5 dní. Bod 1100 se nachází nejnižší ze všech bodů, nadmořská výška dosahuje 855 m n. m. Zároveň se jedná o lokalitu, kde byla vypočtená hodnota LAI jedna z nejvyšších. Orientace svahu, na němž se bod nachází, je jižní až jihovýchodní. Tyto faktory mohou mít za následek nižší akumulaci sněhu a menší hodnoty SWE a zároveň vyšší průměrné teploty vzduchu. Je ovšem třeba zmínit, že výpočet modelu se na lesní lokalitě 1100 neshoduje v poslední fázi tání s měřenými hodnotami.

Souhrnné výsledky

Obrázek 16: Podíly dílčích tepelných toků na celkovém úbytku vodní hodnoty ve sněhu za zimní období 2011 – 2012



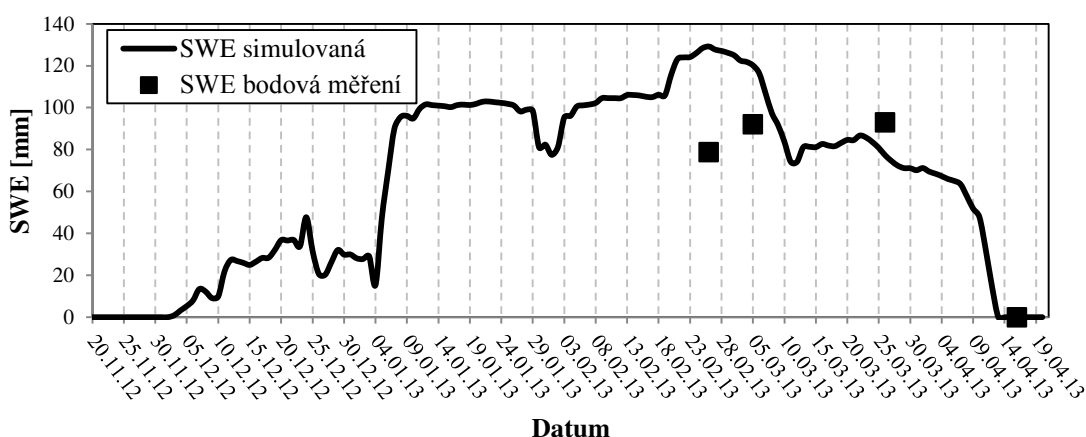
Na Obrázku 16 jsou znázorněny podíly dílčích tepelných toků na celkovém snížení SWE souhrnně pro měřené lokality. Tyto podíly vycházejí z výsledků modelu, a tudíž lze pouze předpokládat, že vyjádřené hodnoty postihují skutečné příčiny tání. Vzhledem k tomu, že hlavní fáze tání nastala na konci února 2013 a pokračovala v březnu 2013, je vhodné si na Obrázku 16 všimnout pouze těchto dvou měsíců. Od února do března rostla délka denní části dne a zároveň přibývalo zastoupení jasných a polojasných dní s vyššími průměrnými teplotami vzduchu. Tím rostl podíl krátkovlnné radiace na tání, což se projevovalo na otevřených plochách a mýtinách. Na lesních bodech je vlivem stínění nárůst méně strmý. Pod lesní vegetací byly tlumeny vlivy globální radiace a větrného proudění, tudíž hlavní roli při tání zde nutně hraje dlouhovlnné záření.

4.5 Zimní období 2012/2013

V létě roku 2012 došlo na Hřebečné k poruše tenzometrických vah na měření vodní hodnoty sněhu. Z toho důvodu nejsou od roku 2012 dostupná staniční měření SWE, a proto lze průběh akumulace a tání sněhu v tomto zimním, validačním období hodnotit pouze na základě modelovaných hodnot SWE.

Na Grafu 8 je znázorněn průběh simulované SWE pro bod 1010. Průběh meteorologických veličin pro zimní období 2012/2013 byl naprosto odlišný od situace v předešlém roce (Grafy 11 a – e). K akumulaci sněhu docházelo od 3. 12. 2012. Maximální akumulace sněhové pokrývky připadla na otevřených plochách na období mezi 25. 2. – 28. 2. 2013. Datum maxima se tedy shodovalo s maximem předešlého zimního období. Mezi začátkem a maximem akumulace došlo ke třem výraznějším tajícím epizodám – 24. 12. 2012, 3. 1. a 29. 1. 2013. První fáze hlavního tání nastala na všech lokalitách v období mezi 5. – 7. 3. 2013. Druhá a konečná fáze hlavního tání nastala na otevřených plochách a mýtinách v období mezi 22. 3. – 24. 3. 2013. Na lesních bodech připadlo datum konečné fáze tání na dny mezi 11. a 13. 4. 2013.

Graf 8: Hodnota SWE modelovaná na bodu 1010 pro zimní období 2012/2013. V grafu jsou vyneseny i měřené bodové hodnoty SWE pro bod 1010.



Hodnocení modelu

Obecně lze říci, že úspěšnost modelu v případě validačního období je zdatně horší. V Tabulce 9 jsou vypsána vypočtená kritéria Nash – Sutcliffe pro jednotlivé body. U poloviny bodů je možné tvrdit, že průměrnými měřenými hodnotami SWE by byl průběh vodní hodnoty během zimního období vystižen lépe. U druhé poloviny se úspěšnost modelu pohybuje v hodnotách N-S kritéria mezi 0,60 a 0,99. Z hodnot MSE lze tvrdit, že model na většině lokalit hodnoty SWE nadhodnocoval. Nejhuře si model vedl v případě mýtin.

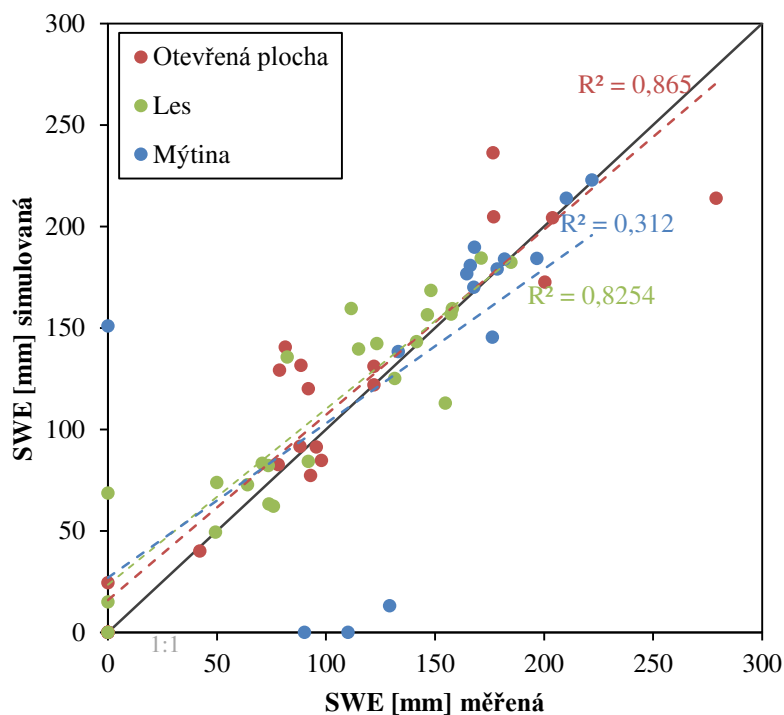
Tabulka 9: Kritéria hodnocení úspěšnosti výpočtu modelu pro všechny měřené lokality

Číslo bodu	Typ lokality	LAI	Korekční koeficient srážek	Nash-Sutcliffe	RMSE	MSE	R ²
1010	Otevřená plocha	0,00	1,15	0,40	29,91	15,71	0,77
1060		0,01	1,35	0,86	38,04	-16,27	0,90
1070		0,01	1,05	-0,26	76,05	39,27	0,99
1080		0,05	1,50	-0,58	146,47	109,92	0,93
1090		0,00	1,15	0,10	36,64	24,48	0,80
1100		0,10	0,95	0,99	3,05	1,49	1,00
1020	Les	2,39	1,07	0,66	10,75	1,62	0,82
1030		1,95	1,02	-1,87	24,21	-2,68	0,32
1050		1,42	1,15	0,65	36,82	26,20	1,00
1060		2,36	1,15	0,84	12,76	5,63	0,88
1080		1,57	1,15	-0,71	97,19	54,77	0,42
1100		2,32	1,15	0,73	12,72	8,16	0,91
1020	Mýtina	0,46	1,15	-0,69	48,07	-26,78	0,93
1030		0,07	1,18	-3,09	55,17	-25,58	0,81
1040		0,03	1,35	-1,63	58,37	-30,98	0,99
1050		0,09	1,25	0,98	11,71	-3,80	0,98

Na Grafu 9 jsou znázorněny hodnoty koeficientu determinace pro jednotlivé skupiny bodů. V případě otevřených ploch zůstalo vystižení variability měřených bodů v podstatě stejné jako v předchozím zimním období. U lesních bodů si model vedl lépe než v předchozím zimním období, jelikož vystihl variabilitu měřených hodnot z více jak 82 %. Jak již bylo řečeno, nejhůře si model vedl v případě výpočtu na mýtinách. Zajímavé ovšem je, že v případě vystižení variability měřených hodnot si model vedl lépe než v předešlém zimním období (z 67 na 75 %). Je to dáno tím, že model se na každé lokalitě mýtin vždy lišil v jediné hodnotě. Jinými slovy se modelu vždy podařilo vystihnout velmi dobře 3 ze 4 měřených hodnot. To znamená, že výsledek modelu se na jedné měřené hodnotě velmi lišil a účinnost modelu se tím výrazně snížila. Na ostatních měřených hodnotách si ale vedl dobře, celkově se mu tedy dařilo vystihnout variabilitu měřených dat.

Model v zimním období 2012/2013 spíše nadhodnocoval nižší hodnoty SWE (pod 100 mm), z hlediska všech lokalit. Lze vidět, že model se nejvíce shodoval s měřenými hodnotami v případě hodnot SWE kolem 150 mm.

Graf 9: Modelované a měřené hodnoty SWE s vypočtenými koeficienty determinace. Pozn.: Barevnost spojnic trendu odpovídá barevnosti bodových řad.

