

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. et Bc. Ondřej Hotový

**Energetická bilance sněhu v lesním prostředí: časová a prostorová
variabilita krátkovlnné a dlouhovlnné radiace**

Snowpack energy balance in forest environment: spatial and temporal variability
of shortwave and longwave radiation

Diplomová práce

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

Praha 2018

Zadání diplomové práce

Téma práce

Energetická bilance sněhu v lesním prostředí: časová a prostorová variabilita krátkovlnné a dlouhovlnné radiace

Cíle práce

Diplomová práce si stanovuje následující cíle:

1. Zhodnocení současného stavu výzkumu (formou rešerše literatury) na téma energetické bilance sněhu se zaměřením na krátkovlnnou a dlouhovlnnou radiaci (fyzikální princip, měření a modelování)
2. Opakované měření výšky sněhu a SWE na lokalitách Ptačí potok, analýza provedených hemisférických snímků vegetace, zhodnocení dat z radiometrů umístěných na měřených lokalitách
3. Výpočet tepla dostupného pro tání sněhu ze zdrojů krátkovlnné a dlouhovlnné radiace na lokalitách a analýza její časové a prostorové variability

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Stanovení vlivu lesa na tání sněhu přispívá k přesnosti předpovědí jarních povodní, jelikož většina horských a podhorských povodí na našem území je úplně nebo částečně zalesněna. Význam jehličnatého lesa pro tání sněhu je značný, jelikož les snižuje celkový úhrn sluneční radiace a má tedy vliv na snížení rychlosti tání. Naopak stromy působí jako emitör dlouhovlnného (termálního) záření a tím ovlivňují rychlost tání v lese.

V rámci práce bude provedena rešerše české i zahraniční literatury na téma energetické bilance sněhu se zaměřením na krátkovlnnou a dlouhovlnnou radiaci (fyzikální princip, měření a modelování).

Dále bude na vybraných lokalitách v rámci experimentálního povodí Ptačí potok na Šumavě provedeno měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu (SWE) vždy na otevřené ploše a v blízkém lesním porostu (včetně lesa poškozeného kůrovcem). Měření proběhne opakovaně především během tání sněhu.

Změřená data budou následně zpracována a analyzována pomocí základních statistických a geoinformačních metod. K interpretaci dat budou také použita data z automatické měřicí sítě, především pak data krátkovlnné a dlouhovlnné radiace měřené v různých porostech. Proběhne

také analýza hemisférických snímků měřených bodů, z nichž je možné vypočítat některé parametry struktury vegetace, např. Leaf Area Index (LAI). Následně proběhne výpočet tepla z krátkovlnné a dlouhovlnné radiace dostupného pro tání sněhu a bude analyzována jeho časová a prostorová variabilita.

Datum zadání: 21. 11. 2016

Jméno studenta: Bc. et Bc. Ondřej Hotový

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

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.

V Praze dne 13. dubna 2018

.....

Bc. et Bc. Ondřej Hotový

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval především RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph.D. za profesionální vedení práce, odborné rady, cenné připomínky a věnovaný čas, dále Mgr. Ondřeji Matějkovi za zasvěcení do problematiky zpracování hemisférických snímků a RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za zapůjčení termokamery a zpracování dat z ní. V neposlední řadě tímto děkuji všem, kteří mě podporují v tom, co dělám, a díky nimž mohlo období studia i vše kolem něj proběhnout v zásadě dle mých představ.

Abstrakt

Energetická bilance sněhu v lesním prostředí: časová a prostorová variabilita krátkovlnné a dlouhovlnné radiace

Stanovení vlivu lesa na tání a charakter sněhové pokrývky přispívá k přesnosti předpovědi jarních povodní. Význam jehličnatého lesa spočívá v přeměně toků energetické bilance sněhu. Les snižuje celkový úhrn slunečního záření, avšak zároveň stromy působí jako emitör dlouhovlnné radiace, oba zmíněné faktory se zásadně projevují na rychlosti tání sněhu v lesním prostředí. Diplomová práce se věnuje analýze časové a prostorové variability krátkovlnné a dlouhovlnné radiace v závislosti na typu vegetačního pokryvu. Na základě pořízených hemisférických snímků vegetace byly stanovením indexů listové plochy (LAI) definovány jednotlivé typy lokalit jako otevřená plocha, kůrovcem poškozený jehličnatý les a zdravý jehličnatý les. Zároveň během zimy 2016/2017 proběhlo opakované manuální měření výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu (SWE) v experimentálním povodí Ptačího potoka na Šumavě a byla provedena analýza dat o krátkovlnném a dlouhovlnném záření z radiometrů umístěných na měřených lokalitách. Byl popsán denní i sezónní chod radiačních toků v různých porostech, včetně výpočtu celkového tepla ze zdrojů krátkovlnné a dlouhovlnné radiace dostupného pro tání sněhu. Na otevřené ploše je krátkovlnná radiace ze slunečního záření hlavním zdrojem energie, zatímco dlouhovlnná radiace je zde často zápornou složkou energetické bilance, zvláště za radiačních podmínek počasí dochází k významné energetické spotřebě. Naopak v lesním prostředí je dlouhovlnné záření primárním zdrojem energie pro tání sněhové pokrývky a na jeho charakteru se kromě struktury vegetace významně podílí i meteorologické podmínky. Úhrn globální krátkovlnné radiace tvoří v lese vlivem stínění stromů pouze 6 % toho, co je pozorováno na otevřené ploše, v poškozeném lese je tato redukce 30,5 % oproti úhrnům na otevřené ploše.

Klíčová slova:

Energetická bilance sněhu, les, krátkovlnná radiace, dlouhovlnná radiace

Abstract

Snowpack energy balance in forest environment: spatial and temporal variability of shortwave and longwave radiation

Assessment of the role of forest on snowmelt processes and snowpack attributes contributes to the accuracy of spring floods forecasting. An importance of the coniferous forest consists in change of the snowpack energy balance. Forest reduces the total amount of solar radiation, however trees cause emitting of longwave radiation, both factors are fundamentally reflected in time of snowmelt in forest environment. Master thesis focuses on temporal and spatial variability of shortwave and longwave radiation depending on the structures of vegetation cover. Individual site types were defined as an open area, a forest affected by the bark beetle (*Ips typographus*) and a healthy coniferous forest, based on the hemispheric images of vegetation and its Leaf Area Index (LAI). Moreover, repeated manual measurements of the snow depth and snow water equivalent (SWE) were done in plots during winter period 2016/2017 in the Ptačí Brook catchment in the Šumava Mountains, and an analysis of shortwave and longwave radiation data the radiometers in plots was performed. Radiation fluxes in different plots were described in daily and seasonal scale, including the calculation of total heat from shortwave and longwave radiation sources, which participate in snowmelt process. Shortwave solar radiation is a major source of the energy, while longwave radiation often constitutes a negative component of the snowpack energy balance in a open area, especially during radiation weather conditions, there is a significant energy consumption. On the contrary, longwave radiation is the primary source of energy in forest during snowmelt, besides the vegetation structure, meteorological conditions play an important role as well. A total of shortwave radiation in forest environment is only 6 % of the amount observed in a open area due to shading effect of the trees, in a affected forest it is reduced to 30.5 % compared to an open area.

Key words:

Snowpack energy balance, forest, shortwave radiation, longwave radiation

Obsah

1	Úvod.....	10
1.1	Struktura práce.....	11
1.2	Cíle práce.....	11
1.3	Výzkumné otázky a hypotézy.....	12
2	Shrnutí poznatků	13
2.1	Energetická bilance sněhu	13
2.2	Složky energetické bilance	16
2.2.1	Krátkovlnná radiace Q_{sn}	16
2.2.1.1	Albedo.....	17
2.2.2	Dlouhovlnná radiace Q_{ln}	19
2.2.3	Zjevné teplo Q_h	22
2.2.4	Latentní teplo Q_e	22
2.2.5	Teplo dodané srážkami Q_p	23
2.2.6	Tepelný tok z/do podloží Q_g	24
2.2.7	Změna vnitřní energie sněhové pokrývky Q_q	25
2.3	Aplikace metody energetické bilance	25
2.4	Variabilita celkové energetické bilance.....	29
2.4.1	Vliv lesní vegetace	31
2.4.1.1	Vliv lesa na krátkovlnnou radiaci.....	36
2.4.1.2	Vliv lesa na dlouhovlnnou radiaci.....	39
2.4.1.3	Vliv lesa na turbulentní přenosy tepla.....	42
2.4.1.4	Hemisférické snímkování a LAI.....	43
2.4.2	Působení ostatních fyzicko-geografických faktorů	45
3	Materiál a metody.....	48
3.1	Vymezení zájmové lokality	48
3.2	Měření dat.....	51
3.2.1	Parametry a struktura vegetace.....	52
3.2.2	Parametry sněhové pokrývky	53

3.2.3	Parametry krátkovlnné a dlouhovlnné radiace	54
3.2.3.1	Výpočet tepla dostupného pro tání.....	55
3.2.3.2	Termální snímky.....	55
4	Výsledky.....	58
4.1	Analýza struktury vegetace	58
4.2	Analýza sněhové pokrývky	60
4.3	Analýza radiace	62
4.3.1	Krátkovlnná radiace	62
4.3.1.1	Hodnocení časové a prostorové variability.....	62
4.3.2	Dlouhovlnná radiace	67
4.3.2.1	Hodnocení časové a prostorové variability.....	67
4.3.2.2	Vliv počasí na charakter dlouhovlnné radiace.....	70
4.3.3	Teplo dostupné pro tání.....	74
4.3.4	Analýza termálních snímků.....	77
5	Diskuze.....	83
5.1	Hodnocení výsledků v kontextu jiných studií	83
5.1.1	Radiační charakteristiky	83
5.1.2	LAI a tání sněhu	86
5.2	Nejistoty měřených dat.....	87
6	Závěr.....	90
7	Zdroje	92
7.1	Seznam použité literatury	92
7.2	Datové zdroje.....	98
8	Seznamy příloh.....	99
8.1	Seznam obrázků.....	99
8.2	Seznam tabulek.....	102

1 Úvod

Sněhová pokrývka je významnou složkou hydrologického cyklu, neboť je v ní v průběhu zimních měsíců kumulováno podstatné množství dopadajících srážek, tedy vody v různém skupenství, která se účastní celkového odtoku z povodí. V zalesněných horských povodích má formování sněhové pokrývky, její variabilita, načasování fáze akumulace a tání i další procesy v ní, speciální význam, protože sníh zde většinou pokrývá zemský povrch i po dobu několika měsíců, přičemž akumulovaná voda ve sněhové pokrývce tvoří i více než třetinu z celkových zásob vody, která je pro tento biom dostupná (Davis et al., 1997). V horských oblastech je tání sněhu jedním z nejdůležitějších hydrologických procesů, který mimo jiné řídí celkovou produktivitu ekosystému, růst vegetace a obnovu půdní vlhkosti (Ellis et al., 2011).

S příchodem rostoucích teplot v průběhu jarního i letního období dochází k postupnému uvolňování obsahu vody po dobu několika dnů až měsíců v závislosti na výšce sněhové pokrývky, na převládajících meteorologických a topografických podmínkách a dalších faktorech daného prostředí (Assaf, 2007). Situace, kdy je takto zadržaná voda uvolněna příliš rychle, může vést k náhlému zvýšení hladin toků, potažmo k potenciálnímu ohrožení obyvatel či narušení přírodního prostředí. I proto je zapotřebí detailně sledovat veškeré související podmínky a procesy, které mohou k těmto okolnostem vést. Taková analýza může probíhat formou hledání interakcí mezi jednotlivými proměnnými, sestavováním modelů na základě zjištěných vztahů.

Pokud má být predikce načasování a výšky odtoku ze sněhu v povodích efektivní, například pro účely krajinného plánování, povodňové předpovědi či provozu vodních nádrží, je kromě jiného vyžadován přesný odhad přenosu krátkovlnné radiace (Ellis et Pomeroy, 2007). V tomto ohledu jsou neméně významné parametry přenosu radiace dlouhovlnné, dále turbulentního tepla a dalších komponent energetické bilance sněhové pokrývky, z nichž lze odvozovat celkové množství tepla dostupného pro tání sněhu. V lesním prostředí je období a intenzita jarního povrchového odtoku řízena místními radiačními povrchovými přenosy, které mohou tvořit až 80 % z celkové energie dostupné pro tání (Link et Marks, 1999; Marks et Dozier, 1992).

Se změnami energetické bilance se velmi podstatně pojí stav a struktura vegetace. Je proto žádoucí snažit se pochopit a popsat tuto závislost tak, abychom byli schopni předem určit, jak se konkrétní změna krajinného pokryvu nad sněhovou pokrývkou projeví v zásobách vody ve sněhu, na stavu podzemních vod, potažmo na celkovém odtoku z daného povodí.

V současnosti se setkáváme s poměrně náhlými změnami ve struktuře lesních porostů v různých formách, ať už se jedná o disturbance přirozené (polomy, požáry, kůrovcové kalamity) či odlesnění antropogenní (kácení, mýcení apod.). S těmito procesy je spojena proměna řady faktorů, které ovlivňují charakter tání, včetně změn v energetických tocích (Pomeroy et al., 2012).

Ačkoli nejen v České republice patří měření radiačních toků všeobecně k nejkratším (Vaníček et al, 2015), s postupem času je patrný vzrůstající zájem o zmíněnou problematiku, čemuž přispívá jak rozvoj techniky, tak i postupný nárůst v dostupnosti stále se prodlužujících datových řad. Tato skutečnost se odráží v naší schopnosti hlubší analýzy souvisejících proměnných, a tím ve spolehlivějších, přesnějších a sofistikovanějších způsobech a metodice modelování procesů spojených s energetickou bilancí sněhové pokrývky, respektive charakteru jejího tání.

1.1 Struktura práce

První část diplomové práce má charakter rešerše odborné zahraniční i české literatury a je koncipována jako přehled a shrnutí současných poznatků na téma energetická bilance sněhové pokrývky, se zaměřením na výzkumy, věnující se krátkovlnné a dlouhovlnné radiaci v lesním prostředí.