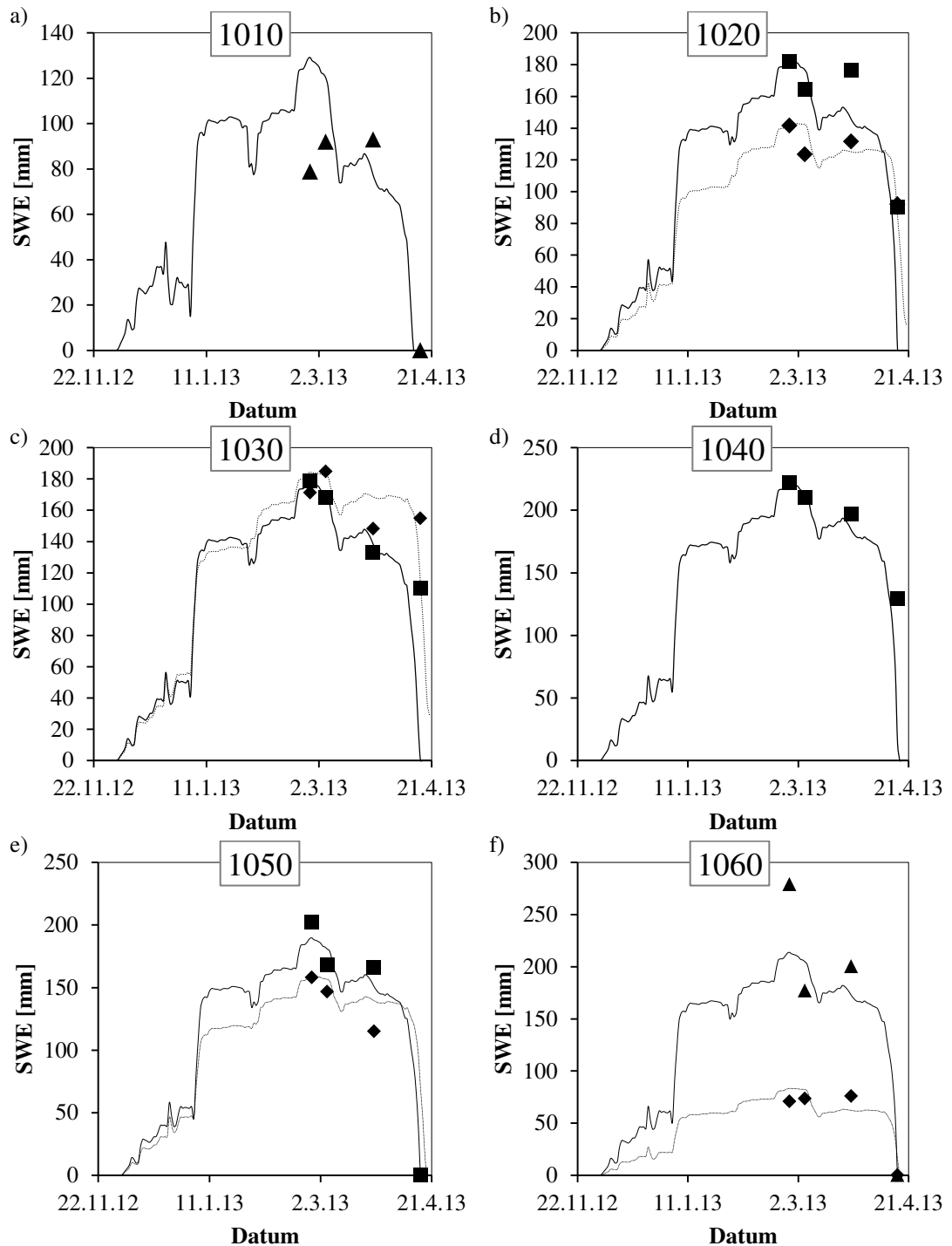


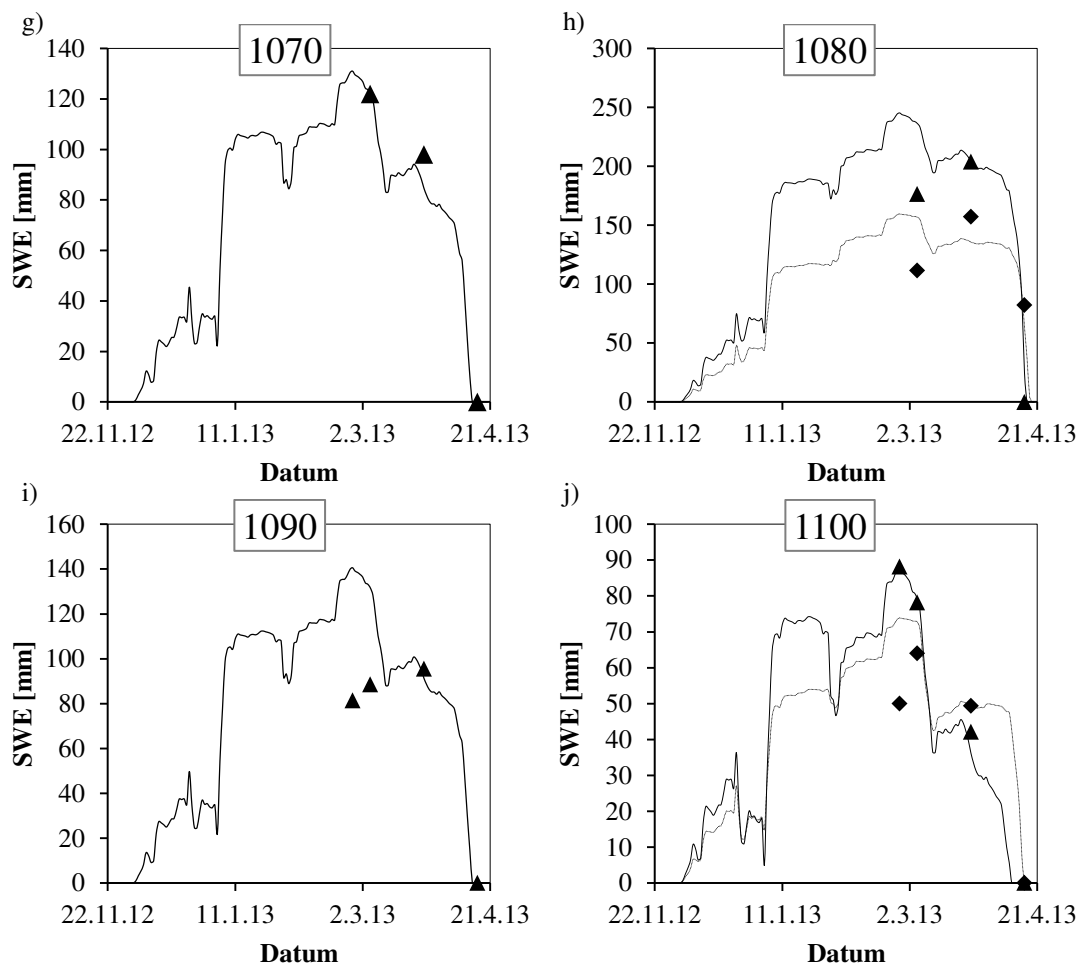
4.5.1 Výsledky simulace vodní hodnoty sněhu

Tání 24. 12. 2012

Kolem 24. 12. 2012 stoupaly denní průměrné teploty vzduchu skokově od -5°C až blízko k 5°C . Zároveň byly zaznamenány vyšší rychlosti větru (Graf 11 – b, c). Díky stárnutí sněhové pokrývky docházelo i ke snižování albeda sněhu, ovšem obloha byla v těchto dnech pokryta oblačností, a proto bylo tání způsobené teplem dostupným z krátkovlnného záření minimální. Hlavní podíl na tání na otevřených plochách a mýtinách mělo latentní teplo s menším podílem zjevného tepla a tepla dostupného z dlouhovlnného záření. Vlivem útlumu rychlosti větru byl však podíl turbulentních toků tepla na lesních lokalitách minimální a hlavní roli zde hrálo teplo dostupné z dlouhovlnného záření. Z tohoto důvodu nebylo tání na lesních bodech tak dramatické a lze pozorovat pouze mírný pokles SWE (Graf 10 – b, c, e, f, h, j)

Graf 10: Výsledky simulace SWE pro jednotlivé body (a – j). Černými trojúhelníky jsou znázorněny bodová měření SWE na otevřených plochách, černé čtverce označují bodová měření SWE na mýtinách a černé kosočtverce reprezentují bodová měření SWE v lese. Plná černá linie označuje výsledek simulace průběhu SWE na otevřených plochách, resp. mýtinách, černá tečkovaná linie označuje výsledek simulace v lese. Pozn.: svislá osa nemá stejné měřítko na všech grafech.

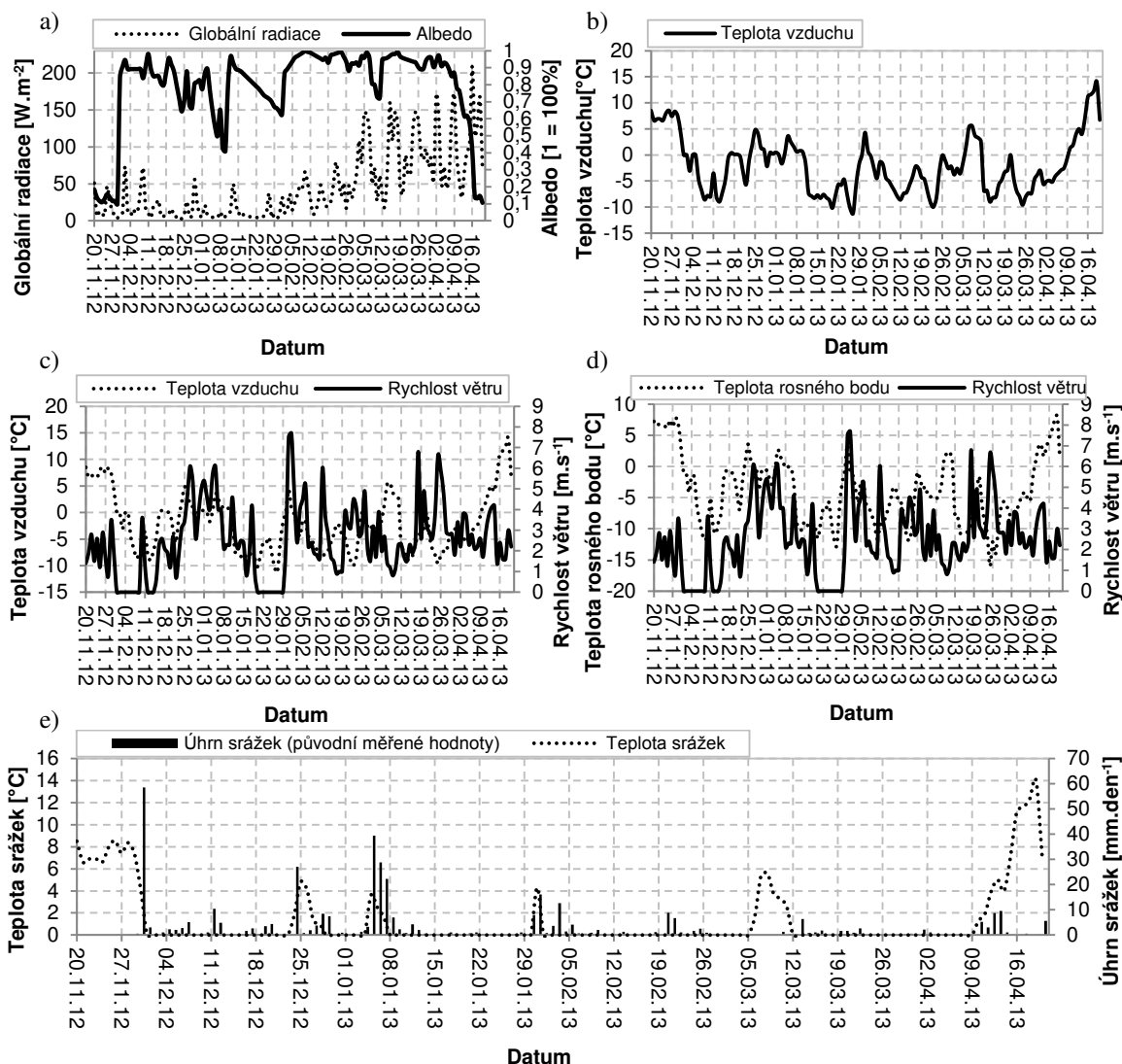




Tání 3. 1. a 29. 1. 2013

Tání v tomto období se projevila pouze v případě otevřených ploch a mýtin s jedinou výjimkou lesního bodu 1100, kde bylo mírné tání také zaznamenáno. Hlavní tepelným tokem, který tání způsoboval, byl tok latentního tepla, následovaný toky zjevného tepla a dlouhovlnné radiace. Toky latentního a zjevného tepla jsou v lese utlumeny, proto zde k tání vlivem těchto dodavatelů tepla nedocházelo. Na tání 3. 1. 2013 se však částečně podílelo i teplo dodané kapalnými srážkami, a proto je u lesních bodů vidět malý pokles SWE. Na Grafu 10 – h, j je vidět, že měřené hodnoty SWE v lesních bodech po 29. 1. 2013 byly znatelně nižší, než model simuloval. Je tedy pravděpodobné, že na těchto bodech došlo 29. 1. 2013 k mnohem výraznějšímu tání vlivem faktorů, které model nezahrnoval. To se pravděpodobně týkalo i bodu 1010, protože měřené hodnoty v maximu akumulace byly výrazně nižší než modelované.

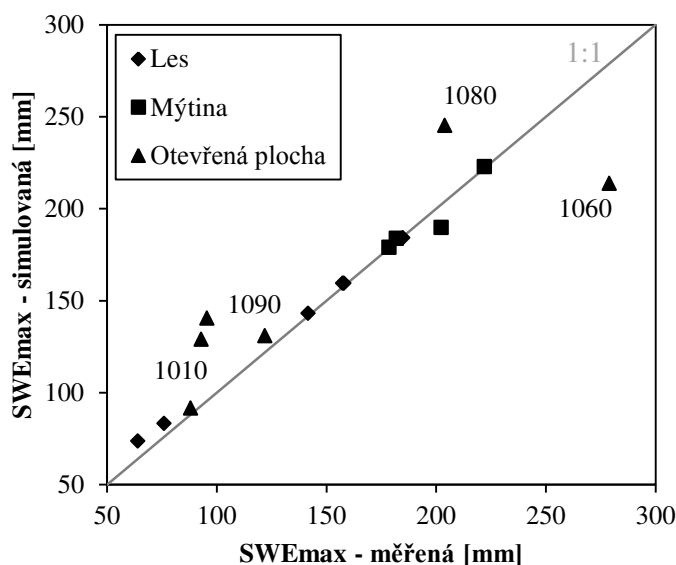
Graf 11: Měřené meteorologické veličiny na stanici Hřebečná v období 20. 11. 2012 – 20. 4. 2013
 (a – globální radiace a vypočtené albedo; b – teplota vzduchu (2 m); c – teplota vzduchu a rychlost větru; d – vypočtená teplota rosného bodu a rychlost větru; e – původní měřený úhrn srážek a stanovená teplota srážek)



Maximum akumulace sněhové pokrývky

Hodnota naměřeného maxima SWE se pohybovala v rozmezí 80 – 250 mm. Podle výpočtu modelu docházelo k maximální akumulaci sněhové pokrývky na otevřených plochách a mýtinách v období mezi 25. – 28. 2. 2013. V načasování maxima se však model zásadně rozchází s měřenými hodnotami SWE u bodů 1010, 1080, 1090 a 1100 – les. U bodů 1010, 1080, 1090 docházelo podle měřených hodnot k maximální akumulaci až 26. 3. 2013. Na lesním bodu 1100 se měřené maximum SWE vyskytovalo 5. 3. 2013. Všechna modelovaná maxima SWE u těchto čtyř bodů byla nadhodnocena oproti měřeným hodnotám. Shodně jako v předešlém zimním období byly maximální hodnoty SWE na lesních lokalitách nižší než na otevřených plochách a mýtinách, ale opět s výjimkou bodu 1030 (Graf 10 – c). Je vhodné také zmínit rozdíl měřených a simulovaných maxim SWE u bodu 1060 – otevřená plocha. Načasování maximální akumulace model vystihl správně, ale hodnota SWE je oproti měření výrazně podhodnocena. V Grafu 12 je srovnání maximálních měřených a modelovaných hodnot SWE znázorněno graficky.

Graf 12: Srovnání simulovaných a měřených hodnot maxima SWE pro jednotlivé lokality v zimním období 2012/2013

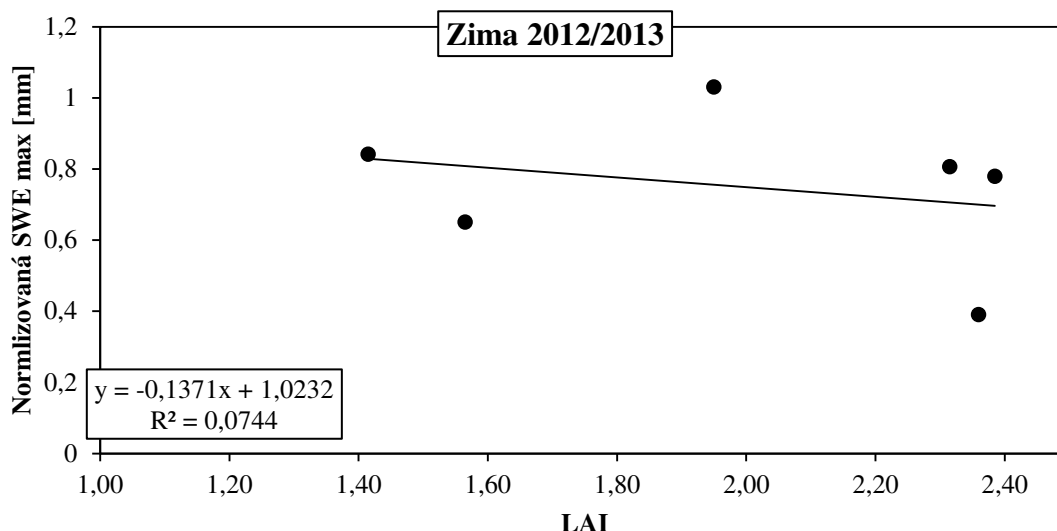


Největší rozdíly modelovaných maxim SWE se vyskytovaly u lokalit otevřených ploch. Konkrétně se jednalo o nadhodnocení maxima SWE u bodů 1010, 1090 a 1080 a podhodnocení maxima SWE u bodu 1060. Podhodnocení maxima SWE u bodu 1060 se vyskytovalo i v předchozím zimním období. Je tedy možné, že na tomto bodě model selhává v popisu fyzikálních procesů. Dochází zde buď k vyšší akumulaci, než model předpovídá, nebo zde sníh taje méně, než model předpovídá. Nadhodnocení maxima SWE u zbylých bodů otevřených ploch se v předchozím zimním období nevyskytovalo. Může to být způsobeno rozdílnou atmosférickou cirkulací mezi oběma zimami.

V zimním období 2012/2013 bylo na otevřených plochách a mýtinách maximum SWE v průměru o 24 % vyšší než v lesních lokalitách. I v tomto zimním období byla testována hypotéza, že velikost rozdílu mezi maximem SWE na otevřené ploše/mýtině a příslušným lesním bodem je závislá na hodnotě maximální SWE na otevřené ploše/mýtině. Ani zde ovšem na 95% hladině spolehlivosti hypotéza nebyla prokázána.

Stejně jako v případě zimního období 2011/2012 nebyla ani v zimě 2012/2013 prokázána jednoznačná závislost maximální měřené/modelované hodnoty SWE na vypočtené hodnotě LAI (Graf 13). I přes malý viditelný snižující se trend je ovšem variabilita normalizované maximální hodnoty SWE značná a hledaná závislost nebyla na 95% hladině spolehlivosti prokázána (p – hodnota = 0,83).

Graf 13: Závislost maximální modelované hodnoty SWE na LAI v zimním období 2012/2013



První fáze hlavního tání

První fáze hlavního tání nastala na všech bodech shodně v datech 5. - 7. 3. 2013. V Grafu 11 – c lze vidět, že rychlosti větru v tomto období byly relativně nízké. Průměrná denní teplota vzduchu však stoupla až ke 5,6°C a také narůstaly průměrné denní úhrny globální radiace. Jedná se o období po vrcholné akumulaci sněhové pokrývky, tudíž albedo sněhu bylo stále vysoké, a proto by teplo dodané krátkovlnnou radiací nemělo mít řídící vliv. Hlavním tepelným zdrojem byla díky vysoké teplotě vzduchu dlouhovlnná radiace, a to bez rozdílu krajinného pokryvu na experimentálních bodech. Teplo dodané krátkovlnnou radiací a zjevné teplo hrály sekundární roli. Při pohledu na Grafech 10 – b, c, e, f, h a j lze rozeznat rozdíl mezi situací, kdy působí pouze teplo dodané dlouhovlnnou radiací (lesní body) a situací, kdy se k tomuto toku přidá zjevné teplo a krátkovlnná radiace (otevřené plochy a mýtiny).

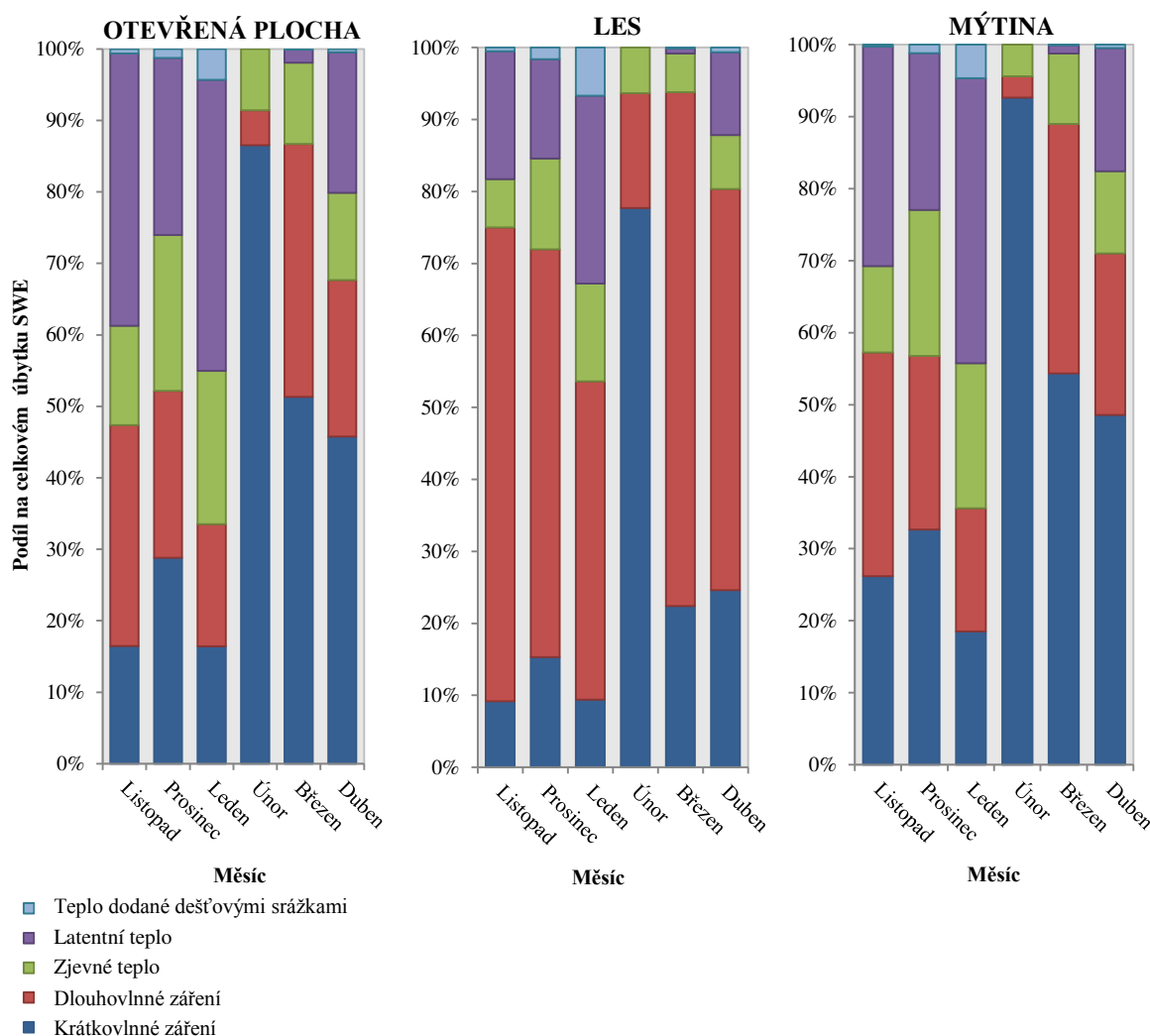
Druhá fáze hlavního tání

Nastala na otevřených plochách a mýtinách v datech mezi 22. a 24. 3. 2013. Od tohoto data se zvyšovaly průměrné denní úhrny globální radiace a došlo ke zvýšení rychlosti větrného proudění. Hlavní příčiny tání tedy tkvěly v teple dodaném krátkovlnnou radiací a turbulentních tocích tepla. Proto byla tato fáze znatelná pouze v případě otevřených ploch a mýtin, zatímco na lesních bodech byly tyto toky utlumeny.