Druhá část práce je zaměřena na popis výzkumu prováděného ve vybraných lokalitách v experimentálním povodí Ptačího potoka na Šumavě se zaměřením na tání sněhu v různých typech vegetačního pokryvu. Je zde popsána zájmová lokalita i metodika sběru a zpracování potřebných dat, včetně analýzy charakteru vegetace pomocí hemisférického snímkování a způsobu výpočtu dostupného tepla z krátkovlnné a dlouhovlnné radiace pro tání na základě dat z radiometrů.

Získané výsledky jsou vyhodnoceny a v závěrečných kapitolách práce dále konfrontovány s poznatky uvedenými v odborných publikacích zmiňovaných v první části práce.

1.2 Cíle práce

Práce se věnuje metodě energetické bilance a poukazuje na to, že v rámci tohoto přístupu ke komplexnímu hodnocení procesů ve sněhové pokrývce je zapotřebí důkladný rozbor nashromážděných dat o daném prostředí. Ne vždy jsou však přesná a použitelná data k dispozici, zvláště pokud se jedná o proměnné, jakými jsou radiační toky, rychlost větru,

teplota vzduchu, relativní vlhkost vzduchu, navíc v souvislosti s jejich vlivem na sněh v lesním prostředí (DeWalle et Rango, 2008).

Pro účely tohoto výzkumu jsou potřebná data dostupná, tudíž lze provést jejich důkladnou analýzu. Výsledkem práce je získání nových, či posouzení platnosti stávajících, poznatků o fyzicko-geografických procesech ve specifickém přírodním prostředí. Tato diplomová práce si tak klade následující cíle:

- 1) Zhodnocení současného stavu výzkumu na téma energetické bilance sněhu se zaměřením na krátkovlnnou a dlouhovlnnou radiaci (fyzikální princip, měření a modelování) formou rešerše odborné zahraniční i české literatury.
- 2) Aplikace poznatků při terénních měřeních výšky a vodní hodnoty sněhu na zvolených lokalitách v povodí Ptačího potoka na Šumavě, včetně analýzy provedených hemisférických snímků vegetace a zhodnocení dat z radiometrů umístěných na měřených lokalitách.
- 3) Výpočet tepla dostupného pro tání sněhu ze zdrojů krátkovlnné a dlouhovlnné radiace na lokalitách a analýza její časové a prostorové variability.

1.3 Výzkumné otázky a hypotézy

Diplomová práce si pokládá následující výzkumné otázky:

- 1) Jak působí lesní prostředí na charakter krátkovlnné a dlouhovlnné radiace?
- 2) Jak se liší celková energetická bilance sněhu v závislosti na struktuře vegetace?
- 3) Jak je intenzita radiačních toků rozložena v průběhu dne i během celého zimního období?

a stanovuje následující výzkumné hypotézy:

- 1) Lesní porost dodává prostředí velké množství tepla vyzařováním, dlouhovlnná radiace je zde hlavním zdrojem energie pro tání, intenzita krátkovlnné radiace je utlumena.
- 2) Celková energetická bilance sněhu se na otevřené ploše a v lese zásadně neliší, rozdíl spočívá v tom, jakým tokem je primárně určována.
- 3) Distribuce intenzity radiačních toků je v denním i sezónním chodu řízena primárně meteorologickými podmínkami.

2 Shrnutí poznatků

2.1 Energetická bilance sněhu

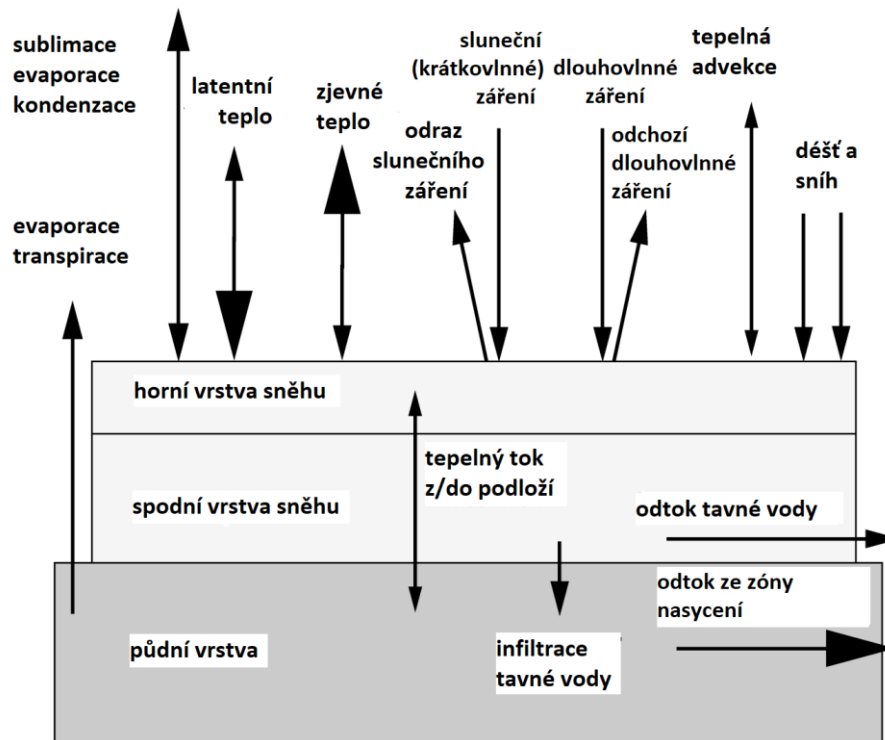
Energetická bilance sněhu se odvíjí od globální sluneční radiace. Globální sluneční záření je hlavní složkou radiační bilance aktivního zemského povrchu a velmi významně ovlivňuje fyzikální, chemické a biologické procesy jak v přízemní vrstvě atmosféry, hydrosféře a kryosféře, tak ve svrchních vrstvách půdy. Radiační bilance je dána celkovým množstvím energie dopadající ve formě elektromagnetického záření na jednotku plochy aktivního povrchu, které je touto plochou pohlcené a transformované na energii tepelnou, nebo jinak ovlivňující biotické a abiotické faktory prostředí. Charakter jednotlivých radiačních toků lze mimo jiné vyjádřit intenzitou toku energie, přičemž ze spektrálního hlediska se vymezují dvě základní složky celkové radiační bilance, a to krátkovlnná bilance v oblasti vlnových délek 0,3-3 μm a bilance dlouhovlnná v pásmu 3-100 μm (Vaníček et al., 2015).

Radiační, respektive energetickou bilancí je přímo řízen charakter akumulace a tání sněhové pokrývky. Na základě údajů o existujících energetických tocích jsme schopni analyzovat, případně modelovat srážko-odtokový režim na daném území. Takový popis procesů je významným nástrojem hydrologů a vodohospodářů, díky němuž lze generovat různě účelově zaměřené operativní hydrologické předpovědi. Je však třeba si uvědomit, že se jedná pouze o zlomek dat k úplnému pochopení probíhajících dějů. Dle Hock (2003) je tato snaha porozumět procesům tání sněhové pokrývky stěžejním prvkem při jakémkoli pokusu předpovídat odtokové charakteristiky ze sněhem pokrytých či zaledněných oblastí, jakožto i při posuzování změn v kryosféře spojených se změnou klimatu.

Existují různé metody, jak energii a teplo dostupné pro tání kvantifikovat, a pomocí těchto znalostí predikovat odtokové charakteristiky z tajícího sněhu. Přestože jsou jednotlivé přístupy a modely pro svůj konkrétní účel a podobu různě kategorizovány, existují v zásadě dva hlavní užívané postupy.

Jedním z nich je metoda teplotního indexu (tzv. *degree-day approach*). Ta je považována za nejjednodušší způsob, jak přiblížit množství energie dostupné pro tání na základě dat o úhrnu srážek a teplotě vzduchu (Koivusalo et Kokkonen, 2002), tedy s využitím elementárních, většinou dobře dostupných dat. Podrobněji se jí mimo jiných studií věnuje předcházející bakalářská práce (Hotový, 2016).

Druhou možností je přístup založený na výpočtu energetické bilance sněhové pokrývky, kterému je v rámci diplomové práce věnována primární pozornost. Tato metoda zahrnuje kvantifikaci jednotlivých energetických toků uvnitř sněhové pokrývky a na rozhraních atmosféra-sněh-půda, jak je znázorněno na Obrázku 1. Uvedené toky, respektive výměna energie mezi sněhovou pokrývkou a jejím okolím v konečném důsledku určuje rychlost ztráty vody ze sněhové pokrývky, potažmo rychlost jejího tání a odpařování.



Obrázek 1: Schematické znázornění toků uvnitř sněhové pokrývky a na rozhraních atmosféra-sněh-půda (Marks et Winstral, 2001, upraveno).

Metoda energetické bilance je oproti jiným přístupům náročnější na získávání vstupních dat nezbytných pro provedení parametrizace, kalibrace a validace modelu (Ohmura, 2001; Jeníček et al., 2012). Nicméně například na rozdíl od metody teplotního indexu, je fyzikálně přesnějším nástrojem, který lze zároveň vhodně aplikovat v různých klimatických podmínkách pro precizní popsání fyzikální podstaty akumulace, transformace a tání sněhové pokrývky. Dle Bengtsson (1976) je metoda energetické bilance jediným přesným způsobem pro výpočet roztátého sněhu.

Energetická bilance sněhové pokrývky, případně výsledné teplo dostupné pro tání sněhu je určováno na základě několika hlavních komponent. Jedná se o krátkovlnné a dlouhovlnné

záření, dále zjevné a latentní teplo, energii dodanou srážkami, tepelné toky z/do podloží a zároveň vnitřní energii sněhové pokrývky (Singh et Singh, 2001).

Vzájemný vztah jednotlivých komponent je vyjádřen Rovnicí 1 energetické rovnováhy dle Singh et Singh (2001), která udává výslednou hodnotu dostupného tepla, od které se přímo odráží intenzita tání sněhové pokrývky.

$$Q_m = Q_{nr} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_q \quad (1)$$

kde Q_m je saldo energie dostupné pro tání sněhu, přičemž při kladných hodnotách je teplo přijímáno a dochází k tání sněhové pokrývky, při záporných hodnotách je teplo pokrývkou vydáváno (Hock, 2005). Q_{nr} je radiační tok energie a zahrnuje přenos krátkovlnné radiace (Q_{sn}) a přenos dlouhovlnné radiace (Q_{ln}), Q_h označuje přenos zjevného tepla, Q_e je přenos latentního tepla, Q_p je teplo dodané dopadem dešťových srážek na sněhovou pokrývku, Q_g popisuje tepelný tok z/do podloží a Q_q je změna vnitřní energie sněhové pokrývky.

Všechny uvedené složky jsou v jednotkách $W \cdot m^{-2}$ a podílejí se na výsledné hodnotě Q_m , která nabývá buď hodnot záporných, při nichž dochází k promrzání sněhové pokrývky, nebo hodnot kladných, při kterých sněhová pokrývka odtává, a stává se tak součástí povrchového či podpovrchového odtoku. Podrobnější charakteristika jednotlivých komponent je součástí Kapitoly 2.2. S ohledem na zadání diplomové práce je největší pozornost věnována krátkovlnné a dlouhovlnné radiaci. Přestože v mnoha případech sehrávají dominantní roli právě tyto dvě složky, relativní význam má každý zmíněný mechanismus tepelné výměny, který se může značně lišit v závislosti na sledované oblasti a být zároveň velmi variabilní v průběhu dne či roku (Assaf, 2007). Jednotlivé komponenty jsou uvažovány ve formě energetických toků, které jsou definovány jako množství energie přijaté horizontálním povrchem sněhu o dané ploše a za danou dobu (Singh et Singh, 2001).

Singh et Singh (2001) udávají vztah energie dostupné pro tání sněhu (Q_m) a množství tavné vody ze sněhu (M) v milimetrech za den dle Rovnice 2. Při známé hustotě vody ($\rho_w = 1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), latentním teple tání ($L = 333,5 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$) a termální kvalitě sněhu β (dle obsahu vody ve sněhu udáváno 0,97) je vztah veličin popsán dle Rovnice 3:

$$M = Q_m / \rho_w L \beta \quad (2)$$

$$M = 0,0031 Q_m \quad (3)$$

2.2 Složky energetické bilance

2.2.1 Krátkovlnná radiace Q_{sn}

Radiační tok krátkovlnného záření je obecně považován za jeden z hlavních zdrojů energie dostupné pro tání sněhové pokrývky a odvíjí se především od množství a intenzity slunečního záření, neboť Slunce je jeho hlavním původcem (DeWalle et Rango, 2008). V závislosti na slunečním svitu nabývá tato veličina kladných či nulových hodnot. Výsledná krátkovlnná bilance je dána množstvím globálního (dopadajícího) a odraženého (odchozího) radiačního záření dle základní Rovnice 4:

$$Q_{sn} = K \downarrow - K \uparrow \quad (4)$$

kde K je krátkovlnná radiace o vlnových délkách $\lambda = 0,4-2 \mu\text{m}$, $K \downarrow$ je globální krátkovlnná radiace a $K \uparrow$ je odražená krátkovlnná radiace, kterou lze kvantifikovat dle Rovnice 5:

$$K \uparrow = \alpha K \downarrow \quad (5)$$

kde α je albedo popisující míru odrazivosti povrchu, na něž záření dopadá (Kapitola 2.2.1.1).

Krátkovlnné záření přicházející se slunečními paprsky je částicemi v atmosféře propouštěno, pohlceno, odraženo a lomeno. Při kvantifikaci je tedy třeba brát v potaz jak přímé, tak rozptýlené sluneční záření. Tok přicházejícího slunečního záření na horizontální zemský povrch je popsán Rovnicí 6 jako:

$$K \downarrow = D + I_b \cos Z \quad (6)$$

kde D je rozptýlená krátkovlnná radiace, I_b je paprsek krátkovlnné radiace prošlý atmosférou a měřený za normálních podmínek a Z značí zenitový úhel. Zenitový úhel se mění v průběhu dne a roku v závislosti na postavení Slunce na obloze. Množství oblačnosti ovlivňuje společně s ním průchod slunečních paprsků skrz atmosféru, o kterou se světlo láme v různé míře. Například za jasných dnů, kdy je Slunce vysoko nad obzorem, tvoří přímá sluneční radiace (tj. součin $I_b \cos Z$) až 80 % přicházejícího záření a pouze asi 20 % připadá na záření rozptýlené (D). Zatímco při zvýšeném množství oblačnosti, navíc během ranních či večerních hodin, kdy sluneční paprsky musí skrz atmosféru urazit delší dráhu, a v důsledku toho dochází častějšímu rozptylu světla, připadne až 80 % právě na rozptýlené záření (DeWalle et Rango, 2008).