K tání na lesních lokalitách docházelo až ve chvíli, kdy stoupaly průměrné denní teploty vzduchu nad 0°C a úhrny globální radiace byly měřeny nad 200 W.m⁻², což nastalo počínaje datem 11. 4. 2013. K úplnému roztátí sněhové pokrývky došlo na všech otevřených plochách a mýtinách mezi daty 12. – 16. 4. 2013. Na lesních lokalitách bylo datum vymizení sněhu opožděno o 1 až 7 dní.

Souhrnné výsledky

Obrázek 17: Podíly dílčích tepelných toků na celkovém úbytku vodní hodnoty sněhu za zimní období 2012 – 2013



Na Obrázku 17 jsou znázorněny podíly tepelných toků na tání v jednotlivých měsících. V zimním období 2012/2013 bylo celkové množství akumulovaného sněhu menší než v předcházejícím zimním období. Zároveň v zimě 2012/2013 došlo k úplnému roztátí sněhové pokrývky rychleji než v zimě 2011/2012. I přesto byla doba, kdy bylo povodí pokryté sněhem, delší v případě zimy 2012/2013. K akumulaci sněhu docházelo skokově, zatímco v zimním období 2011/2012 byl nárůst SWE pozvolný.

Opět si lze všimnout, že útlumem turbulentních toků tepla v lesní vegetaci se jako hlavní činitel tání v lesních bodech projevoval tepelný tok z dlouhovlnné radiace. Zajímavé jsou podíly v měsíci lednu. Pro výskyt oblačných dnů byl podíl krátkovlnné radiace malý, a tedy rozdíl mezi otevřenými plochami/mýtinami a lesními body byl zhruba 5 %. Naproti tomu útlumem turbulentních toků v lese se zvedl podíl srážkové vody na tání a to přibližně o 3 – 4 %. Vzhledem k obecně malým podílům tepla z kapalných srážek je nárůst o 4 % poměrně významný. Další zajímavostí je vysoký podíl tepla z krátkovlnného záření v měsíci únoru. Tento měsíc v podstatě k tání nedocházelo, a když, tak pouze v zanedbatelných úhrnech. Díky tomu, že průměrné denní teploty vzduchu se pohybovaly

pod 0°C a byly zaznamenány malé rychlosti větru, tak malý nárůst úhrnů globální radiace způsobuje majoritní podíl tepla z krátkovlnné radiace v tomto měsíci.

V hlavní fázi tání předešlého zimního období byl znatelný zvyšující se podíl tepla z krátkovlnného záření. Bylo to dáno tím, že v průběhu fáze tání byla teplota vzduchu a teplota rosného bodu nad 0°C, což spolu s působením vyšších rychlostí větru v počáteční fázi tání způsobovalo převahu turbulentních toků tepla. Dále se teploty vzduchu a rosného bodu držely poměrně vysoko, ale klesaly průměrné rychlosti větru. To způsobilo ústup turbulentních toků tepla do pozadí a nárůst dodaného tepla krátkovlnnou radiací tím, jak se zvyšovaly denní úhrny globální radiace.

V zimním období 2012/2013 tomu ale bylo jinak. Nízké teploty vzduchu a rosného bodu v počáteční fázi tání způsobily potlačení turbulentních toků tepla, i přes poměrně vysoké rychlosti větru. S nástupem jara stoupaly úhrny globální radiace a tím se v počáteční fázi tání vyskytovalo vysoké zastoupení tepla z krátkovlnného záření. V průběhu dubna 2013 náhle došlo k vzestupu teplot vzduchu a rosného bodu vysoko nad 0°C a tím se zvýšil podíl zastoupení turbulentních toků tepla a podíl tepla dostupného z krátkovlnného záření se zmenšil.

5 Diskuze

5.1 Stanovení korekčních koeficientů pro srážky

Podhodnocení úhrnů pevných srážek staničními srážkoměry je obecný a dlouho známý problém v hydrometeorologickém modelování (Robinson a Clark, 2014). Podhodnocení pevných srážek je způsobeno převážně způsobem měření staničních srážkoměrů a jejich nevhodným umístěním. Hlavními příčinami nepřesného měření pevných srážek jsou vítr, depozice padajícího sněhu a jeho výpar ve srážkoměrných trychtýřích (Cherry et al., 2005).

Detekce a opravy podhodnocených úhrnů pevných srážek vycházejí především z velkoplošných klimatických modelů a jejich korelací se staničními měřeními (Hancock et al., 2013). Jednou z možností, jak provádět opravy úhrnů pevných srážek v menším i větším měřítku, jsou korelace naměřených srážkových úhrnů na stanicích s měřeními přírůstků nového sněhu a známé hustoty sněhu (Wagner, 2009). Informaci o novém sněhu lze získávat buď pomocí metod dálkového průzkumu Země (DPZ), nebo pomocí terénních měření.

U klimatologické stanice Hřebečná bylo v této práci prokázáno, že podhodnocuje pevné srážky o 40 % pro zimní období 2011/2012 a o 13 % pro zimní období 2012/2013. V rámci měřených bodů bylo podhodnocení pevných srážkových úhrnů stanoveno od 25 % do 50 % pro zimní období 2011/2012 a od 2 % do 33 % pro zimní období 2012/2013. Tyto hodnoty se samozřejmě mění v rámci zimního období podle aktuálních meteorologických podmínek pro jednotlivé dny a jsou to tedy jen průměrné hodnoty pro dané zimní období.

Pomocí metod DPZ zjistili Robinson a Clark (2014) podhodnocení pevných srážek pozemními srážkoměry na velkých povodích v severní Americe a Asii od 2 – 58 %. Yang et al. (1998) uvádí podhodnocení staničními srážkoměry ve vysoké Arktidě až o 70 %. Takto vysoké hodnoty jsou z důvodu poměrně stálé rychlosti větru. Wagner (2009) uvádí hodnoty podhodnocení na otevřených plochách mezi 40 – 80 % v případě vysokých rychlostí větru a nízké hustoty dopadajícího sněhu. Richter (1995) se v rámci SRN snažil vypočítat korekční faktory pro srážkoměry, které jsou na stanicích různě stíněných proti větru. Pro otevřené plochy stanovil průměrné hodnoty podhodnocení pevných srážek na 35 %.

Podhodnocení pro stanici Hřebečná za obě zimní období vycházejí v průměrné hodnotě 27%. Pokud by byly korekční faktory rozšířeny o několik dalších zimních období, mohla by být tato hodnota upřesněna a byla by tedy vhodným nástrojem pro korekci podhodnocení pevných srážek na stanici.

5.2 Stanovení útlumových koeficientů

5.2.1 Útlum globální radiace

Pro porovnatelnost útlumových koeficientů globální radiace a jejich fyzikálního projevu na chování sněhové pokrývky je nutné uvádět vždy útlumový koeficient společně s hodnotou LAI. Je to z toho důvodu, že v útlumové funkci se v exponentu vyskytují tyto dvě hodnoty společně. To znamená, že shodný fyzikální projev může mít vysoký útlumový koeficient s nízkým LAI, stejně jako nízký útlumový koeficient s vysokým LAI.

Útlumové koeficienty globální radiace v této práci byly na lesních lokalitách stanoveny v rozpětí $0,77 - 0,95 \text{ m}^{-1}$ pro LAI hodnoty v rozpětí $1,42 - 2,39$. To je ve velmi dobré shodě s výsledky Aubin et al. (2000), jejichž hodnoty byly stanoveny pro smrkový les. Pro hodnoty LAI mezi $1,68 - 3,95$ vypočetli hodnoty útlumových koeficientů v rozpětí $0,77 - 0,98 \text{ m}^{-1}$. V jejich případě nešlo o různě staré smrkové porosty s různou hustotou zápoje, ale o porosty zdravé a porosty poškozené škůdci a kalamitami. Dobrou shodu lze najít i v případě výsledků Sicart et al. (2004), kteří ve smrkovém lese stanovili hodnoty útlumových koeficientů v rozpětí $0,70 - 0,85 \text{ m}^{-1}$ pro průměrnou hodnotu LAI rovnou 2,5.

V případě práce Lagergren et al. (2004) byly hodnoty útlumových koeficientů stanoveny v rozmezí $0,44 - 0,52 \text{ m}^{-1}$, tedy na první pohled výrazně nižší, ovšem tyto hodnoty byly stanoveny pro LAI v rozpětí 5 – 6. Díky vyšším hodnotám LAI jsou tedy útlumové koeficienty nižší, ale stínění lesní vegetací by mělo mít shodný fyzikální projev, a proto i tyto hodnoty jsou v dobré shodě s hodnotami stanovenými v této práci. Vysoké hodnoty LAI jsou patrně způsobeny odlišnou metodikou stanovení LAI, přestože se také jedná o smrkový les s dominantním zastoupením smrku ztepilého (*Picea abies*). Obdobné výsledky jsou prezentovány i v práci Morén et al. (2000), kde je pro průměrnou hodnotu LAI rovnou 5,7 stanovena průměrná hodnota útlumového koeficientu $0,43 \text{ m}^{-1}$.

5.2.2 Útlum rychlosti větru

Útlum rychlosti větru v lesním prostředí je závislý nejen na horizontální struktuře vegetace, která se dá vyjádřit například pomocí LAI, ale i na vertikální struktuře (Cescatti a Marcolla, 2004). Pro porovnatelnost výsledků je vhodnější vyjadřovat koeficient útlumu rychlosti větru jako podíl mezi rychlostí větru nad vegetací (neovlivněné) a rychlostí větru pod vegetací R_w (Ratio of wind speed). Tento podíl je možné získat snadným výpočtem z hodnoty útlumového koeficientu a známé LAI hodnoty. Autoři Cescatti a Marcolla (2004) hodnotili vliv celkové struktury smrkové vegetace na proudění vzduchu a došli k výsledným hodnotám R_w mezi $0,15 - 0,35$, podle hustoty vegetace. To je v dobré shodě s výsledky této diplomové práce, kde byly hodnoty R_w stanoveny v rozpětí $0,1 - 0,3$. Marcolla et al. (2003) kvantifikovali útlum rychlosti v hustém smrkovém porostu hodnotami mezi $0,05 - 0,2$. Tyto hodnoty byly získány na základě 3D modelu vegetačního krytu a modelovaného proudění vzduchu. Ishii a Fukushima (1994) měřili hodnoty rychlosti větru nad a pod lesním porostem (s převahou smrku, ale se zastoupením více druhů jehličnanů) a došli k průměrné hodnotě 0,2. Gelfan et al. (2004) ve svém modelu akumulace a tání sněhu uvádí průměrnou hodnotu útlumového koeficientu 0,85.

S průměrnou hodnotou LAI smrkového porostu rovnou 3,4 je hodnota útlumového koeficientu vyjádřitelná pomocí R_w rovného 0,18.

5.2.3 Útlum srážkových úhrnů – zachycení srážek na lesních porostech

Intercepce pevných srážek je závislá na lokálních podmínkách, jako je expozice svahu vůči světovým stranám, sklon svahu, směr a rychlost větru, teplota vzduchu, hustota dopadajících srážek a struktura vegetace (Golding a Swanson, 1986). Schopnost vegetace zachytit dopadající sněhové srážky se navíc v průběhu zimní sezony mění.

Ve dvou modelových zimách v kanadském Saskatchewanu bylo na smíšeném porostu smrků a borovic pozorováno, že v počátku akumulací fáze sněhu vegetace zachytí mezi 45 - 60 % dopadajících pevných srážek. V průběhu maximální akumulace a na začátku tání se pak tento podíl ustaluje na hodnotách mezi 35 – 40 % (Pomeroy et al., 1998). Niu a Yang (2004) stanovili průměrné hodnoty intercepovaných pevných srážek pro smrkové porosty mezi 30 – 40 %. Golding a Swanson (1986) udávají průměrné hodnoty mezi 13 – 52 %, v závislosti na struktuře vegetace.

V této diplomové práci do výpočtu intercepce zahrnuty faktory směru a rychlosti větru, expozice vůči světovým stranám, sklon svahu, teplota vzduchu, hustota dopadajících srážek ani iniciální zatížení vegetace sněhem. Navíc nebyla známa ani přesná hodnota srážkových úhrnů nad konkrétní lokalitou a je tedy možné, že korekční koeficienty pro pevné srážky v sobě zahrnují částečně vliv intercepce na lesních lokalitách, stejně jako útlumové koeficienty srážek částečně zahrnují vliv lokální distribuce pevných srážek a podhodnocení pevných srážkových úhrnů. Po přepočtení útlumových koeficientů srážek na hodnoty podílu intercepovaného sněhu pomocí hodnot LAI, byly získány hodnoty shodné pro obě zimní období mezi 14 – 60 %.

5.3 Modelované hodnoty SWE

V této práci bylo zjištěno, že hodnoty SWE v průběhu akumulací a raně ablační fáze na lesních lokalitách jsou nižší než na otevřených plochách, což je v souladu s výsledky jiných studií (Link a Marks, 1999; Andreadis et al., 2009; Pomeroy a Harding, 1996; Ishii a Fukushima, 1994; Lopéz-Moreno, Stähli, 2008; Hedstrom a Pomeroy, 1998; Lundberg et al., 2004; Sicart et al., 2004; Jeníček, Taufmannová, 2010). Nižší akumulace na lesních lokalitách je způsobena intercepací sněhových srážek na vegetaci (Hedstrom a Pomeroy, 1998).

Pro zimní období 2012/2013 bylo zjištěno, že v průběhu fáze tání dochází k rychlejšímu úbytku SWE na otevřených plochách, naopak na lesních lokalitách ubývá SWE pomaleji a prodlužuje dobu, kdy na těchto lokalitách leží sněhová pokrývka. Jeníček et al. (2015) ve své studii na typově podobné lokalitě tvrdí, že na lesních lokalitách dochází k rychlejšímu tání než na otevřených plochách. Rozdílné výsledky mohou být částečně způsobeny odlišnými meteorologickými podmínkami na lokalitách, částečně je ale možné, že tento efekt je způsoben nezahrnutím vlivu lesní vegetace na tepelný tok dlouhovlnného záření. Jak píšou Sicart et al. (2004), pod lesní vegetací je sice sněhová pokrývka chráněna před

vlivem krátkovlnného záření pomocí stínění, což snižuje objem a rychlost tání. Na druhou stranu tepelný tok dlouhovlnného záření z vegetace při vyšších teplotách vzduchu a v noční části dne tání zvyšuje a v konečné fázi zimního období tání urychluje.

5.4 Nejistoty použitého modelu

Použitý matematický model je poměrně jednoduchý ve srovnání s mnohem sofistikovanějšími nástroji, např. modely SHAW (Flerchinger a Saxton, 1989), SNTHERM (Jordan, 1991), SNOBAL (Marks et al., 1999), SNODAS (Caroll et al., 2001) a SNOWPACK (Bartelt a Lehning, 2002), které jsou používané ostatními autory. Nedostatky použitého modelu jsou ve způsobu výpočtu sněhové pokrývky jako jedné vrstvy, v bodovém zaměření výpočtu a denním kroku simulace. Na druhou stranu síla modelu vychází právě z jednoduchosti použitých rovnic a možnosti samostatné kalibrace všech členů energetické bilance.

Modely energetické bilance jsou velmi náročné na množství a zpracování vstupních dat a u komplexních a sofistikovaných modelů se vyskytuje velmi vysoká citlivost na změny a přesnost vstupních parametrů (Hrušková, 2006, Bartelt a Lehning, 2002). Použití jednoduššího modelu v této studii umožnilo tuto citlivost omezit.

V použitém modelu nebyl zahrnut tepelný tok ze zemského podloží. Lze obecně tvrdit, že tento člen má v průběhu akumulace a tání sněhu zanedbatelný význam (Link a Marks, 1999). Poměrně zásadní význam má však tepelný tok z podloží v začátku akumulace sněhové pokrývky, kdy vyšší tepelný tok z prohřáté půdy oddaluje začátek akumulace (Kutláková, Jeníček, 2012, Andreadis et al., 2009). Z tohoto důvodu je vhodné zahrnout teplo dostupné z půdy v počátečních fázích akumulace. Data o teplotě půdy v různých hloubkách jsou na stanici Hřebečná měřena, k výpočtu tepelného toku z půdy je ovšem třeba znát tepelnou vodivost půdy na daném stanovišti. Absence přímého měření tepelné vodivosti alespoň na jednom z počítaných stanovišť vedla k pokusům o odhad tohoto parametru. Vzhledem k minimu znalostí o složení půd na daných stanovištích byla hodnota tepelné vodivosti λ nastavena na průměrnou hodnotu $2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$ (DeWalle a Rango, 2008, Putkonen, 1998). Tato hodnota společně s vysokým měřeným teplotním gradientem v počátku akumulačního období způsobila, že dle modelu by se sníh vůbec akumulovat nezačal. Postupně byla hodnota tepelné vodivosti půdy snižována, ale k akumulaci dle modelu docházelo až při velmi nízkých hodnotách λ , kdy už bylo možné předpokládat minimální vliv tepelného toku z podloží. Vysoký teplotní gradient (průměr přes $20 \text{ °C}\cdot\text{m}^{-1}$) v počátku akumulační fáze zimy 2011/2012 lze přisoudit chybě výpočtu, která byla způsobena použitím hodnot teploty na povrchu půdy a v hloubce 10 cm. Je ale možné předpokládat, že průběh teploty v půdě není lineární a proto výpočet teplotního gradientu pouze z měření s rozstupem 10 cm vede k nepřesným výsledkům. Měření půdních teploměrů na Hřebečné ve větších hloubkách měla v tomto zimním období výpadek. V počátku akumulační fáze v zimním období 2012/2013 vycházel průměrný teplotní gradient $8 \text{ °C}\cdot\text{m}^{-1}$. Půdní teploměry měřily i v maximální hloubce 60 cm, a tudíž hodnota teplotního gradientu vycházela rozumně. Zahrnutý tepelný tok z půdy v zimním období 2012/2013 ale stále nedovoloval sněhové pokrývce akumulaci v čase, který by

korespondoval s měřenými daty. Z tohoto důvodu byl ve výpočtu tepelný tok z podloží vynechán.

Do výpočtu ovlivnění vstupních parametrů v lesních lokalitách nebyl zahrnut vliv na dlouhovlnnou radiaci. Pro jeden lesní bod byl proveden pokus o výpočet vlivu na dlouhovlnnou radiaci dle Izionona et al. (2003). Pro tento výpočet je třeba znát hodnotu tlaku vodní páry (e), nejlépe měřenou na místě blízko nad sněhovou pokrývkou. Vzhledem k absenci tohoto měření byla hodnota e odvozena z vlhkosti vzduchu měřené na Hřebečné a atmosférického tlaku měřeného na stanici Fichtelberg. Hodnota tlaku vzduchu ze stanice Fichtelberg byla použita i při výpočtu tepelného toku latentního tepla. Výpočet změny tepelného toku z dlouhovlnného záření se ale ukázal velmi citlivý na změny vstupní hodnoty e . Vzhledem ke vzdálenosti stanice Fichtelberg a chybě způsobené odvozením hodnoty tlaku vodní páry z hodnot tlaku vzduchu ze stanice, mohlo docházet k systematické chybě při výpočtu. Dalším vstupním parametrem do výpočtu dlouhovlnné radiace je faktor pokrytí oblačností. Tento faktor byl stanoven výpočtem na základě metodiky Liston a Elder (2006) z dat odvozené vlhkosti vzduchu na hladině 700 hPa a hodnot teplotních gradientů v atmosféře stanovených autory. Bohužel i v tomto případě se nepodařilo hodnoty faktoru pokrytí oblačností stanovit s takovou přesností, aby ve výpočtu dlouhovlnné radiace na lesních lokalitách nedocházelo ke kumulaci chyb a znehodnocení výsledku. Další možností je použití výpočtu s využitím parametru teploty vegetace (Essery et al., 2008). Odhad tohoto parametru ale také způsobuje chybu, která byla v této práci zhodnocena jako nezanedbatelná.

Denní chod výpočtu může způsobit nepřesnosti a nejistoty v případě těch toků energetické bilance, které jsou citlivé na změny teploty vzduchu. Jedná se o tepelný tok z dlouhovlnné radiace, zjevné a latentní toky tepla, ale i teplo z kapalných srážek, kde se vyskytuje prahová hodnota teploty vzduchu. U těchto členů tání nastává tehdy, když je průměrná denní teplota vzduchu vyšší než 0°C. Vysoký teplotní gradient mezi denní a noční částí dne ovšem může způsobit, že k tání dochází, ale výpočet ho není schopen zahrnout (denní teploty vzduchu výrazně vyšší než 0°C a noční teploty vzduchu výrazně nižší než 0°C).

5.5 Nejistoty stanovení hodnot LAI

Leaf area index (LAI) s maximální stanovenou hodnotou 2,39, vypočtenou pro smrkové porosty na lokalitě, je v dobré shodě s výsledky, jaké prezentovali Norman a Jarvis (1974), kteří měřili hodnoty LAI přímými metodami a stanovili hodnotu LAI na 2,4. Aubin et al. (2000) uvádí výsledky nepřímého stanovení LAI na stanovištích jehličnatých lesů v rozmezí 1,68 a 3,95. Lagergren et al. (2004) ovšem uvádí pro vzrostlé dospělé porosty smrku obecného hodnoty mezi 5 a 6. Tyto hodnoty byly stanoveny pomocí přístroje LICOR LAI-2000. Morén et al. (2000) stanovili přímými metodami hodnoty pro rovnoměrně distribuované smrkové porosty na 5,7.

Nepřímé metody stanovování LAI v jehličnatých lesech podhodnocují skutečné hodnoty LAI o 25 – 50 % (Bréda, 2003). Toto podhodnocování vychází z toho, že většina nepřímých metod je postavena na klasifikaci obrazu, jejímž základním předpokladem je náhodná distribuce jehlic a větví v klasifikovaném výřezu. Jak se ovšem ukazuje, tento

předpoklad není splněn, jelikož u jehličnatých stromů dochází ke shlukování jehlic (Chen et al., 1997). Opravy na tento nepřesný předpoklad jsou v použitém SW Gap Light Analyzer (GLA) zahrnuty. Dle Promis et al. (2011), kteří prováděli srovnání čtyř hojně používaných programů pro zpracování hemisférických snímků včetně GLA, jsou ale výsledky poskytované programem GLA srovnatelné s ostatními používanými programy. Další možnost podhodnocení nepřímo stanovené LAI pomocí GLA vychází z použití jiného objektivu pro pořízení snímků, než na které byl program nekalibrován (Frazer et al., 1997, 1999). V této studii byl použit objektiv SIGMA 4,5 mm f/2,8 EX HSM DC Fisheye circular, ale GLA je kalibrován na objektiv s větší ohniskovou vzdáleností (Nikkor 8 mm f/2,8, fisheye lens, Nikon Inc). Rozdílné objektivy mohou způsobit podhodnocení až o 4,3 %.