Krátkovlnná radiace, která projde v různých proměnách atmosférou a není zachycena vegetačním krytem, dopadá na sněhovou pokrývku, kde je buď odražena zpět do atmosféry (albedo sněhu), nebo je sněhem absorbována a dále přenášena směrem k podloží. Množství

krátkovlnné radiace absorbované sněhem je závislé především na zeměpisné šířce, úhlu dopadajících slunečních paprsků (mění se během dne a v průběhu roku), dále na difuzi, sklonu a povrchových překážkách (vegetační kryt). Přenos radiace skrz sněhovou pokrývku může být popsán podle Beerova zákona (7) pro průnik radiace přes homogenní médium (DeWalle et Rango, 2008):

$$K \downarrow_z = K \downarrow_0 [\exp(-v_z)] \quad (7)$$

kde $K \downarrow_z$ je krátkovlnný tok v dané hloubce sněhové pokrývky, $K \downarrow_0$ je krátkovlnný tok na povrchu a v je úbytkový koeficient (průměrovaný pro krátkovlnné spektrum), jenž je tím vyšší, čím menší hustotu sníh má. Přitom například šesticentimetrová vrstva čerstvého sněhu o malé hustotě (s úbytkovým koeficientem asi $0,4 \text{ cm}^{-1}$) způsobí až 90% redukci krátkovlnné radiace (DeWalle et Rango, 2008).

Globální krátkovlnné záření bývá standardně měřeno pomocí radiometrů. Mezi ně jsou mimo jiné řazeny pyranometry měřící celkovou dopadající krátkovlnnou radiaci, včetně těch speciálně konstruovaných, které jsou schopny měřit i rozptýlené sluneční záření. Přímé sluneční záření je dále měřeno například pomocí pyrhelimetrů (DeWalle et Rango, 2008; Vaníček et al., 2015).

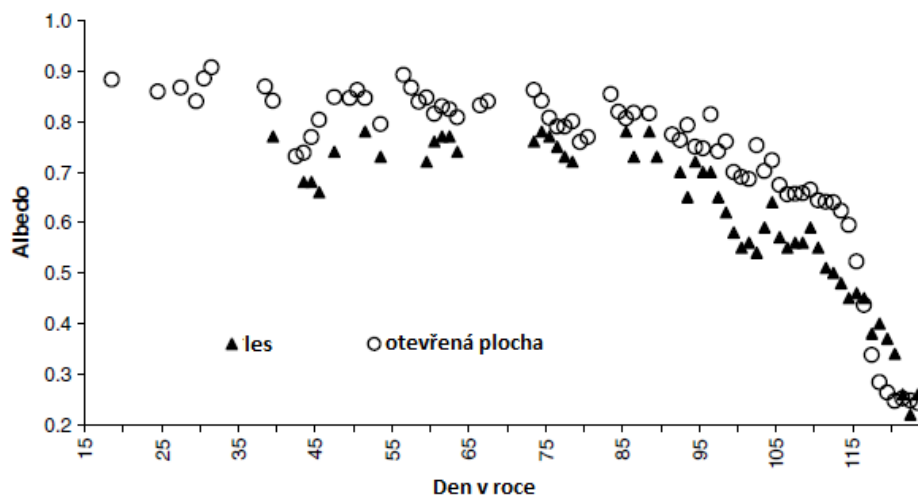
Pro situace, kdy přímo naměřená data o krátkovlnné radiaci nejsou k dispozici, existují modely sestavené na základě různých známých parametrů. Ať už se jedná o kvantifikaci na základě údajů o oblačnosti, o struktuře vegetačního pokryvu či jiné proměnné, lze díky těmto modelům poměrně spolehlivě odhadovat charakter krátkovlnné radiace. Příklady aplikace takových modelů jsou níže podrobněji popsány (Kapitola 2.3).

2.2.1.1 Albedo

Albedo je optickou vlastností sněhové pokrývky, která obecně určuje její odrazivé charakteristiky a jež se zásadně podílí na její celkové energetické bilanci (Singh et Singh, 2001). Albedo vyjadřuje podíl odraženého a globálního krátkovlnného záření (DeWalle a Rango, 2008), a udává tak částečně množství energie, kterou sněhová pokrývka přijímá, respektive odevzdává, což se odráží na celkovém vývoji sněhové pokrývky v období tání. Podobně jako ostatní komponenty je i albedo velmi variabilní veličinou v závislosti na mnoha působících faktorech. Pro její hodnoty je určující zejména výška Slunce nad obzorem, množství oblačnosti, stáří sněhové pokrývky (v souvislosti s množstvím nečistot na povrchu sněhu), vlnová délka v krátkovlnné oblasti spektra, teplota vzduchu, výška sněhu, sklon svahu či tvar a velikost

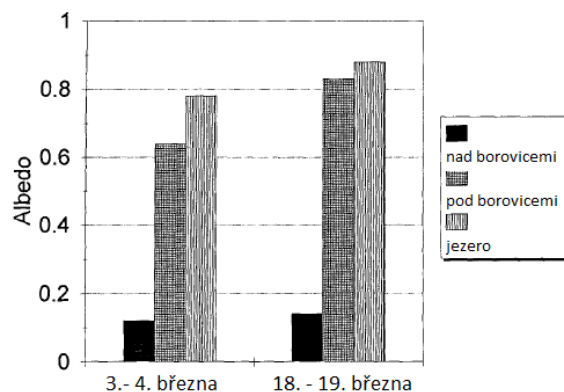
jednotlivých sněhových zrn (Singh et Singh, 2001) a nepochybně struktura vegetace nad sněhovou pokrývkou.

Detailní analýze albeda a jeho modelování se věnují například Melloh et al. (2002), kteří do výpočtu zahrnuli několik proměnných, tj. právě zenitový úhel Slunce, oblačnost, vegetační kryt, velikost sněhových zrn, intenzitu sněžení, výšku sněhové pokrývky a její znečištění, včetně kalkulace stavu, kdy byl zemský povrch zakrytý sněhovou pokrývkou jen částečně. Vycházeli přitom z dat naměřených na malém povodí ve Vermontu, USA, v průběhu zimní sezóny 2001. Vývoj hodnot albeda a vliv vegetačního pokryvu je znázorněn na Obrázku 2.



Obrázek 2: Denní hodnoty albeda v průběhu sněhové sezóny 2001 (Melloh et al., 2002, upraveno).

V jehličnatém lese se hodnoty albeda mohou značně lišit i v krátkém časovém horizontu na malém prostoru. Avšak různé hodnoty albeda lze pozorovat v jednotlivých částech vertikálního profilu. Na Obrázku 3 je graficky znázorněn výsledek měření Hardinga a Pomeroye (1996). Ti zjistili, že albedo měřené nad úrovní vrcholků stromů je výrazně nižší (přes 85 % krátkovlnného záření je pohlceno vegetací a zemským povrchem), zatímco albedo zasněženého zemského povrchu pod stromy má hodnotu přes 0,6 (tj. méně než 40 % krátkovlnného záření je absorbováno), na otevřených plochách se blíží 0,8 (tj. okolo 80 % záření je odraženo zpět). Zvýšené hodnoty albeda v druhé půli měsíce března byly dány čerstvě napadlou sněhovou vrstvou, jež mívá obecně vyšší odrazivost díky nižšímu znečištění sněhu.



Obrázek 3: Hodnoty albeda v různých místech měření (Harding et Pomeroy, 1996, upraveno).

2.2.2 Dlouhovlnná radiace Q_{ln}

Vyzařování dlouhovlnné radiace (o vlnových délkách $\lambda = 2-100 \mu\text{m}$) se týká všech látek, jejichž teplota je vyšší než absolutní nula. Dlouhovlnné záření je tak emitováno například plyny v atmosféře, oblačností, vegetací i sněhovou pokrývkou, a to v průběhu dne i noci, na rozdíl od krátkovlnné radiace, což činí tuto komponentu energetické bilance velmi významnou (DeWalle et Rango, 2008). Pro účely této práce je nejpodstatnější sledování dlouhovlnné tepelné výměny v prostoru mezi sněhovou pokrývkou a okolním prostředím, což zahrnuje právě vzduchové hmoty, stromy a oblačnost. Část krátkovlnné radiace, která je pohlcena sněhovou pokrývkou, je emitována zpět do okolí jako dlouhovlnná radiace. Tato unikající dlouhovlnná energie je vyvážena dlouhovlnným zářením z oblačnosti a vegetačního pokryvu, původně krátkovlnné radiace absorbované těmito objekty. Dlouhovlnné tepelné toky jsou významným prvkem zejména v lesních porostech a taktéž za situací, kdy oblohu zakrývá více oblačnosti (Assaf, 2007). Pokud je hodnota této veličiny záporná, dochází k vyzařování tepla ze sněhové pokrývky, pokud se vyskytuje v kladných číslech, je tato energie sněhem přijímána a podílí se na tání sněhu, avšak v součinnosti s ostatními členy energetické bilance.

Celkové množství dlouhovlnné radiace dostupné pro horizontální sněhovou pokrývku je dáno elementární Rovnicí 8, dle úhrnů globálního ($L \downarrow$) a odraženého ($L \uparrow$) dlouhovlnného záření:

$$Q_{ln} = L \downarrow - L \uparrow \quad (8)$$

přičemž vyzařovanou dlouhovlnnou radiaci ze sněhové pokrývky lze popsat pomocí Stefan-Boltzmannova zákona (9) (Assaf, 2007; DeWalle et Rango, 2008). A to vzhledem k tomu, že se sněhová pokrývka chová téměř jako ideální zářič (černé těleso) a její emisivita nabývá hodnot od 0,97 u znečištěného sněhu do 0,99 u čerstvého sněhu (Gray et Prowse, 1992, in Assaf, 2007).

$$L \uparrow = \varepsilon \sigma T_s^4 + (1 - \varepsilon) \quad (9)$$

kde ε je emisivita povrchu sněhové pokrývky, σ je Stefan-Boltzmannova konstanta (rovna hodnotě $5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) a T_s je teplota na povrchu sněhové pokrývky v kelvinech.

V radiačních podmínkách, kdy převládá počasí s minimální oblačností, sehrávají roli částičky ve vzduchu (asi do výšky 100 m nad zemí), které vyzařují dlouhovlnnou radiaci směrem ke sněhové pokrývce. Z toho důvodu je dlouhovlnná radiace při těchto podmínkách popisována často parametry, které se váží k hustotě vzduchu (Assaf, 2007). Anderson (1954) definuje takovou radiaci v závislosti na tlaku vodní páry a teplotě vzduchu dle Rovnice 10:

$$Q_{la} = \sigma (T_a + 273)^4 (0,749 + 0,0049e_a) \quad (10)$$

kde Q_{la} je dlouhovlnný tok energie vyzařovaný vzduchem směrem ke sněhové pokrývce za jasné oblohy v $\text{J.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, σ je Stefan-Boltzmannova konstanta, T_a je teplota vzduchu ve $^{\circ}\text{C}$ a e_a značí tlak vodní páry v milibarech (1 mb = 100 Pa).

Později byl tento vztah Quickem transformován do Rovnice 11, vzhledem k relativně malé závislosti na vlhkosti vzduchu (Assaf, 2007):

$$Q_{la} = \sigma (T_a + 273)^4 (0,757) \quad (11)$$

Jiná vyjádření vztahu komponent s globálním dlouhovlnným zářením jsou definována na základě toho, jak je obloha pokryta oblačností. Například Brutsaert (1975) stanovil výpočet pro podmínky, kdy obloha není zakryta oblačností dle Rovnice 12:

$$L \downarrow_{\text{jasno}} = (0,575 e_a^{1/7}) \sigma T_s^4 \quad (12)$$

Pokud převládá zatažená obloha, může být globální dlouhovlnná radiace kvantifikována taktéž dle Rovnice 13:

$$L \downarrow_{\text{oblačno}} = (L \downarrow_{\text{jasno}}) (1 + a_c C^2) \quad (13)$$

kde veličina C popisuje pokrytí oblohy oblačností a a_c je proměnná v závislosti na různých typech oblačnosti (cirrus, altostratus, cumulus, mlha aj.) (DeWalle et Rango, 2008).

V podmínkách za jasné oblohy jsou úhrny dlouhovlnného záření obecně nižší než úhrny vyzářené sněhovou pokrývkou. Platí tedy, že celková bilance je negativní a dochází ke ztrátám energie ze sněhové pokrývky. Naopak, převládá-li počasí s větším množstvím oblačnosti, narůstá obecně v závislosti na druhu oblačnosti celkové množství přicházejícího dlouhovlnného záření, čímž je zmenšována ztráta dlouhovlnné radiace ze sněhové pokrývky čili záporná bilance je zmírňována nebo se mění v kladnou (DeWalle et Rango, 2008).

Také složka dlouhovlnné radiace je veličinou značně variabilní. Hodnoty se zvyšují v průběhu dne tím, jak jednotlivé části vegetace absorbují teplo ze slunečního záření, a také během noci, kdy má povrch obecně vyšší vyzařovací schopnost než volný prostor (Essery et al., 2008).

Pro představu, při výzkumu Iziomona et al. (2003) v oblasti jihozápadního Německa se roční průměrná hodnota globální dlouhovlnné radiace pohybovala v intervalu 315 až 328 W.m⁻² pro nížiny a v rozmezí 282 až 290 W.m⁻² v horských oblastech, přitom meziroční variabilita této veličiny se pohybovala maximálně na hranici 2 %.

Analýze a modelování dlouhovlnné radiace je věnována rozhodně menší pozornost v porovnání s množstvím výzkumů, které se věnují modelování přenosu krátkovlnné radiace. Jedním z limitů může být nedostatek dat o dlouhovlnné radiaci. V současnosti existuje stále omezený počet přímých měření globální dlouhovlnné radiace. Jedním z řešení, jak lépe pochopit procesy vztahující se k této veličině, je sestavení empirických modelů, které by měly být odvozeny a parametrizovány z dostupných, přímo naměřených dat, a byly by tak schopny poskytnout mnohem přesnější odhady o dlouhovlnném záření, než jaké máme k dispozici z pozorovacích sítí (Iziomon et al., 2003). Přenos dlouhovlnné radiace je často zahrnut do výpočtů o celkovém radiačním toku čili dohromady s krátkovlnnou radiací, nikoli odděleně (Essery et al., 2008).

O posun v modelování globálního dlouhovlnného záření se ve své studii pokusili Iziomon et al. (2003). Cílem jejich práce byla uplatnění stávajících modelů globální dlouhovlnné radiace (jmenovitě Swinbank 1 a 2, Idsonův a Jacksonův, Bruntův, Brutsaertův a model ÅBF) při nově nastavených podmínkách. V rámci práce byla provedena nová parametrizace modelů dlouholetými datovými řadami, s využitím existující parametrizace, avšak s omezením na panující bezoblačné podmínky. Záměrem bylo sestavit takový model, jehož odhad bude odpovídat skutečnosti i za různě zvolených podmínek o pokrytí nebe oblačností, a to pro nížinné i horské prostředí. Sestavený model nakonec dokázal v uvedených podmínkách předpovídat globální dlouhovlnné záření s odchylkou 5 % pro nížinná území, respektive 7 % pro horské oblasti.

Plüss a Ohmura (1997) rozšířili modelování dlouhovlnné radiace o významnou působící komponentu, kterou je bezesporu vliv okolní topografie převážně v horských a členitých oblastech. V úvahu přitom brali i charakter často zanedbávané prostupující radiace v prostředí mezi zemským povrchem (sněhovou pokrývkou), kam záření dopadá, a vyzařující topografií dle Stefan-Boltzmannova zákona (Rovnice 9). Užili přitom takový model, který zohlednil navíc propustnost atmosféry při různých stádiích pokrytí nebe oblačností. Ukázalo se, že intenzita

přicházejícího dlouhovlnného záření za oblačných podmínek je ovlivněna teplotou povrchu okolního terénu a teplotou vzduchu.

Hodnocení globální dlouhovlnné radiace by mělo být bezesporu součástí studování procesů energetické bilance. Její znalost je kromě analýzy procesů ve sněhové pokrývce vyžadována například také při předpovědi nočních mrazů, mlh, proměnlivosti teplot a oblačnosti, či obecně při výpočtech a analýze změn klimatu a globálního oteplování (Iziomon et al., 2003).

2.2.3 Zjevné teplo Q_h

K přenosu zjevného tepla dochází v závislosti na diferenci teplot mezi sněhovou pokrývkou a teplotou vzduchu nad ní. Podmínkou existence zjevného tepla je teplotní gradient (USACE, 1998). Existuje-li mezi těmito prostředími určitý rozdíl v teplotách, pak dochází ke konvektivnímu přenosu těchto tepelných hmot, což kromě velikosti rozdílu v teplotách ovlivňuje taktéž drsnost povrchu (překážky) a proudění vzduchu a jeho stabilita (DeWalle et Rango, 2008; Singh et Singh, 2001). Významné rozdíly mezi teplotou sněhu a vzduchu mohou nastávat zejména ke konci zimní sezóny, kdy mají zbytky zralého sněhu výrazně nižší teplotu než okolní vzduch, jehož teplota může v jarních či letních měsících stoupat vysoko nad hranici 10 °C. V tomto případě je sněhové pokrývce dodáváno velké množství energie, zatímco při situacích, kdy je teplota sněhu vyšší než teplota okolního vzduchu (např. jasné noci v průběhu zimy), dochází ke konvektivním ztrátám energie (DeWalle et Rango, 2008).

Kvantifikace (Rovnice 14) tohoto energetického toku dle Kustas et al. (1994) se může jevit jako poněkud obtížná a nejednoznačná vzhledem k vyhodnocování dostupných meteorologických dat. Jedná se především o výpočty na základě údajů o teplotě vzduchu, relativní vlhkosti a rychlosti větru.

$$Q_h = \rho_a c_{pa} C_h u_a (T_a - T_s) \quad (14)$$

kde ρ_a je hustota vzduchu v $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ za normálních podmínek ($1,29 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), c_{pa} je měrná tepelná kapacita vzduchu (tj. $1010 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$), C_h značí přenosový koeficient mezi sledovanými prostředími, který je společně s u_a (rychlost větru v $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) funkcí rychlosti větru a drsnosti povrchu a odpovídá hodnotě přibližně 0,002 (DeWalle et Rango, 2008). T_a a T_s jsou teploty vzduchu a sněhu v jednotkách °C.

2.2.4 Latentní teplo Q_e

Proměnná Q_e popisuje latentní teplo evaporace, sublimace nebo kondenzace, tedy teplo, k jehož přenosu dochází při fázových přeměnách vody za existence tlakového gradientu nad sněhovou

pokrývkou (USACE, 1998). Pokud by k fázovým přeměnám nedocházelo, byla by hodnota této komponenty energetické bilance nulová. Nicméně platí, že kladných hodnot nabývá při kondenzaci vodních par na sněhové pokrývce, záporných pak v případě sublimace a evaporace ze sněhu. Ovlivňující podmínky mohou být přitom značně proměnlivé, přičemž jednou z hlavních příčin je charakter proudění vzduchu (Assaf, 2007).

Výpočet tepla dostupného při fázových přeměnách je stanoven dle Rovnice 15 (Kustas et al., 1994):

$$Q_e = (\rho_a 0,622 L_v / P_a) C_e u_a (e_a - e_0) \quad (15)$$

kde ρ_a je hustota vzduchu v kg.m^{-3} za normálních podmínek ($1,29 \text{ kg.m}^{-3}$), L_v je latentní teplo výparu nebo sublimace (tj. $2,47 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$), P_a je atmosférický tlak v pascálech, C_e a u_a zde opět představují funkci rychlosti větru a drsnosti povrchu, e_a je tlak vodní páry ve vzduchu a e_0 je tlak vodní páry nad povrchem sněhu v pascálech.

Fázové přeměny vody generují přenos energie vyjádřené jako latentní teplo v MJ.kg^{-1} . Orientační hodnoty dle DeWalle et Rango (2008) jsou uvedeny v Tabulce 1.

fázová přeměna	proces	přeměněná energie	MJ.kg^{-1} (při 0°C)
z kapalně na plynnou	evaporace	latentní teplo výparu (L_v)	- 2,501
z plynně na kapalnou	kondenzace	latentní teplo výparu (L_v)	+ 2,501
z pevně na kapalnou	tání	skupenské teplo tání (L_f)	- 0,334
z kapalně na pevnou	mrznutí	skupenské teplo tání (L_f)	+ 0,334
z pevně na plynnou	sublimace	latentní teplo sublimace (L_s)	$\pm 2,835$

Tabulka 1: Přenos latentního tepla při fázových přeměnách vody (DeWalle et Rango, 2008, upraveno).

Teplo z fázových přeměn je ve většině případů udáváno jako méně významné. Cline (1997) na základě vlastní studie přisoudil sublimačním tokům pouze 4% podíl na ztrátách vody z celkového množství vody (vodní hodnoty sněhu) akumulované ve sněhové pokrývce. Ve stejném zájmovém území byl tento podíl Hoodem et al. (1999) přepočten na hodnotu v rozmezí 27 až 54 mm jako průměrná měsíční sublimační ztráta vody ze sněhu v období jeho akumulace, respektive 5 až 16 mm jako ztráta vody při kondenzaci v období tání. Avšak význam latentního tepla, společně se zjevným teplem, narůstá při hodnocení energetické bilance za dopadu deště na sněhovou pokrývku.

2.2.5 Teplo dodané srážkami Q_p

Veličina Q_p udává teplo dodané dešťovými srážkami, které dopadají na sněhovou pokrývku (tzv. *rain-on-snow events*). Při dopadu je infiltrovaná srážka ochlazena na teplotu sněhu a teplo

z ní je dodáno formou energie do sněhové pokrývky. Roli při tom sehrává jak intenzita deště, tak teplota dešťových kapek. Dle DeWalle a Rango (2008) ovlivňují dešťové srážky energetické rozložení sněhové pokrývky třemi hlavními způsoby:

- dodáním zjevného tepla způsobeného relativně teplejšími kapkami deště. To se týká stavu, kdy teplota sněhové pokrývky je 0 °C a dodané teplo lze vypočítat dle Vzorce 16 jako:

$$Q_p = P_r \rho_w c_w (T_r - T_s) \quad (16)$$

kde P_r označuje intenzitu srážek v $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, ρ_w je hustota vody, c_w je měrná tepelná kapacita vody (tj. $4,2 \text{ kJ}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$), T_r je teplota kapalných srážek a T_s je teplota sněhu, obě veličiny ve °C.

- uvolněním latentního tepla při mrznutí srážek uvnitř sněhové pokrývky s teplotou pod bodem mrazu.
- kondenzací na sněhové pokrývce vlivem vysoké vlhkosti za deštivého počasí.

Obecně je však takto dodané teplo považováno spíše za méně významné, ve většině případů tvoří při kalkulaci pouze kolem 1 % denního tepla dostupného pro tání, a proto je tato veličina obvykle zanedbávána a nevstupuje do výpočtu modelů (Ohta et al., 1993). Na druhou stranu může být tato situace, tedy kombinace intenzivní srážkové činnosti a tajícího sněhu, často příčinou ničivých záplav (Würzer et al., 2016). Při vniknutí kapaliny v podobě deště do sněhové pokrývky dochází taktéž k narušení vazeb mezi sněhovými zrny, což má za následek snížení stability mezi jednotlivými vrstvami sněhu a může vést ke zvýšenému riziku pádu lavin v příhodných podmínkách (Conway et Raymond, 1993).

2.2.6 Tepelný tok z/do podloží Q_g

Tato veličina udává přenos tepla na rozhraní půda-sníh a je závislá na teplotním gradientu mezi bází sněhové pokrývky a podložím pod ní. Většinou se jedná o méně významný zdroj energie pro tání oproti jiným tepelným tokům, tudíž je ve větším počtu modelů a studií tato veličina opomíjena. Pokud je tento tepelný tok brán v potaz, uvažuje se často jednotná hodnota v průběhu celého období tání, tj. přibližně 0,5 mm za den (Singh et Singh, 2001).

To vše v důsledku toho, že sluneční záření neproniká hluboko k půdní vrstvě, neboť v zimním období bývá podloží překryto mocnou vrstvou sněhu, půda je navíc špatným tepelným vodičem, a proto v ní není dosahováno takových teplot, které by zapříčinily významnější tepelné přenosy. Význačnější vliv tepla do podloží nastává až v jarních měsících, kdy dochází k tání sněhové

pokrývky, snižování její výšky a krátkovlnné záření postupně může dosahovat zemského povrchu a zahřívat ho (DeWalle et Rango, 2008). Větší teplotní gradient mezi těmito dvěma prostředími je pozorován taktéž na začátku zimy, kdy zůstává zemský povrch relativně teplejší, a pokud dojde k jeho překrytí sněhem, nastává intenzivnější odtávání zespoda. Přenos tepla z/do podloží je pak možné vypočítat dle Rovnice 17:

$$Q_g = K_g \delta T / \delta z \quad (17)$$

kde K_g je tepelná vodivost půdy ve $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ a podíl $\delta T / \delta z$ značí teplotní gradient v půdě.

Při hodnocení těchto toků metodou energetické bilance je poměrně často přehlížen účinek tavné vody ze sněhu, která se dostává postupně hlouběji do podloží a způsobuje tam prudké oteplení a významný přínos energie převážně v období pozdního jara. Zvýšená četnost těchto infiltračních událostí například v souvislosti se změnami klimatu může mít za následek urychlené oteplování podloží pod sněhovou pokrývkou, a tím i změny v tepelných tocích na rozhraní sněh-půda (Putkonen, 1998).

2.2.7 Změna vnitřní energie sněhové pokrývky Q_q

Sněhová pokrývka disponuje taktéž vlastní vnitřní energií vzhledem k její teplotě a charakteru pevných, kapalných a plynných složek v ní. V porovnání s ostatními prvky energetické bilance dosahuje zanedbatelných hodnot. Jedná se o složku energetické bilance, která je navíc kvantifikována s obtížemi (Helgason et Pomeroy, 2012). Výsledná energie Q_q se udává na základě samotné změny vnitřní energie U (v $kJ \cdot m^{-2}$) k poměru času t dle Rovnice 18:

$$Q_q = dU / dt \quad (18)$$

2.3 Aplikace metody energetické bilance

Navzdory limitům, které metoda energetické bilance skýtá, zejména pokud jde o náročnost ve shromáždění všech potřebných dat k přesnému výpočtu, se tomuto fyzikálnímu přístupu dostalo významné popularity. Přitom výsledky studií, ve kterých byla tato metoda použita, v převážné většině případů potvrdily její užitečnost a přesnost (DeWalle et Rango, 2008; Hong et al., 1992). Společná hraniční podmínka všech modelů založených na přístupu energetické bilance spočívá v omezení na oblasti, u kterých je možné získat informace o vzestupných i sestupných energetických tocích, které jsou důsledkem změn teploty uvnitř sněhové pokrývky, potažmo procesů tání nebo mrznutí vody v ní zadržené (Koivusalo et Kokkonen, 2012).