Další zdroj možných nepřesností vychází ze samotného způsobu stanovení Treshold hodnoty v prostředí GLA. Walter (2006) uvádí, že stanovení treshold hodnoty manuálně, jako se to provádí v prostředí GLA, může způsobit chyby vypočtených veličin z důvodu subjektivity uživatele a rozdílných vizuálních interpretací v případě zpracovávání většího počtu snímků.

Použitím pouze jednoho hemisférického snímku pro každou měřenou lokalitu mohla vzniknout nepřesnost ve vystižení struktury vegetace na daném stanovišti. Při řešení této diplomové práce byl pořízen pouze jeden snímek pro každou lokalitu z důvodu časové náročnosti daného měření. Umístění měřícího zařízení v rámci lokality však může hrát roli ve změnách vypočtených parametrů. Z tohoto důvodu byly vybrány tři lokality s rozdílným charakterem vegetace, na nichž bylo pořízeno 25 snímků v gridu 25x25 m, s krokem 5 m. Tyto tři lokality byly vybrány v povodí Ptačího potoka na Šumavě v rámci řešení jiné studie (jedná se o les se stejným zastoupením druhů a strukturou). Analýzou 25 snímků pro jednu lokalitu byla stanovena prostorová variabilita parametru LAI pomocí variačního koeficientu C_v , který je znázorněn v Tabulce 10. V Tabulce 10 jsou znázorněny pouze výsledky pro les a mýtina. Třetí lokalita (kůrovcem poničený les) byla vynechána, jelikož je v rámci této práce bezpředmětná.

Tabulka 10: Variační koeficient LAI pro 25 hemisférických snímků v rámci dvou lokalit – lesa a mýtiny (Jeníček et al., 2015, v recenzním řízení, upraveno)

Charakter vegetace	LAI		Variační koeficient C_v
	Minimum	Maximum	
Les	1,94	3,28	0,13
Mýtina	0,15	0,94	0,51

5.6 Nejistoty měřených dat

Zdrojem nejistot může být i způsob zpracování a pořízení vstupních dat. V časových řadách meteorologických dat z Hřebečné se vyskytovaly výpadky v průběhu obou řešených zimních období. Tyto výpadky byly opravovány pomocí dat ze stanic Mrtvý rybník a Fichtelberg, čímž se mohla vyskytnout systematická chyba. V případě nepřímého stanovování albeda docházelo k podsvícení radiačního krytu čidla měřícího odraženou

globální radiaci a hodnoty albeda byly v takových případech upravovány. Zároveň se mohly vyskytnout i chyby a nepřesnosti vycházející z technických specifikací měřících přístrojů, které jsou pro stanici Hřebečná podrobně popsány v Matějka (2013).

Nevýhodou při řešení této práce se ukázal počet terénních měření SWE. V případě zimního období 2011/2012 byla šesti měřeními zachycena akumulární i ablační fáze sněhové pokrývky, což se pro kalibraci modelu ukázalo jako vhodné. Zvýšení počtu a hustoty měření by přispělo k lepším výsledkům kalibrace. V zimním období 2012/2013 ovšem byla provedena pouze 4 měření a u dvou lokalit se z technických důvodů podařilo provést pouze 3 měření. Navíc nebyla vůbec zachycena akumulární fáze. Tato skutečnost způsobila, že simulace modelu pro zimní období 2012/2013 neproběhla s příliš vysokou úspěšností. Významným zdrojem nejistot a chyb může být samotný způsob terénního měření vodní hodnoty sněhu. Při těchto měřeních je vždy snaha o výběr reprezentativního místa pro odběr sněhu v rámci lokality a snaha o jednotnou metodiku odběru. Bohužel však kvůli časovým možnostem jsou měření prováděna různými lidmi a jsou tudíž zatížena subjektivní chybou samotné osoby. Tomuto faktoru lze přisuzovat hodnoty SWE naměřené v maximu akumulární fáze zimního období 2012/2013 u bodů 1010, 1060 – otevřená plocha a 1090. Hodnoty byly očividně zatíženy chybou měření.

6 Závěry

Na základě meteorologických dat ze stanic provozovaných katedrou fyzické geografie a geoeekologie PřF UK v povodí Bystřice byla provedena simulace akumulace a tání sněhové pokrývky pro zimní období 2011/2012 a 2012/2013. Použitý model energetické bilance sněhové pokrývky byl konfrontován s bodovými terénními měřeními SWE provedenými v obou zimních obdobích na daném území. Simulace byla provedena za obě zimní období na celkem 16 lokalitách. Důraz byl kladen především na kvantifikaci vlivu lesní vegetace na jednotlivé složky energetické bilance. Na základě vypočteného modelu byly vyvozeny následující závěry:

- Na lesních lokalitách docházelo vlivem vegetace ke stínění globální radiace na 10 – 34 % měřené hodnoty na stanici Hřebečná - otevřená plocha. Tepelný tok krátkovlnné radiace byl dominantní příčinou úbytku SWE v průběhu tání sněhové pokrývky na otevřených plochách. Stínění lesní vegetací snížilo význam tepla dostupného z krátkovlnné radiace na polovinu.
- Rychlosti větru byly v lesní vegetaci tlumeny na 10 – 30 % hodnot rychlostí větru na otevřených plochách. Turbulentní toky tepla na otevřených lokalitách byly z hlediska významu příčinnosti na úbytku SWE na 2. – 3. místě. V lesní vegetaci se jejich význam snížil o jednu třetinu.
- V závislosti na hustotě lesního porostu je na lesních lokalitách zachycováno korunami stromů 14 – 60 % dopadajících srážek.
- Vodní hodnota sněhu na lesních lokalitách byla o 21,2 % nižší než na otevřených plochách v případě zimního období 2011/2012, o 29,4 % v případě zimního období 2012/2013. Celková zásoba vody ve sněhové pokrývce tedy byla pod lesní vegetací přibližně o 25 % nižší než na otevřených plochách. Rozdíl v akumulaci SWE nebyl prokázán mezi otevřenou plochou a mýtinou
- Maximum SWE na lesních lokalitách bylo v průměru o 12 % nižší než na otevřených plochách a mýtinách v zimním období 2011/2012 (při maximálních modelovaných hodnotách SWE v rozsahu od 142 do 425 v rámci lokalit). Pro zimní období 2012/2013 bylo na lesních lokalitách v průměru o 24 % nižší maximum SWE oproti otevřeným plochám a mýtinám (při maximálních modelovaných hodnotách SWE v rozsahu 64 – 279 mm).
- Klimatologická stanice Hřebečná podhodnocuje úhrny pevných srážek. Pro zimní období 2011/2012 bylo zjištěno, že toto podhodnocení činí 40 %. Pro zimní období 2012/2013 bylo podhodnocení stanoveno na 13 %.
- Rozdíl v rychlosti a míře tání mezi otevřenými plochami/mýtinami a lesními lokalitami nebyl prokázán.

- Lesní vegetace měla v řešeném území prokazatelný přímý vliv na ovlivnění množství zásob vody v podobě sněhu v povodí. Změny krajinného pokryvu jsou tedy způsobem, jak množství sněhem zadržené vody v povodí regulovat.

Byly stanoveny nedostatky a nejistoty použitého modelu. Hlavním nedostatkem je problematické stanovení tepelného toku z podloží v začátku akumulace sněhové pokrývky a zhodnocení vlivu lesní vegetace na tepelný tok dlouhodobného záření. Dalším nedostatkem jsou stanovené hodnoty sněhu intercepovaného vegetací. Díky prostorové variabilitě srážek byly stanoveny korekční koeficienty podhodnocení pevných srážek pro každou lokalitu zvlášť a tyto koeficienty mohou částečně zahrnovat vliv intercepce na lesních lokalitách. Další problematickou částí této práce je věrohodnost terénních měření vodní hodnoty sněhu a odvození hodnot leaf area indexu z bodově pořízených hemisférických snímků.

Budoucím záměrem je rozšíření řešené problematiky o povodí Zlatého potoka v Krušných horách a povodí Ptačího potoka na Šumavě. Dále by bylo vhodné provést terénní měření tepelné vodivosti půdy alespoň pro některé lokality a vyřešit tak problém se stanovením tepelného toku z podloží. Dalším plánovaným postupem je umístění provozuschopné mikro-meteorologické stanice alespoň na jedné lesní lokalitě. Tím by byla umožněna kalibrace modelu pomocí měřených hodnot globální radiace, rychlosti větru a vlhkosti a teploty vzduchu v lese. Zároveň by bylo vhodné mít simultánní měření teploty vzduchu na otevřené ploše/mýtině a v lese na lokalitě, kde bude alespoň částečně zajištěna změna teploty vzduchu pouze vlivem přítomnosti lesní vegetace. V oblasti terénních měření vodní hodnoty sněhu je stále potenciál pro zlepšení kvality i kvantity těchto měření.

Budoucnost kvantifikace zásob vody ve sněhové pokrývce je v metodách dálkového průzkumu Země. Poznání dílčích procesů, které se podílejí na akumulaci a tání sněhové pokrývky v našich experimentálních povodích, je cesta, jak metody DPZ používat. Poté bude možné zkoumat a odhadovat potenciální nebezpečnost vody vázané sněhovou pokrývkou na povodích menšího měřítka.

7 Zdroje použité literatury

ANDREADIS, K. M., STORCK, P., LETTENMAIER, D. P. (2009): Modeling snow accumulation and ablation processes in forested environments, *Water Resources Research*, 45, 1 - 13.

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, 25.

AUBIN, I., et al. (2000): Light extinction coefficients specific to the understory vegetation of the southern boreal forest, Quebec, *Canadian Journal for Forest Research*, 30, 168–177.

BARTELT, P. LEHNING, M. (2002): A physical SNOWPACK model for Avalanche Warning Services. Part I: numerical model, *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 35, 3, 123–145.

BRÉDA, N. J. J. (2003): Ground-based measurements of leaf area index: a review of methods, instruments and current controversies. *Journal of Experimental Botany*, 54 (392): 2403-2417.

CARROLL, T., et al. (2001): NOHRSC operations and the simulation of snow cover properties for the coterminous U.S., In: *Proceedings of the 69th Annual Western Snow Conference*. Sun Valley. ID. 1–10.

CESCATTI, A., MARCOLLA, B. (2004): Drag coefficient and turbulence intensity in conifer canopies. *Agricultural and Forest Meteorology* 121, 197–206.

CHEN, J. M., et al. (1997): Leaf area index of boreal forests: Theory, techniques, and measurements. *Journal of Geophysical Research*, 102, D24, 29 429 – 29 443.

CHERRY, J. E., TREMBLAY, L. B., DÉRY, S. J., STIEGLITZ, M. (2005): Reconstructing solid precipitation from snow depth measurements and a land surface model, *Water Resources Research*, 41, 1 - 47.

DEWALLE, D. R. A RANGO, A. (2008): *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press. Cambridge. 410.

ELLIS, C. R., A POMEROY, J. W. (2007): Estimating sub-canopy shortwave irradiance to melting snow on forested slopes. *Hydrological Processes*, 21, 2581–2593.

ESSERY, R. H. L., et al. (2008): Modelling longwave radiation to snow beneath forest canopies using hemispherical photography or linear regression, *Hydrological Processes*, publikováno online na Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com), 1 – 13.

FERNÁNDEZ, A. (1997): An Energy Balance Model of Seasonal Evolution. *Phys. Chem. Earth*, 23, 5–6, 661–666.