Jednotlivé výzkumy se věnují buď energetické bilanci jako celku, tedy hodnotí, jaký podíl na tání mají všechny jednotlivé složky bilance, nebo jsou zaměřeny na konkrétní typ záření v souvislosti s různými aspekty. V tomto případě je hojná soustředěnost věnována rozdílům energetické bilance sněhové pokrývky na otevřených plochách oproti procesům probíhajícím v zalesněných oblastech čili zaměření se na závislost struktury vegetačního pokryvu na vývoj sněhové pokrývky. Ve spojení s energetickou bilancí sněhové pokrývky tak vzniká velké množství modelů a jejich modifikací. Přehled vybraných modelů, včetně jejich autorů a zaměření je uveden v Tabulce 2.

druh modelu	název, autor, rok uvedení, příp. modifikace	využití modelu
založené na celkové energetické bilanci	Kondův model (1990)	hmotnostní a energetická bilance sněhu na základě údajů o vegetačním pokryvu
	SNTHERM (Cline, 1997)	hmotnostní a energetická bilance v závislosti na meteorologických podmínkách
	modifikace Kondova modelu (Fernández, 1998)	teplotní charakteristiky uvnitř sněhové pokrývky, hloubka mrznutí aj.
	ISNOBAL, SNOBAL (Marks, 1999; 2001)	hmotnostní a energetická bilance sněhu
	Koivusalo et Kokkonen (2002)	charakter akumulace a tání sněhu v závislosti na vegetačním krytu
	UBC Watershed Model (Assaf, 2007)	predikce průtoků v závislosti na tání sněhu
	CRHM (Pomeroy et al., 2012)	vliv lesa na energetickou bilanci sněhu
založené na krátkovlnné radiaci	Varley et Beven (1996)	množství krátkovlnné radiace v závislosti na sklonitosti území
	GORT (Hardy et al., 1998; 2004)	výpočet prostupnosti slunečního záření směrem ke sněhové pokrývce
	Reid et al. (2014)	vliv vegetace na průchod záření
založené na dlouhovlnné radiaci	LOWTRAN7 (Plüss et Ohmura, 1996)	vliv topografie na bilanci dlouhovlnného záření
	Iziomon et al. (2003)	simulace dlouhovlnného záření při různém množství oblačnosti
	Essery et al. (2008)	útlum dlouhovlnné radiace pod vegetací
	Pomeroy et al. (2009)	zahřívání kmenů stromů
	Webster et al. (2016)	teplota vzduchu a kmenů stromů
založené na ostatních složkách en. bilance	SNTHERM (Helgason et Pomeroy 2012), původně Jordan (1991)	změny hustoty sněhu za účelem kvantifikace vnitřní energie sněhu

Tabulka 2: Přehled vybraných modelů založených na energetické bilanci sněhu a jejich složkách.

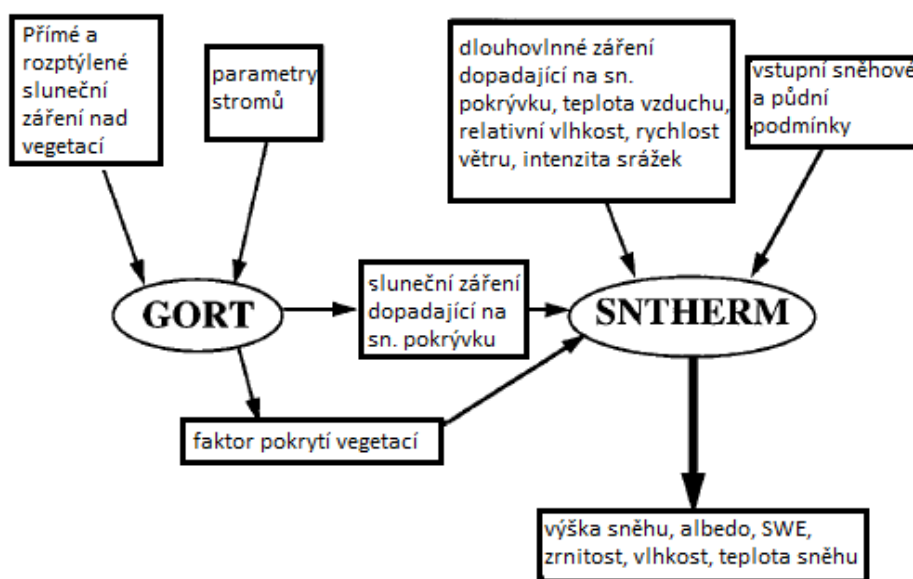
Ve studiích, které se věnují energetické bilanci sněhové pokrývky jako celku, je často větší míra významnosti přikládána krátkovlnnému a dlouhovlnnému radiačnímu přenosu. Modelování dlouhovlnné radiace je ve srovnání s krátkovlnnou věnována menší pozornost, patrně kvůli

obtížnostem spojenými s přesností měření dlouhovlnné radiace a množství atmosférických parametrů, jako je například množství oblačnosti, na kterých je tato proměnná závislá (Sedlar et Hock, 2009).

Dle Male et Granger (1981) vysvětlují radiační toky asi 59 % celkové energetické výměny, zatímco význam přenosu zjevného a latentního tepla evaporace či sublimace je obecně nižší, tj. asi 35 %. V případě studie Hong et al. (1992) z pohoří Ťan-šan byla výsledná disproporce ještě výraznější, a to téměř 77 % dodané energie bylo dle autorů přisouzeno radiačnímu přenosu, 23 % připadlo na přenos zjevného tepla. Obdobné výsledky, tedy 75 % ku 25 % ve prospěch krátkovlnného a dlouhovlnného toku přinesla práce Clinea (1997) z oblasti amerického Colorada. Poměr 70 % ku 30 % ve prospěch radiačních toků udává taktéž Ohta et al. (1993).

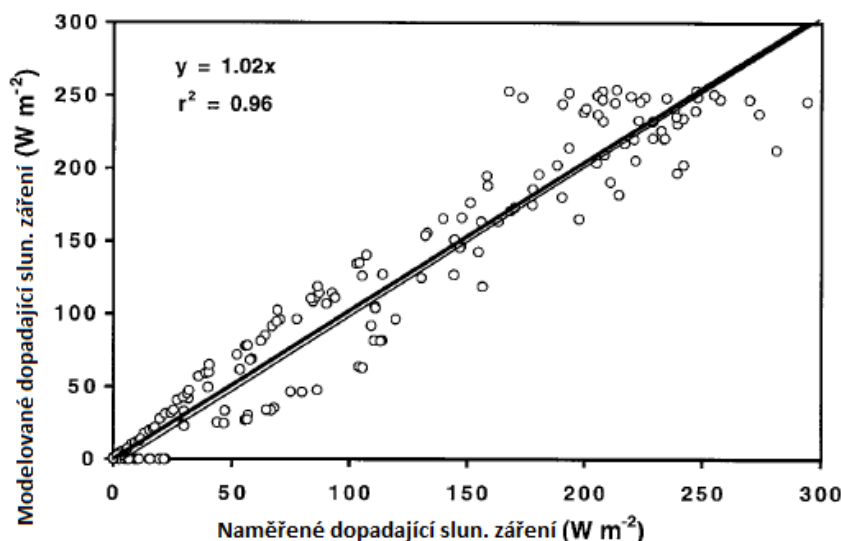
Ačkoli jsou většinou turbulentní přenosy energetické bilance upozaděny na úkor radiačních toků, existují i studie, příkládající větší význam prvně zmíněným. V případě výzkumu Prowse a Owense (1982) z novozélandských Jižních Alp tvořilo až 60 % dostupného tepla pro tání sněhu právě teplo zjevné, patrně díky vyšším rychlostem větru a nadprůměrným teplotním podmínkám, které tou dobou v zájmovém území panovaly.

Fernández (1998) navrhl model na základě odlišné metodiky. Autor studie analyzoval tepelné bilance na povrchu a uvnitř sněhové pokrývky s cílem predikovat teplotu sněhu na povrchu i v rámci celého profilu. V součinnosti s výsledky modelu stanovil hloubku tání sněhové pokrývky včetně popisu vývoje vodní hodnoty sněhu v průběhu zimního období.



Obrázek 4: Schematické znázornění vstupních a výstupních proměnných modelů GORT a SNTHERM (Hardy et al., 1998, upraveno).

Jak již bylo zmíněno, působení struktury lesa jako jednoho z významných faktorů, včetně vlivu lesních disturbancí a jejich hydrologický dopad, jsou často diskutovaným tématem. Jedná se o otázky, které jsou často řešeny pomocí numerických modelů, ty jsou méně nákladné než intenzivní terénní monitoring a lze je navíc aplikovat na ta povodí, pro která nejsou měřená data v terénu dostupná (Pomeroy et al., 2007).



Obrázek 5: Korelace modelovaných a naměřených hodnot globálního slunečního záření s užitím téhož modelu (Hardy et al., 1998, upraveno).

Modelování procesů ve sněhové pokrývce přístupem energetické bilance zahrnuje často řadu proměnných, které do výpočtu vstupují. Obrázky 4 a 5 jsou příkladem schématu použitého za účelem vytvoření konkrétního modelu. Pochází z výzkumu Hardy et al. (1998), kteří tímto způsobem testovali přesnost již dříve sestaveného modelu. Zaměřili se přitom, podobně jako mnozí další autoři, na modelování procesů spojených s táním sněhu a hodnocení prostupování slunečních paprsků skrze různé typy stromového porostu. V uvedeném případě použili model GORT (pro odhad charakteru slunečního záření s působením vegetačního krytu) a model SNTHERM (pro hodnocení hmotnostní a energetické bilance sněhu a predikci vlastností a procesů ve sněhové pokrývce), včetně zapojení dalších souvisejících proměnných. Tento konkrétní model byl uveden záměrně jako příklad situace, kdy se jím podařilo vysvětlit vysoký podíl celkové variability v závislé proměnné, na základě vysoké hodnoty korelačního koeficientu r^2 v případě srovnání predikovaného a měřeného globálního krátkovlnného záření.

Takovým způsobem by se zde dalo uvést nespočet modelů a jejich variací. Některé z nich jsou podrobněji představeny v následujících kapitolách podle toho, jakému tématu se věnují.

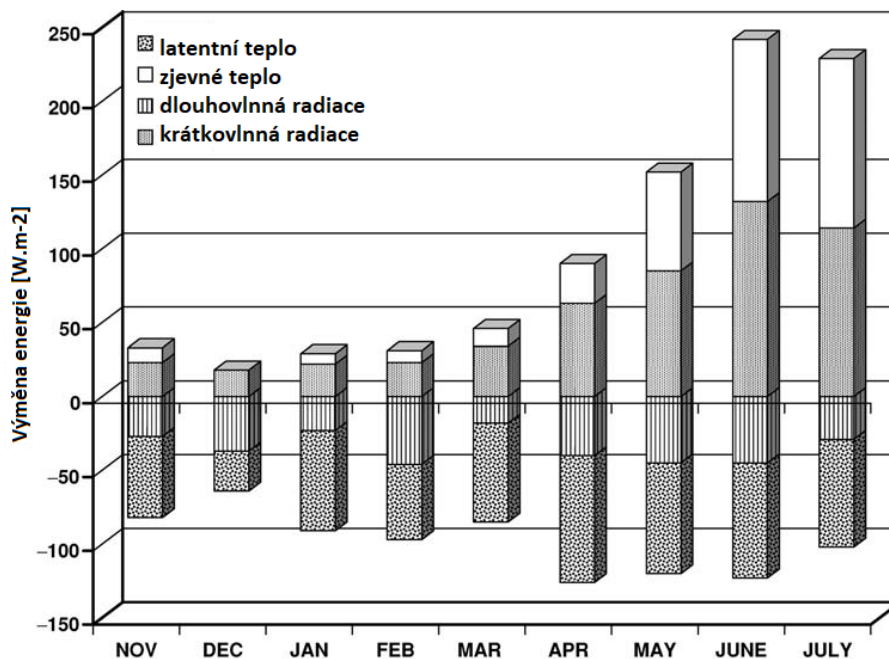
Existuje totiž řada primárně fyzicko-geografických faktorů, které mají vliv na energetickou bilanci sněhu, a na jejichž charakteru lze podobu modelu sestavit.

2.4 Variabilita celkové energetické bilance

Faktorů, ovlivňujících energetickou bilanci sněhové pokrývky, je velké množství. I proto je celková energetická bilance i její jednotlivé složky značně proměnlivá jak v čase, tak prostorově. Energetická bilance sněhové pokrývky je ovlivněna především přítomností vegetačního pokryvu a výskytem oblačnosti, přitom sezónní variabilita energetických vstupů dostupných pro tání sněhu obecně narůstá směrem k zemským pólům (Singh et Singh, 2001). Významnou roli sehrávají ale i další faktory, z nichž některé budou v dalších kapitolách blíže představeny.

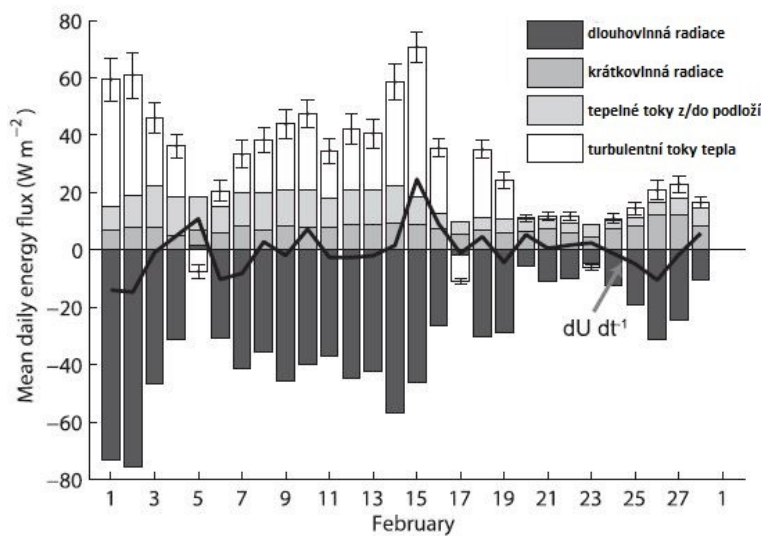
Na výzkumu Markse a Doziera (1992) lze demonstrovat popsanou proměnlivost energetické bilance, spočívající v komplexnosti a vzájemném vlivu různých faktorů. Autoři se v něm zaměřili na vývoj nejvýznamnějších složek bilance v období akumulace a tání sněhu (od listopadu do července) v pohoří Sierra Nevada.

Z Obrázku 6 je patrné, že výsledná krátkovlnná radiace a zjevné toky tepla zde reprezentují energetické zisky, zatímco výsledné dlouhovlnné a latentní záření tvoří energetické ztráty. V období zimních měsíců jsou dodatky energie z krátkovlnné radiace nízké vzhledem k délce dne, vysokému albedu sněhové pokrývky a k vysokým hodnotám zenitového úhlu, směrem k jarním a letním měsícům úhrny postupně narůstají. V letních měsících hraje významnou roli přenos zjevného tepla díky výraznějšímu nárůstu teploty. Bilance této složky je i v průběhu celého sledovaného období kladná. Dlouhovlnná radiace byla v každém měsíci ve výsledku negativní, jelikož sněhová pokrývky byla vystavena meteorologickým podmínkám s převážně jasnými dny za nízké vlhkosti vzduchu a minimem srážek, přitom prokázáný trend ve variabilitě hodnot není zřejmý. Negativní bilance latentního tepla je způsobena především relativně nízkým tlakem vodní páry a vysokými rychlostmi větru v zájmové oblasti (Marks et Dozier, 1992).



Obrázek 6: Měsíční variabilita hlavních komponent energetické bilance v zimním období roku 1986 v pohorí Sierra Nevada (Marks et Dozier, 1992, upraveno).

K variabilitě jednotlivých komponent energetické bilance ovšem dochází i v mnohem kratší frekvenci. Obrázek 7, uvedený v práci Helgasona a Pomeroye (2012), znázorňuje například velmi náhlé změny v souvislosti s tím, jak se radiační typ počasí (bezoblačná obloha, nižší teploty a vlhkost vzduchu, větší rozdíly teplot mezi dnem a nocí, mírnější vítr, často spojené s tlakovými výšemi) v první půlce měsíce proměnil v té druhé na typ advekční (více oblačnosti, srážky, vyšší vlhkost a teplota vzduchu aj.).



Obrázek 7: Ukázka proměnlivosti energetické bilance v čase v závislosti na meteorologických podmínkách (Helgason et Pomeroy, 2012, upraveno).

2.4.1 Vliv lesní vegetace

Vzhledem k zadání práce i množství dostupné literatury je zde vliv lesní vegetace na energetickou bilanci sněhu vyhodnocen jako zcela zásadní. Zalesněné oblasti tvoří v tomto ohledu specifická prostředí. Lesní porosty totiž významně modifikují procesy akumulace a tání sněhové pokrývky na zemském povrchu, mimo jiné působením na přízemní mikrometeorologické podmínky (Hardy et al., 1998).

Na procesu akumulace a tání sněhu, a na radiální i konvektivní tepelné výměně mezi sněhovou pokrývkou a atmosférou, se podílí zejména stáří vegetace, její hustota a struktura, a v neposlední řadě druhová skladba lesa (DeWalle et Rango, 2008). Davis et al. (1997) přikládají stejný význam hustotě porostu jako jeho výšce. Zároveň nelze opomenout skutečnost, zda se jedná o listnatý les, který v průběhu zimy postrádá listovou plochu, nebo o les jehličnatý, jenž v tomto období ovlivňuje zmíněné procesy výrazněji díky ploše svých jehlic, které neopadají. Může se tak stát, že sněhová pokrývky zůstává v jehličnatém lese o 2 až 4 týdny déle, než na volné ploše či v lese listnatém (Hribik et Škvarenina, 2007). Tání sněhu na otevřených plochách může probíhat až dvakrát rychleji v porovnání se situací v lesních porostech (Jeniček et al., 2017). Ohta et al. (1993) uvádějí 40-85% zpomalení rychlosti tání i pro lesy listnaté.

Lesní vegetace obecně působí na turbulentní toky energie a snižuje množství globálního slunečního záření, potažmo rychlost tání sněhové pokrývky (Pomeroy et al., 2012). Stínění je v tomto ohledu velmi podstatnou schopností vegetace, která má dopad na charakter jednotlivých typů záření. Jejím vlivem dochází ke transformacím radiálních vlastností prostředí, což má za následek změnu v intenzitě tání v obdobích sněhového úbytku.

Druhým, a taktéž podstatným vlivem lesa na procesy spojené se sněhovou pokrývkou, je intercepce. Ta se projevuje zejména v období akumulace sněhové pokrývky ve formě zadržování části sněhových srážek nejen v korunách stromů, ale dochází také k ukládání na kmenech a na povrchu ostatních rostlin (Obrázek 8). Tím se vytváří tzv. intercepční ztráta. U takto zachyceného sněhu dochází k evaporaci a sublimaci ještě před dopadem na zemský povrch, a sníh se tak neúčastní přímo energetické výměny při zemi. Přitom intenzita takové sublimace se díky nestejné velikosti styčné plochy okolního vzduchu se sněhem ve větvích a na zemském povrchu různí.

Mnohé studie se při validaci modelů zaměřují na jarní období tání sněhu, v nichž není přítomna, či probíhá pouze minimálně, srážková činnost. V takovém případě může být proces intercepce přehlížen a nemusí být nutně součástí výpočtu při modelování (Koivusalo et Kokkonen, 2002).



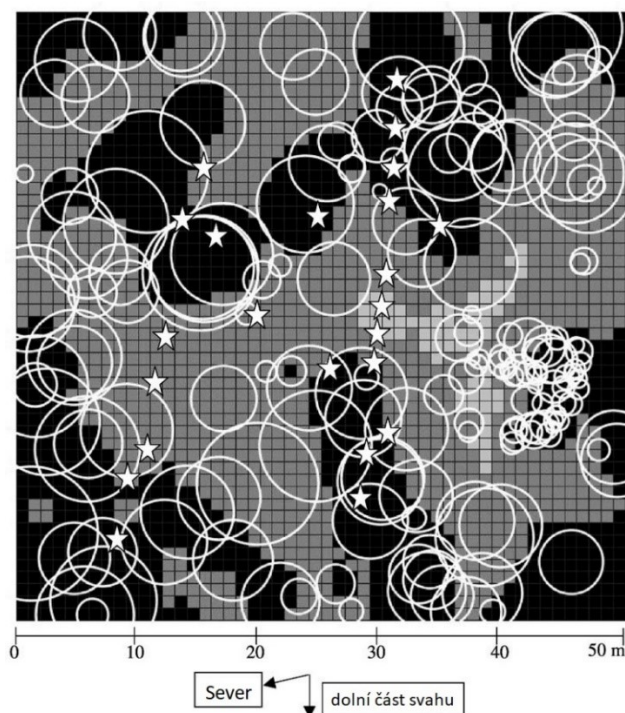
Obrázek 8: Ukázka intercepce v různých formách – zachycení sněhu na stromech, kmenech i na vegetaci nižších pater (foto: archiv autora).

Dokladem výše zmíněných znalostí jsou například výsledky studie Jeníčka et al. (2017a), které potvrdily výrazné působení lesního porostu, včetně lesa poškozeného kůrovcem, na procesy ve sněhové pokrývce. Evidentní je vliv na průběh akumulace a tání sněhu, kdy v zalesněných lokalitách došlo zejména vlivem stínění ke snížení množství globálního slunečního záření, což mělo za následek o 32 % pomalejší odtávání sněhu v porovnání s otevřenými plochami, kde k redukci tohoto zdroje tepla takto nedocházelo. To se projevilo jak na výsledných hodnotách faktorů tání, tak na konečných údajích o denních odtocích z tajícího sněhu.

Kvantifikace globálního slunečního záření je navíc poměrně obtížná vzhledem k tomu, že je třeba zohlednit nejednotné rozmístění prvků v lesním porostu, tj. oslabený materiál lesa, padlé kmeny, větší větve, distribuce zdravých kmenů, koruny jednotlivých stromů, mezery mezi nimi aj. (Ellis et Pomeroy, 2007). To všechno se podílí na vysoké míře prostorové variability oslunění a stínění sněhové pokrývky pod lesním porostem (Essery et al., 2008).

Výrazná maloplošná heterogenita v rozložení záření vlivem lesního porostu je patrná taktéž z výsledků studie Courbauda et al. (2003), kteří se zaměřili na sledování distribuce radiace a s tím související dynamiku v lesním prostředí horského povodí v Alpách, kde je smrk ztepilý (*Picea abies*) převládající dřevinou. Model sestavený k simulaci rozmístění radiace pod korunami stromů v různých patrech byl vytvořen na základě detailní kalkulace vrhání stínů

na body zvoleného gridu kolem jednotlivých stromů. Úspěšnost simulace byla zhodnocena porovnáním výsledků s informacemi z hemisférických snímků. Variabilita v míře intercepce záření je znázorněna na Obrázku 9.

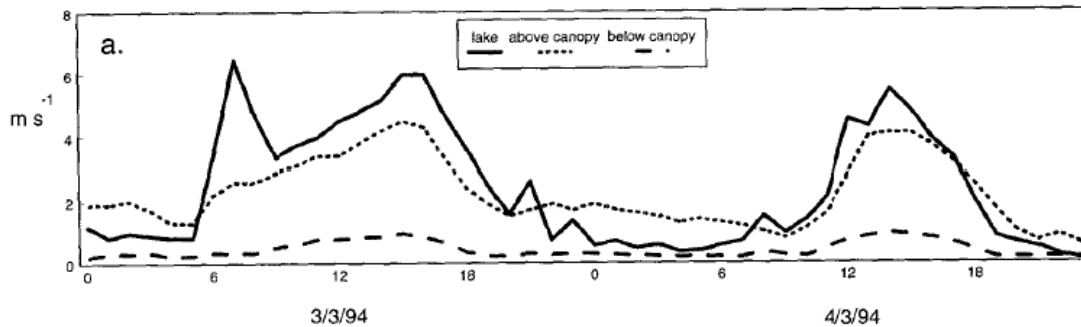


Obrázek 9: Mapa intercepce a míry ozáření zájmového území, kde kruhy znázorňují simulovaný rozsah korun stromů, bílé hvězdy rozmístění hemisférických snímků, černé oblasti jsou místy s mírou ozáření pod 20 %, tmavě šedé pod 40 % a světlé šedé pod 60 % (Courbaud et al., 2003, upraveno).

Další specifikum lesního prostředí spočívá v tom, že dochází k oddělení proudění v různých vrstvách. Jiný charakter proudění pak lze pozorovat nad korunami stromů, jiné vlastnosti má proudění pod nimi (DeWalle et Rango, 2008). Asi nejjednodušším parametrem, kterým lze znázornit tento jev, je rychlost větru v různých vrstvách lesa či ve srovnání s otevřenými plochami (Obrázek 10).

Ačkoli je rychlost větru neoddiskutovatelně ovlivněna vegetačním krytem a je poměrně významnou veličinou v hodnocení konvektivních výměn sněhové pokrývky, konkrétní kvantifikace a modelování je utvářeno s obtížemi, právě vzhledem k variabilitě této veličiny v různých bodech vertikálního profilu. Kuz' min (1961, in DeWalle et Rango, 2008) například při své snaze popsat procesy vlivu lesního porostu na rychlosti větru definoval závislost hustoty korun stromů na tzv. protivětrném faktoru. Dalším možným přístupem, jak hodnotit vliv

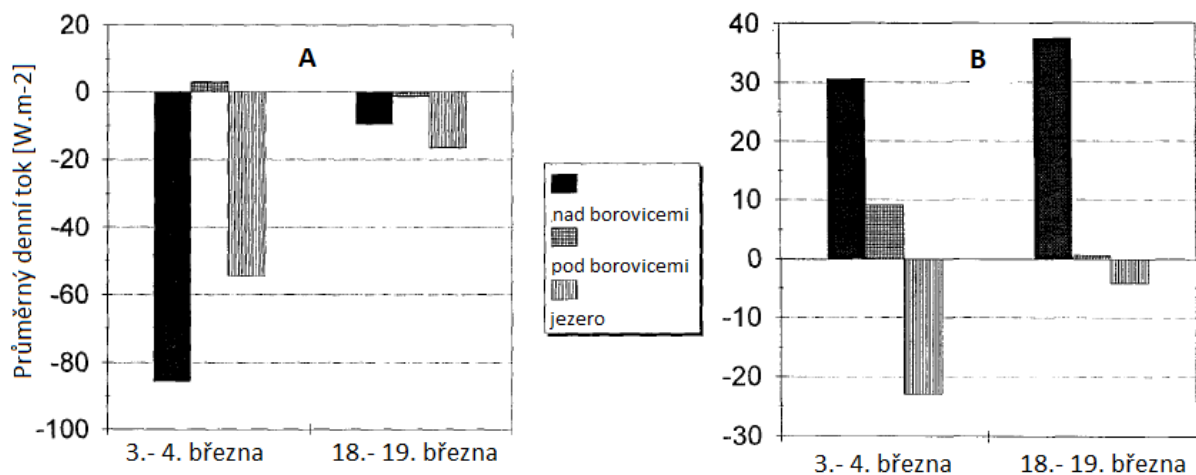
vegetace na rychlost proudění, je definice vztahu podle indexu listové plochy LAI (*Leaf Area Index*, Kapitola 2.4.1.4).



Obrázek 10: Závislost rychlosti větru na vegetačním pokryvu, plná čára znázorňuje jezera (otevřená plocha při zámrazu jezera), tečkovaná čára rychlosti nad pokryvem, čárkovaná čára znázorňuje rychlosti pod pokryvem (Harding et Pomeroy, 1996).

Působení vegetačních struktur se podílí na transformaci jednotlivých energetických toků odlišně, tudíž je třeba analyzovat tyto procesy separátně. V následujících kapitolách budou blíže představeny studie, věnující se vlivu lesa na konkrétní typy záření. Avšak v rámci nastolené tematiky existuje i řada výzkumů, které se zaměřují na roli lesního porostu napříč různými typy záření, respektive sledují primárně působení lesa na energetickou bilanci sněhu jako celek.