- FLERCHINGER, F. N., SAXTON, K. E., (1989): Simultaneous heat and water model of a freezing snow-residue-soil system I. Theory and Development, Transactions of the ASCE 32, 565 - 571.
- FRAZER, G. W., TROFYMOW, J. A., LERTZMAN, K. P. (1997): A method for estimating canopy openness, effective leaf area index, and photosynthetically active photon flux density using hemispherical photography and computerized image analysis techniques, Canadian Forest Service, Forest Ecosystem Processes Network, Information Report BC-X-373, Pacific Forestry Centre, Victoria, B. C., 81.
- FRAZER, G. W., CANHAM, C. D., LERTZMAN, K. P. (1999): Gap Light Analyzer (GLA), Version 2.0: Imaging Software to Extract Canopy Structure and Gap Light Transmission Indices from True-color Fisheye Photographs, Users Manual and Program Documentation. Copyright 1999: Simon Fraser University/Institute of Ecosystem Studies, Burnaby, BC/ Millbrook/NY. 40.
- FRAZER, G. W., FOURNIER, R. A., TROFYMOW, J. A., HALL, R. J. (2001): A comparison of digital and film fisheye photography for analysis of forest canopy structure and gap light transmission. Agricultural and Forest Meteorology, 109, 249–263.
- GARVELMANN, J., POHL, S. A WEILER, M. (2013): From observation to the quantification of snow processes with a time-lapse camera network. Hydrology and Earth System Sciences, 17 (4), 1415–1429.
- GELFAN, A. N. et al. (2004): Modeling Forest Cover Influences on Snow Accumulation, Sublimation, and Melt, Journal of Hydrometeorology, 5, 785 – 803.
- GOLDING, D. L., SWANSON, R. H. (1986): Snow distribution patterns in clearings and adjacent forest. Water Resource Research, 22, 1931 – 1940.
- HANCOCK, S., BAXTER, R., EVANS, J., HUNTLEY, B. (2013): Evaluating global snow water equivalent products for testing land surface models. Remote Sensing of Environment, 128, 110 – 117.
- HARDY, J. P., DAVIS, R. E., JORDAN, R., LI, X., WOODCOCK, C., NI, W., MCKENZIE, J. C. (1997): Snow ablation modeling at the stand scale in a boreal jack pine forest. Journal of Geophysical Research, 102 (N24), 29397–29406.
- HARDY, J. P., MELLOH R. A., KOENIG, G., MARKS, D., WINSTRAL, A., POMEROY, J. W., LINK, T. (2004): Solar radiation transmission through conifer canopies. Agricultural and Forest Meteorology, 126, 257–270.
- HEDSTROM, N. R., POMEROY, J. W. (1998): Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. Hydrological Processes, 12, 1611–1625.

- HOLKO L., ŠKVARENINA J., KOSTKA Z., FRIČ, M. A STAROŇ, J. (2009): Impact of spruce forest on rainfall interception and seasonal snow cover evolution in the Western Tatra Mountains, Slovakia. *Biologia*, 64, 594-599.
- HRUŠKOVÁ, K. (2006): Modelování odtoku z tajícího sněhu v povodí horního Hronu, PŘF MU, Dizertační práce, Brno, 106.
- ISHII, T., FUKUSHIMA, Y. (1994): Effects of forest coverage on snowmelt runoff, *Snow and Ice Covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems*, 223, 237 – 297.
- IZIOMONA, M. G., et al. (2003): Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 65, 1107– 1116.
- JENÍČEK, M., PEVNÁ, H., MATĚJKA, O. (2015): The effect of forest disturbance and topography on snow accumulation and snowmelt in small mountain catchments, *Hydrology Research* (v rezenzním řízení)
- JENÍČEK, M., TAUFMANNOVÁ, A. (2010): Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu – výběr z výsledků výzkumu Katedry fyzické geografie a geoekologie PŘF UK v letech 2009 a 2010. In: Jiráček et al. (Ed.). *XV. Medzinárodné stretnutie snehárov*. Praha: ČHMÚ.
- JORDAN, R. (1991): A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SN THERM.89, Special Report 91-16, US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory: Hanover, NH: 49.
- 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 (1-2), 101–115.
- KOIVUSALO, H. A KOKKONEN, T. (2002): Snow processes in a forest clearing and in a coniferous forest. *Journal of Hydrology*, 262, 154 – 164.
- KOLÁŘ, J. (1990): Dálkový průzkum Země. 1. vyd. Praha: SNTL - Nakladatelství technické literatury, 1990, 170, ISBN 80-03-00517-5.
- KUČEROVÁ, D., A JENÍČEK, M. (2014): Comparison of selected methods used for the calculation of the snowpack spatial distribution, Bystřice River basin, Czechia. *Geografie*, 119 (3), 199–217.
- KUTLÁKOVÁ, L., JENÍČEK, M. (2012): Modelování akumulace a tání sněhu v povodí Bystřice v Krušných horách. *Geografie*, 117, 1, 110–125.
- LAGERGREN, F., EKLUNDH, L., GRELLER, A., LUNDBLAD, M., MÖLDER, M., LANKREIJER, H. and LINDROTH, A. (2005): Net primary production and light use efficiency in a mixed coniferous forest in Sweden. *Plant, Cell & Environment*, 28: 412–423.

- LI, X., STRAHLER, A., WOODCOCK, C. (1995): A hybrid geometric optical-radiative transfer approach for modelling albedo and directional reflectance of discontinuous canopies. *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 33 (2), 466–480.
- LINK, T., MARKS, D. (1999): Distributed simulation of snowcover mass- and energy-balance in the boreal forest, *Hydrological Processes*, 13, 2439 – 2452.
- LISTON, G. E., ELDER, K. (2006): A Distributed Snow-Evolution Modeling System (SnowModel), *Journal of Hydrometeorology*, 7, 1259 -1276.
- LÓPEZ-MORENO, J. I., & STÄHLI, M. (2008): Statistical analysis of the snow cover Variability in a subalpine watershed: Assessing the role of topography and forest interactions, *Journal of Hydrology*, 348 (3-4), 379–394.
- LUNDBERG, A, NAKAI, Y., THUNEHED, H., HALLDIN, S. (2004): Snow accumulation in forests from ground and remote-sensing data. *Hydrological Processes*, 18, 1941–1955.
- MARCOLLA, B., et al. (2003): Canopy Architecture and Turbulence Structure in a Coniferous Forest, *Boundary-Layer Meteorology*, 108, 39–59.
- MARKS, D., et al. (1999): A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins, *Hydrological Processes*, 13, 1935-1959.
- MATĚJKA, O. (2013): Energetická bilance sněhové pokrývky: Případová studie ostrovské Bystřice, Bakalářská práce, Vedoucí práce: RNDr. Michal Jeníček, PhD, PřF UK, Praha, 60 s.
- MELLOH, R. A., HARDY J. P., BAILEY, R. N., HALL, T. J. (2002): An efficient snow albedo model for the open and sub-canopy. *Hydrological Processes*, 16, 3571–3584.
- MORÉN, A. S., LINDROTH, J. F. E., CIENCIALA, E., MÖLDER, M. (2000): Branch transpiration of pine and spruce scaled to tree and canopy using needle biomass distributions. *Trees* (2000), 14, 384–397.
- NADEZHDINA, N., URBAN, J., ČERMÁK, J., NADEZHDIN, V., KANTOR, P. (2013): Comparative study of long-term water uptake of Norway spruce and Douglas-fir in Moravian upland. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 62, 1-6.
- NASH, J. E., SUTCLIFFE, J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10 (3), 282 – 290.
- NIU, G. Y., YANG, Z. L. (2004): Effects of vegetation canopy processes on snow surface energy and mass balances. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- NORMAN, J. M., JARVIS, P. G. (1974): Photosynthesis in Sitka Spruce (*Picea sitchensis* (Bong.) Carr.). III. Measurements of Canopy Structure and Interception of Radiation. *Journal of Applied Ecology*. 11, 1, 375 – 398.

- POMEROY, J. W. A GRAY, D. M. (1995): Snowcover Accumulation, Relocation and Management, Science Report No. 7. National Hydrology Research Institute, Saskatoon, Environment Canada, 144.
- POMEROY, J. W., HARDING, R. J. (1996): The Energy Balance of the Winter Boreal Landscape, *Journal of Climate*, 9, 2778 – 2787.
- POMEROY, J. W., DION, K. (1996): Winter radiation extinction and reflection in a boreal pine canopy: measurements and modelling. *Hydrological Processes*, 10, 1591–1608.
- POMEROY, J. W., et al. (1998): Coupled modelling of forest snow interception and sublimation, *Hydrological Processes*, 12, 2317 – 2337.
- POMEROY, J. W., GRAY, D. M., SHOOK, K. R., TOTH, B., ESSERY, R. L. H., PIETRONIRO, A., HEDSTROM, N. (1998): An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling. *Hydrological Processes*, 12, 2339–2367.
- POMEROY, J. W., GRAY, D. M., HEDSTROM N. R., JANOWICZ, J. R. (2002): Prediction of seasonal snow accumulation in cold climate forests. *Hydrological Processes*, 16, 3543–3558.
- POMEROY, J. W., MARKS, D., LINK, T., ELLIS, C., HARDY, J., ROWLANDS, A., GRANGER, R. (2009): The impact of coniferous forest temperature on incoming longwave radiation to melting snow. *Hydrological Processes*, 23, 2513–2525.
- PROMIS, A. et al. (2011): Comparison of four different programs for the analysis of hemispherical photographs using parameters of canopy structure and solar radiation transmittance, *Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz*, 11, 19–33.
- PROWSE, T. D., OWENS, I. F. (1982): Energy balance over melting snow, Craigieburn Range, New Zealand. *Journal of Hydrology*. 21, 2, 133-147.
- PUTKONEN, J. (1998): Soil thermal properties and heat transfer processes near Nykesund, northwestern Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*, 17, 2, 165-179.
- RAUNER, J. L. (1976): Chapter 8: deciduous forests. In *Vegetation and the Atmosphere Case Studies*, 2, ed. J. L. Monteith. London: Academic Press, 241–64.
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmannniederschlagsmessers. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 194: 93.
- ROBINSON, E. L., CLARK, D. B. (2014): The impact of uncertainty in precipitation on snow cover in the JULES land surface model. Conference poster. 7th International Scientific Conference on the Global Water and Energy Cycles. URL: http://gewex.org/2014conf/pdfs/Robinson_17-14.pdf
- ROSS, J. (1981): *The Radiation Regime and Architecture of Plant Stands*. The Hague: Dr W. Junk Publishers. 394.