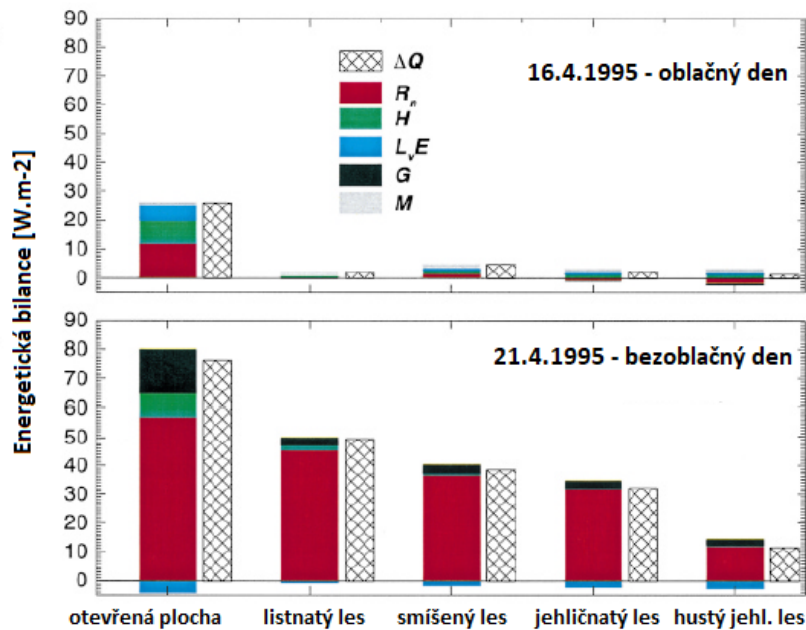
K těmto spíše komplexněji pojatým výzkumům lze zařadit například studii Hardinga a Pomeroye (1996), kteří se zaměřili na procesy v boreálních lesích západní Kanady. Ty obecně velmi citlivě reagují na jakékoli hydrologické či klimatické změny původního habitatu. Podmínky pro růst zdejších, převážně borovicových lesů, jsou přímo závislé na výskytu a výšce sněhové pokrývky v interakci s místní vegetací. Ta se totiž významnou měrou podílí na charakteru jednotlivých komponent energetické bilance a tepelných tocích, na albedu a celkové evaporaci, což odráží množství vláh dostupné pro růst dřevin a jiné vegetace. Nestíněný sníh odráží větší množství přicházejícího slunečního záření, a dochází tak k potlačení jedné z tepelných složek bilance, která přispívá k eventuálnímu tání sněhu (Harding et Pomeroy, 1996). Rozdíly v tepelných tocích jsou patrné na Obrázku 11. Ve výsledcích se ukazují vyšší energetické ztráty dlouhovlnného záření u lesních porostů, přičemž nižší hodnoty u pozdějšího termínu vyplynuly ze zakrytí oblohy oblačností (část A Obrázku 11). Při syntéze naměřených hodnot přímého slunečního záření, albeda a dlouhovlnného záření vychyluje zejména při jasné obloze přímá radiace bilanci u zalesněných území (pod i nad korunami stromů) do kladných hodnot (část B Obrázku 11) (Harding et Pomeroy, 1996).



Obrázek 11: Průměrný denní tok dlouhovlnného záření (A) a syntéza přímého záření, albeda a dlouhovlnného záření (B) v různých typech a částech vegetačního krytu (Harding et Pomeroy, 1996, upraveno).

Obdobně zvolený biom se stal předmětem výzkumu Linka a Markse (1999), kteří se věnovali celkové energetické bilanci za oblačného i bezoblačného dne pro plochy s různou strukturou vegetace. Významné rozdíly, které ze sledování vzešly, jsou znázorněny na Obrázku 12. Je z něj patrné, že při advekčním typu počasí je hlavním zdrojem tepla dlouhovlnná radiace (složka R_n) a přenos zjevného (H) a latentního (L_vE) tepla. Toto platí na otevřených plochách, zatímco v lesních porostech je celková energetická bilance záporná, dochází ke ztrátě energie dlouhovlnnou radiací, neboť konvektivní výměna je lesem tlumena. Naopak při radiačním typu počasí převládá tok krátkovlnné radiace (složka R_n) na otevřené ploše a vlivem stínění tok dlouhovlnné radiace v lesním porostu, kde je opět redukována konvektivní výměna. V tomto případě sehraje významnější roli i tepelný tok z podloží (G), který nabývá kladných hodnot vzhledem k tomu, že sněhová pokrývka je silně radiačně ochlazována a rozdíl teplot na rozhraní sněh-půda se zvyšuje (Link et Marks, 1999).

S podobným záměrem provedli svůj výzkum Ohta et al. (1993). Přitom zjistili, že krátkovlnná radiace byla v lese utlumena o 38 % oproti blízké otevřené ploše, celkový radiační tok byl redukován o 20 %. V důsledku těchto změn v celkové energii dostupné pro tání sněhové pokrývky, byl denní úbytek sněhu v lesním prostředí (listnatý les) o 15-60 % nižší než na otevřené ploše.



Obrázek 12: Energetická bilance sněhové pokrývky v různých typech vegetačního krytu, kde ΔQ je změna vnitřní energie sněhu, R_n označuje radiační toky (krátkovlnnou a dlouhovlnnou radiaci), H symbolizuje tok zjevného a L, E tok latentního tepla, G je tepelný tok z podloží a M je advekce toku energie (Link et Marks, 1999, upraveno).

DeWalle et Rango (2008) předkládají na základě výpočtů konkrétní hodnoty (v jednotkách $W.m^{-2}$, Tabulka 3) radiační tepelné výměny pro různé typy krajinného pokryvu při daných podmínkách pro den 7. února na 55° s. š.

druh záření	otevřená plocha	listnatý les (bezlistý)	hustý jehličnatý les
dopadající přímé krátkovlnné	62	16	1
dopadající rozptýlené krátkovlnné	16	7	3
celkové globální krátkovlnné	78	23	4
celkové odražené krátkovlnné	- 47	- 14	- 2
krátkovlnné celkem	31	9	2
globální dlouhovlnné	228	285	304
odražené dlouhovlnné	- 309	- 309	- 309
dlouhovlnné celkem	- 81	- 24	- 5
radiační toky celkem	- 50	- 15	- 3

Tabulka 3: Srovnání radiační tepelné výměny ve sněhové pokrývce na otevřené ploše, v listnatém lese a v hustém jehličnatém lese (DeWalle et Rango, 2008, upraveno)

2.4.1.1 Vliv lesa na krátkovlnnou radiaci

Určujícím faktorem pro intenzitu krátkovlnné radiace je přítomnost slunečního svitu. Jeho intenzita je proměnná mimo jiné v závislosti na postavení Slunce na obloze. V průběhu dne i celého roku se mění zenitový úhel, a zároveň s ním i dráha slunečního paprsku, který je delším

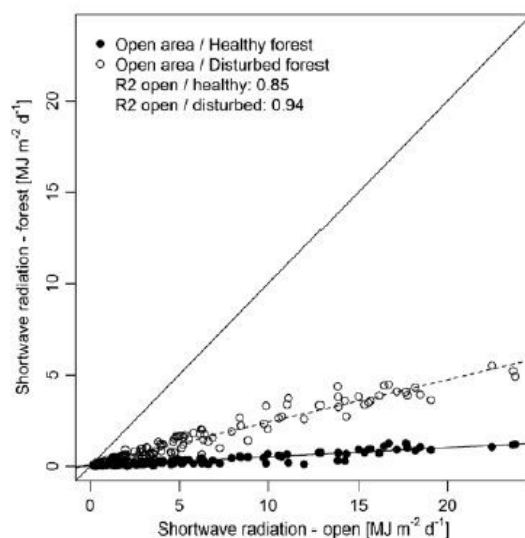
průchodem skrz vegetaci utlumován. Dochází ke stínění záření, které může být kromě vegetačního krytu způsobené dále topografií či oblačností. Jelikož má dopadající sluneční záření procházející skrz vegetační pokryv zvláště vysoký stupeň prostorové variability (Hardy et al., 2004), mohou nastat poměrně výrazné odchylky v samotném charakteru krátkovlnného záření na relativně malých územích. Svou roli v tom sehrávají vlivy sezónní (opadavá vs. neopadavá vegetace), dlouhodobé (stáří vegetace) a regionální (typ vegetace) (Van Mullem et Garen, 2004). V jehličnatých porostech, kde nedochází v průběhu zimního období k opadu jehlic, probíhá značné snížení celkového úhrnu sluneční radiace vlivem stínění, což má v konečném důsledku vliv na rychlost tání. Krátkovlnná radiace je považována za jeden z nejvýznamnějších tepelných toků energetické bilance v souvislosti s táním sezónní sněhové pokrývky (Ellis et Pomeroy, 2007).

Singh et Singh (2001) definují útlum krátkovlnné radiace v lesním prostředí dle Rovnic 19 a 20:

$$G_{fs} = T_f G \quad (19)$$

$$T_f = 1 - T_{fl} [1 - (1 - C_d)^2]^{0,5} \quad (20)$$

kde G je globální radiace dopadající na zemský povrch, G_{fs} je globální radiace na sněhové pokrývce pod lesním porostem, T_f popisuje množství krátkovlnné radiace dopadající na sněhovou pokrývku pod lesním porostem, T_{fl} je průchodový koeficient při 100% hustotě pokrytí vegetací (odpovídá hodnotě 0,9) a C_d je sledovaná hustota vegetace.

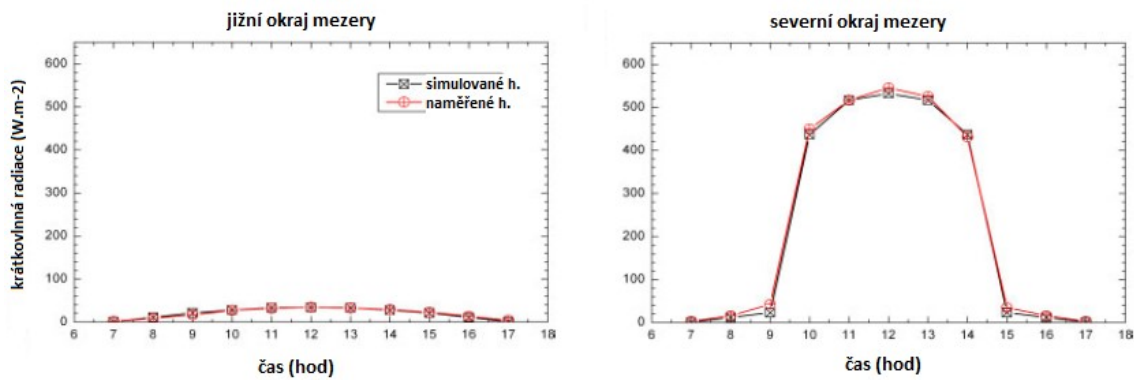


Obrázek 13: Srovnání denního množství globálního krátkovlnného záření na otevřené ploše, ve zdravém jehličnatém lese a v lesním porostu napadeném kůrovcem v průběhu zimního období 2015/2016 v povodí Ptačího potoka (Jeniček et al., 2017a).

Vliv lesa na množství přímého slunečního záření dokládají výsledky studie Jeníčka et al. (2017a) znázorněné na Obrázku 13. Přímé sluneční záření bylo pod hustým jehličnatým porostem redukováno na průměrných 6,3 %, respektive na 23,9 % pod lesem poškozeným kůrovcem, vztaženo relativně k množství slunečního záření na blízké otevřené ploše při zanedbání jiných vysvětlujících faktorů.

V lesním prostředí se na energetických tocích podílí taktéž odražené záření. Dle Sicart et al. (2004) může být vlivem odrazu krátkovlnného záření od jehlic stromů takto navraceno zpět do atmosféry až 90 % globální krátkovlnné radiace. Zároveň je třeba zohlednit i součinnost vegetace a albeda zemského povrchu (sněhové pokrývky), které se může také významně projevit. V důsledku toho je krátkovlnné záření, které projde skrz koruny stromů až ke sněhové pokrývce odraženo zpět, ale je mu porostem zabráněno proniknout dále a odráží se znovu zpátky směrem k zemskému povrchu (DeWalle et Rango, 2008). Výsledná krátkovlnná radiace, která pronikne k povrchu sněhové pokrývky pod lesním porostem je souborem jednotlivých složek záření, vzniklých interakcí (odražení, rozptyl, i opakovaný) toků krátkovlnného záření s objekty lesního prostředí nebo zemským povrchem (Ross, 1981).

Ostatně i to demonstruje studie Lawrela a Linka (2011), kteří představili model pro kvantifikaci radiačních přenosů s cílem predikovat tání sněhu. Zaměřili se přitom na nesouvislé lesní prostředí. Na Obrázku 14 je zjevný jednak vývoj hodnot globální krátkovlnné radiace, a zároveň i výše popsaná variabilita, způsobená už v tomto konkrétním případě tím, k jakým světovým stranám jsou různé části lesa orientovány. Je vidět vzestup hodnot s maximy kolem 12. a 13. hodiny, kdy je Slunce nejvýše nad obzorem. Zajímavý rozdíl lze pozorovat v simulovaných i naměřených hodnotách radiace v různých směrech pod mezerou (skulinou) mezi korunami stromů – díky nízké dráze Slunce (18. února) je jižní okraj stíněn, zatímco na severní okraj dopadají prošlé paprsky a úhrny radiace jsou výrazně vyšší. V rámci variability rozsáhlejšího území pod stromovým porostem popsali autoři místa s největšími úhrny krátkovlnné radiace (tzv. *hot spots*), která jsou většinou umístěna na severních okrajích lesa (přibližně 1-2 m od okraje) a v těchto částech lze měřit hodnoty krátkovlnné radiace průměrně až o $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ vyšší než na jižním okraji (Lawrel et Link, 2011).



Obrázek 14: Srovnání simulovaných a naměřených hodnot krátkovlnné radiace na jižním a severním okraji mezery ve vegetačním pokryvu (Lawrel et Link, 2011, upraveno).

2.4.1.2 Vliv lesa na dlouhovlnnou radiaci

Jak již bylo zmíněno výše, dochází v lesním prostředí, zejména v jehličnatých lesech, k útlumu jak krátkovlnného záření, tak turbulentních energetických toků. V důsledku toho narůstá význam přítomného dlouhovlnného záření v lese v souvislosti s procesy probíhajícími ve sněhové pokrývce. Dlouhovlnné záření se tak často stává hlavním zdrojem tání sněhu pod lesním porostem (Sicart et al., 2004; DeWalle et Rango, 2008).