- SCHMIDT, R. A. A GLUNS, D. R. (1991): Snowfall interception on branches of three conifer species, *Canadian Journal of Forest Research*, 21, 1262 – 1269.
- SCHMIDT, R. A. A POMEROY, J. W. (1990): Bending of a conifer branch at subfreezing temperatures: implications for snow interception, *Canadian Journal of Forest Research*, 20, 1250 -1253.
- SICART, J. E., POMEROY, J. W., ESSERY, R. L. H., HARDY, J., LINK, T., MARKS, D. (2004): A sensitivity study of daytime net radiation during snowmelt to forest canopy and atmospheric conditions. *Journal of Hydrometeorology* 5, 774–784.
- SMITH, F. W., SAMPSON, D. A., LONG, J. N. (1991): Comparison of leaf area index estimates from tree allometrics and measured light interception. *Forest Science*, 37, 1682–1688.
- STÄHLI, M. A GUSTAFSSON, D. (2006): Long-term investigations of the snow cover in a subalpine semi-forested catchment. *Hydrological Processes*, 20 (2), 411–428.
- SUZUKI, K. A OHTA, T. (2003): Effect of larch forest density on snow surface energy balance. *Journal of Hydrometeorology*, 4, 1181–93.
- ŠEDIVÁ, K. (2013): Aplikace modelu SRM pro modelování akumulace a tání sněhu v experimentálních povodích Bystřice a Zlatého potoka v Krušných horách. Diplomová práce, Vedoucí práce: RNDr. Michal Jeníček, PhD, PřF UK, Praha, 57.
- ŠÍPEK, V. A TESARŘ, M. (2014): Seasonal snow accumulation in the mid-latitude forested catchment. *Biologia*, 69 (11), 1562–1569.
- TARBOTON, et al. (1994): A Spatially Distributed Energy Balance Snowmelt Model. Utah State University. Utah Water Research Laboratory, Reports, Paper 60.
- TARBOTON, D., LUCE, D. (1996): Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB). Computer model technical description and users guide, Utah State University and USDA Forest Service, 39.
- USACE, (1998): Engineering and design: RUNOFF FROM SNOWMELT. US Army Corps of Engineers Manual č. 1110- 2-1406. Washington. DC. USA. 100.
- VAN MULLEM, J. A., GAREN, D. (2004): Part 630 Hydrology National Engineering Handbook [online]: Chapter 11- Snowmelt, United States Department of Agriculture.
- WAGNER, A. (2009): Literature Study on the Correction of Precipitation Measurements: FutMon C1 – Met - 29 (BY), Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, 32 s.
- WALTER, J. - M. N., TORQUEBIAU, E. F. (2000): The computation of forest leaf area index on slope using fish-eye sensors. *Life Sciences* 323, 801–813.
- WALTER, J. - M. N. (2006): © CIMES. A Package of Programs for the Assessment of CanopyGeometry through Hemispherical Photographs. Manual. Université Louis Pasteur, Strasbourg I. France.

YANG, D., GOODISON, B. E., METCALFE, J. R., GOLUBEV, V. S., BATES, R., PANGBURN, T., HANSON, C. L. (1998): Accuracy of NWS 8-inch standard non-recording precipitation gauge: Results of WMO intercomparison, *J. Atmos. Oceanic Techno.* 15, 54-68.

8 Seznam obrázků, tabulek a grafů

8.1 Seznam obrázků

Obrázek 1: Schematické znázornění energetických toků a jejich interakce v lesním prostředí (upraveno z Andreadis et al., 2009)	6
Obrázek 2: Příklad energetické bilance pro otevřenou plochu a různě hustý jehličnatý les pro dva typy dnů (a, b). Jedná se o příklad z boreálního jehličnatého lesa v Saskatchewanu, v Kanadě. ΔQ značí změnu vnitřní energie sněhové pokrývky, R_n označuje souhrnně radiační toky tepla, H je tok zjevného tepla, L, E označuje tok latentního tepla, G je tepelný tok z podloží (Link a Marks, 1999 - upraveno)	7
Vliv lesní vegetace ve smyslu zachycování pevných srážek	8
Obrázek 3: Příklad intercepovaného sněhu na jehličnatém stromu. Velká akumulace sněhu vytvořená díky spojení jehlic a větvíček pomocí ledových můstků (DeWalle a Rango, 2008)	9
Obrázek 4: Modelová závislost podílu intercepovaných sněhových srážek k úhrnům (efektivity intercepce) sněhových srážek na LAI pro různé teploty vzduchu (Hedstrom a Pomeroy, 1998)	9
Obrázek 5: Vysoká koheze sněhových srážek v kombinaci s vysokými rychlostmi větru vede k všesměrné intercepci sněhu na lesních porostech. (archiv autora)	10
Vliv lesní vegetace na přicházející krátkovlnné záření	11
Obrázek 6: Příklad jehličnatého lesa za jasného dne - přímé sluneční záření je pod lesní vegetací významně stíněno (foto: archiv autora)	12
Obrázek 7: Příklad útlumu krátkovlnného záření v lesní vegetaci. Vlevo je znázorněná měřená hodnota rozptýleného a přímého slunečního záření nad vegetací (plná linie) a pod vegetací (čárkovaná linie). Vpravo je znázornění struktury vegetace pomocí hemisférické fotografie nad měřeným bodem (Essery et al., 2008)	13
Vliv lesní vegetace na dlouhovlnné záření	14
Obrázek 8: Průměrné hodnoty emise dlouhovlnného záření pro různé elementy zimního lesního prostředí v průběhu dne. (Pomeroy et al., 2009).....	16
Obrázek 9: Termo snímky lesního prostředí se sněhovou pokrývkou znázorňující rozdílný ohřev elementů lesa v průběhu jasného slunečního dne (Pomeroy et al., 2009)	17
Vliv lesní vegetace na turbulentní toky tepla	18
Obrázek 10: Profil rychlosti větru v jehličnatém lese (Koivusalo a Kokkonen, 2002 - upraveno).....	19
Obrázek 11: Schematická mapa povodí s vyznačenými měřicími stanicemi a s polohou systematicky měřených bodů	21
Obrázek 12: Krajinný pokryv v pramenné oblasti povodí Bystřice v roce 2012. Zdroj dat: http://geoportál.cuzk.cz/WMS_ORTOFOTO_PUB/WMSservice.aspx , ZABAGED®, VGHMÚL. Autorka klasifikace: Barbora Hájková (upraveno z Šedivá, 2013).....	22
Obrázek 13: Fotografie vybraných lokalit: a) klimatologická stanice Hřebečná, na louce v pravé horní části fotografie se nachází měřící bod 1010 - otevřená plocha b) bod 1030 - les, část lokality kolem bodu se nachází ve vzrostlém, hustě zapaženém	

lese, část v takto nízkém lese s řidším zápojem c) bod 1030 – mýtina, část lokality se chová jako otevřená plocha, ovšem významná část je ovlivněna stíněním okolní vegetací, především v ranních a pozdně odpoledních hodinách d) bod 1060 – otevřená plocha, lokalita je lesní vegetací ovlivňována minimálně e) bod 1060 – les, hustě zapojený vzrostlý les, na obrázku lze vidět, že i v jasném dni při přímém slunečním záření je sněhová pokrývka pod korunami stromů významně stíněna (foto: archiv autora).....	23
Obrázek 14: Ilustrace sestavení zařízení při pořizování hemi-sférických snímků. (Hardy et al., 2004)	25
Obrázek 15: Ukázka hemisférických snímků a) lokalita 1030 - mýtina b) 1030 - les c) 1060 - otevřená plocha d) 1060 - les e) analýza v prostředí GLA - modrý okraj v levé části je topografická maska, v pravé části černě zobrazené ty pixely, které byly po aplikaci threshold parametru vyhodnoceny jako překážka	27
Hodnocení modelu	36
Výsledky simulace vodní hodnoty sněhu	38
Obrázek 16: Podíly dílčích tepelných toků na celkovém úbytku vodní hodnoty ve sněhu za zimní období 2011 – 2012	45
Výsledky simulace vodní hodnoty sněhu	48
Obrázek 17: Podíly dílčích tepelných toků na celkovém úbytku vodní hodnoty sněhu za zimní období 2012 – 2013	54
Útlum globální radiace	57
Útlum rychlosti větru.....	57
Útlum srážkových úhrnů – zachycení srážek na lesních porostech	58

8.2 Seznam tabulek

Tabulka 1: Vybrané charakteristiky experimentálního povodí Bystřice. Klimatické údaje byly vypočteny z dat klimatologické stanice Hřebečná.	21
Tabulka 2: Měřené lokality spolu s jejich vybranými charakteristikami a slovním popisem	23
Tabulka 3: Data terénních výjezdů do experimentálního povodí horní Bystřice v zimních obdobích 2011/2012 a 2012/2013 (upraveno z Jeníček et al., 2015, v recenzním řízení).....	25
Tabulka 4: Vstupní parametry výpočtu GLA a jejich hodnoty nastavené globálně pro všechny analyzované snímky	26
Tabulka 5: Hodnoty Leaf Area Indexu pro jednotlivé lokality vypočtené pomocí Gap Light Analyzeru	32
Tabulka 6: Stanovené korekční koeficienty srážkových úhrnů a procentuální vyjádření podhodnocení srážkových úhrnů pro zimní období 2011/2012 a 2012/2013	34
Tabulka 7: Stanovené útlumové koeficienty a procentuální útlum vegetací pro globální radiaci, rychlost větru a dopadající srážky za jednotlivé měřené body.....	35
Tabulka 8: Kritéria hodnocení úspěšnosti výpočtu modelu pro všechny měřené lokality.....	36
Tabulka 9: Kritéria hodnocení úspěšnosti výpočtu modelu pro všechny měřené lokality.....	47
Tabulka 10: Variační koeficient LAI pro 25 hemisférických snímků v rámci dvou lokalit – lesa a mýtiny (Jeníček et al., 2015, v recenzním řízení, upraveno).....	61

8.3 Seznam grafů

Graf 1: Vypočtené hodnoty LAI (světle šedá výplň) a Total transmitted radiation (tmavě šedá výplň) pro jednotlivé skupiny lokalit. Pozn.: Total transmitted radiation vyjadřuje podíl přímého i rozptýleného krátkovlnného záření, které projde skrze vegetaci.....	33
Graf 2: Hodnota SWE měřená pomocí tenzometrických vah na klimatologické stanici Hřebečná pro zimní období 2011/2012. V grafu jsou vyneseny i měřené bodové hodnoty SWE pro bod 1010.	36
Graf 3: Modelované a měřené hodnoty SWE s vypočtenými koeficienty determinace. Pozn.: Barevnost spojnic trendu odpovídá barevnosti bodových řad	38
Graf 4: Výsledky simulace SWE pro jednotlivé body (a – j). Černými trojúhelníky jsou znázorněna bodová měření SWE na otevřených plochách, černé čtverce označují bodová měření SWE na mýtinách a černé kosočtverce reprezentují bodová měření SWE v lese. Plná černá linie označuje výsledek simulace průběhu SWE na otevřených plochách, resp. mýtinách, černá tečkovaná linie označuje výsledek simulace v lese. Pozn.: svislá osa nemá stejné měřítko na všech grafech.	39
Graf 5: Měřené meteorologické veličiny na stanici Hřebečná v období 2. 12. 2011 – 31. 3. 2012 (a – globální radiace a vypočtené albedo; b – teplota vzduchu (2 m); c – teplota vzduchu a rychlost větru; d – vypočtená teplota rosného bodu a rychlost větru; e – původní měřený úhrn srážek a stanovená teplota srážek)	41
Graf 6: Srovnání simulovaných a měřených hodnot maxima SWE pro jednotlivé lokality v zimním období 2011/2012.....	42
Graf 7: Závislost maximální modelované hodnoty SWE na LAI v zimním období 2011/2012	43
Graf 8: Hodnota SWE modelovaná na bodu 1010 pro zimní období 2012/2013. V grafu jsou vyneseny i měřené bodové hodnoty SWE pro bod 1010.	46
Graf 9: Modelované a měřené hodnoty SWE s vypočtenými koeficienty determinace. Pozn.: Barevnost spojnic trendu odpovídá barevnosti bodových řad.	48
Graf 10: Výsledky simulace SWE pro jednotlivé body (a – j). Černými trojúhelníky jsou znázorněny bodová měření SWE na otevřených plochách, černé čtverce označují bodová měření SWE na mýtinách a černé kosočtverce reprezentují bodová měření SWE v lese. Plná černá linie označuje výsledek simulace průběhu SWE na otevřených plochách, resp. mýtinách, černá tečkovaná linie označuje výsledek simulace v lese. Pozn.: svislá osa nemá stejné měřítko na všech grafech.	49
Graf 11: Měřené meteorologické veličiny na stanici Hřebečná v období 20. 11. 2012 – 20. 4. 2013	51
Graf 12: Srovnání simulovaných a měřených hodnot maxima SWE pro jednotlivé lokality v zimním období 2012/2013.....	52
Graf 13: Závislost maximální modelované hodnoty SWE na LAI v zimním období 2012/2013	53