Přitom je třeba rozlišovat dva hlavní zdroje dlouhovlnného záření, které sněhová pokrývka přijímá. Tím prvním je dlouhovlnné záření z atmosféry, které vzniká transformací krátkovlnného záření na částicích atmosféry, které krátkovlnné záření absorbují, přeměňují ho a ve formě dlouhovlnného záření ho dále posílají směrem k zemskému povrchu. Tato vegetací nezachycená část záření prostupuje ke sněhové pokrývce v mezerách mezi jednotlivými stromy. Druhou složku dlouhovlnné radiace tvoří ta část, která na rozhraní atmosféra-vegetace interaguje tím způsobem, že je absorbována samotnou vegetací a dle Stefan-Boltzmannova zákona (9) je dále vyzařována směrem ke sněhové pokrývce. Jelikož i sníh je tělesem, jehož teplota je vyšší než absolutní nula, dochází taktéž k vyzařování dlouhovlnné radiace ze sněhové pokrývky (Essery et al., 2008; DeWalle et Rango, 2008).

Je evidentní, že množství dlouhovlnného záření je významně ovlivněno přítomností oblačnosti. Čím více oblačnosti se vyskytuje, tím vyšší je množství částic v atmosféře, na kterých může docházet k transformaci krátkovlnné radiace na dlouhovlnnou. Zároveň dochází k potlačení přímého slunečního svitu. To se odráží i na intenzitě absorpce záření vegetačním pokryvem. Za jasných dní (radiální typ počasí) přijímají různé části stromu vyšší množství krátkovlnné radiace, která je přeměněna na teplo a jako tepelné dlouhovlnné záření emitováno do okolí. Vzniká tak výrazný rozdíl mezi teplotou vegetace a vzduchu. Tento rozdíl se naopak

neprojevuje při zvýšeném množství oblačnosti (advekční typ počasí), která brání ohřevu vegetace (DeWalle et Rango, 2008; Link et Marks, 1999; Essery et al., 2008; Pomeroy et al., 2009). Testování parametrizace modelů dlouhovlnné radiace s důrazem na vliv vyskytující se oblačnosti se věnovali například Sedlar et Hock (2009), kteří upozorovali, že modely mají často tendenci nadhodnocovat množství přicházející dlouhovlnné radiace v situacích, kdy je skutečné množství nižší (za bezoblačných dní), zatímco když je skutečný přenos dlouhovlnné radiace na vyšší úrovni (dny s oblačností), dochází k podhodnocování simulovanými hodnotami

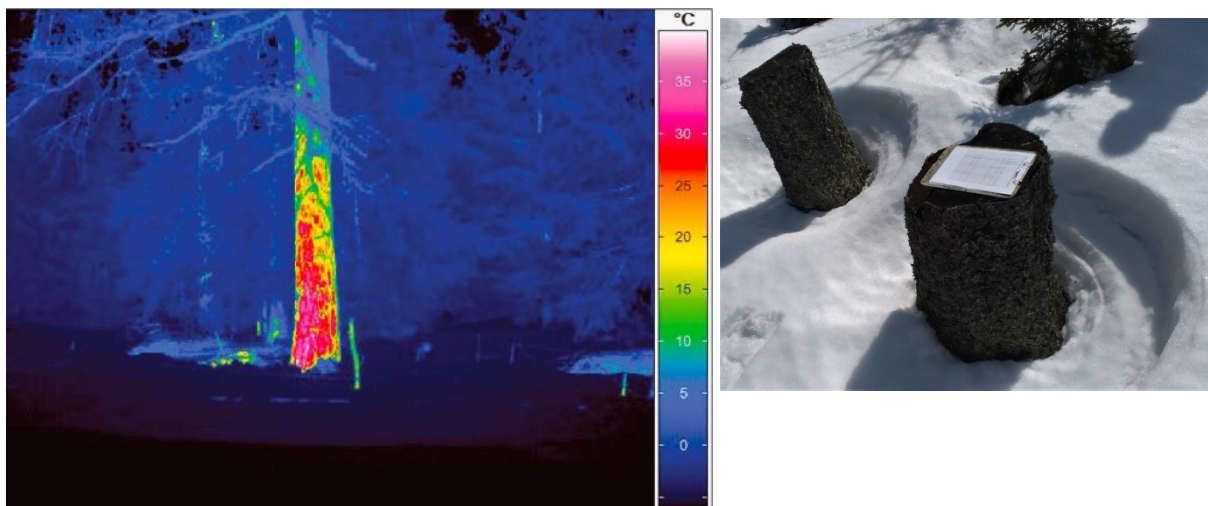
Příkladem orientace na analýzu toku dlouhovlnného záření je výzkum Esseryho et al. (2008) prováděný v borovicovém lese o různé hustotě v horském povodí jihozápadní Kanady. Autoři sestavili jednoduchý model pro odhad prostorových průměrů dlouhovlnné radiace pod lesním porostem. Hodnotili přitom hemisférické fotografie jako ukazatel míry vyzařování dlouhovlnné radiace z porostu, dále do výpočtu zahrnuli údaje o teplotě a hustotě vzduchu a přímo radiometry naměřené hodnoty dlouhovlnného záření nad korunami stromů. S ohledem na dva rozdílné zdroje dlouhovlnné radiace byl v kalkulaci simulovaného globálního záření použit model o dvou částech. Nepřesnosti v odhadu zkoumaných radiačních toků se často projeví za slunečných podmínek.

Podhodnocování existujících modelů, sestavených zejména dle informace o teplotě vzduchu nad korunami stromů, se pokusili vyřešit Webster et al. (2016), dříve i Pomeroy et al. (2009) tím, že vytvořili model o třech částech, který zahrnoval kromě klasických vstupních parametrů navíc i komponenty spojené s teplotou kmenů stromů. Tím došlo ke snížení střední kvadratické chyby předcházejících simulací o $7,7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ a k výraznému zpřesnění odhadu v podmínkách celkově intenzivního ozáření. Užitá Rovnice 21 zahrnuje všechny tři složky vstupující do výpočtu celkového globálního dlouhovlnného záření $L \downarrow$:

$$L \downarrow = V_f L_{\text{sky}} + TV_f (\epsilon_{\text{tree}} \sigma T_{\text{tree}}^4) + (1 - TV_f - V_f) (\epsilon_{\text{can}} \sigma T_{\text{can}}^4) \quad (21)$$

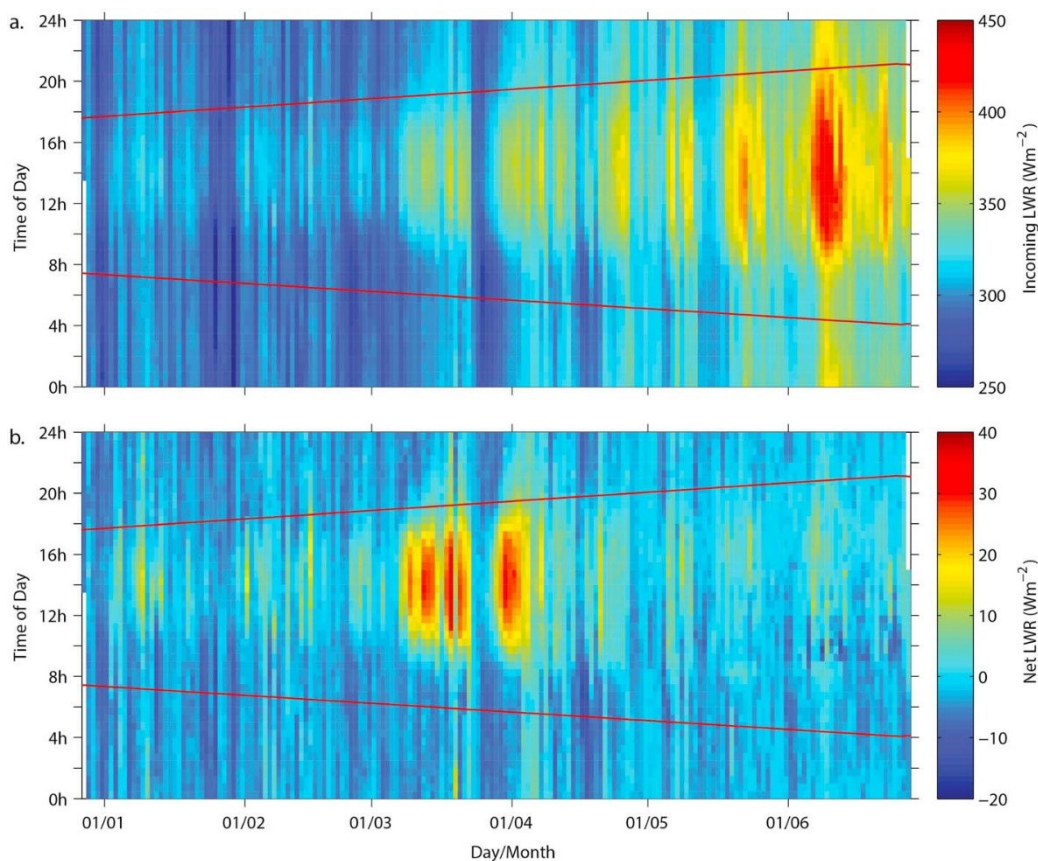
kde V_f vstupuje do výpočtu jako veličina popisující podíl viditelné oblohy (hemisféricky), L_{sky} označuje naměřené globální dlouhovlnné záření z atmosféry, TV_f značí teplotu viditelných kmenů při hemisférickém pohledu, T_{tree} je teplota kmene stromu T_{can} je teplota okolního porostu, která je v tomto případě nahrazena lokální teplotou vzduchu.

Výsledky studie vyhodnocují významný vliv vyzařování kmenů stromů, jejichž teplota se vůči okolnímu prostředí může lišit i o více než 25 °C (Webster et al., 2016), a podstatnou měrou tak ovlivňují celkovou bilanci dlouhovlnného záření v lesním porostu. Vyzařování kmenů je snadno dokumentovatelné i při pohledu na rychleji odtávající sněhovou pokrývku v jeho bezprostřední blízkosti (Obrázek 15).



Obrázek 15: Teplotní snímek znázorňující rozdíl teplot v lesním prostředí (Webster et al., 2016) a působení zvýšené teploty kmenu na charakter sněhové pokrývky (foto: archiv autora).

V rámci stejné studie (z oblasti švýcarských Alp) je na Obrázku 16 znázorněn denní průběh globální i celkový tok dlouhovlnné radiace pod korunami stromů. Jsou zřejmé celkově nižší hodnoty radiace v průběhu noci, postupný nárůst intenzity v dopoledních hodinách, s maximy mezi 12. a 13. hodinou odpolední, přičemž výrazná je variabilita i v průběhu sledovaného půlroku. Celkový přenos dlouhovlnné radiace (globální i odražené) vykazuje kladný tok záření směrem k povrchu (znázorněno červenou barvou) v období od počátku tání (půle března) do úplného roztátí sněhu (konec dubna) s maximálními hodnotami až kolem 40 W.m⁻², což je způsobeno především vyšší emisivitou atmosféry i vegetačního krytu díky jejich rostoucí teplotě.



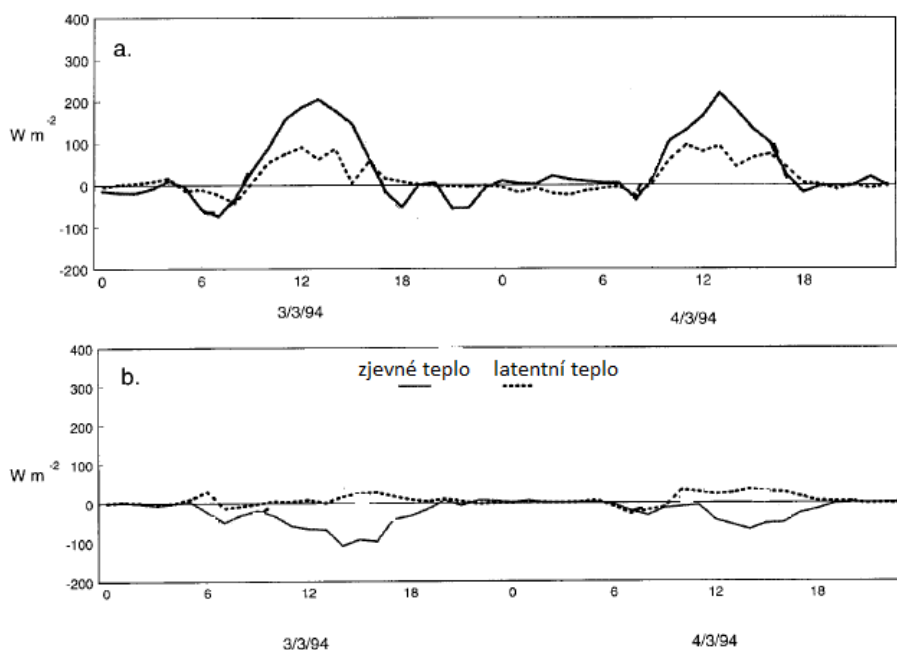
Obrázek 16: Hodinové průměry globální dlouhovlnné radiace (a) a celkového toku dlouhovlnné radiace (b) pod stromy ve švýcarských Alpách v období od prosince do června. Červené čáry znázorňují čas východu a západu Slunce (Webster et al., 2016).

2.4.1.3 Vliv lesa na turbulentní přenosy tepla

Vliv lesa na turbulentní toky latentního a zjevného tepla se projevuje především ve formě usměrňování proudění vzduchu. Lesní porost vůči němu funguje jako přirozená bariéra a mění celkový charakter proudění. Rychlost větru je zásadním parametrem při hodnocení konvektivní výměny mezi sněhovou pokrývkou a atmosférou (Assaf, 2007).

Srovnání vlivu lesa na toky latentního a zjevného tepla ukazuje Obrázek 17, ze kterého je patrná oscilace hodnot těchto veličin kolem nuly na otevřené ploše (b.), kdežto v zalesněných oblastech (a.) dochází k výraznému kolísání v průběhu dne, s celkově negativní bilancí (únikem tepla) během noci a pozitivní bilancí (dodáním tepla) během dne (Harding et Pomeroy, 1996). Tyto výsledky nekorespondují s tvrzením Andreadise et al. (2009) o tom, že tepelný přenos turbulentních toků zjevného a latentního tepla jsou v lese výrazně potlačeny, protože les působí v tomto případě jako přirozená protivětrná bariéra, a zabraňuje tak výměně vzduchu nad sněhovou pokrývkou. Oproti otevřeným plochám může být rychlost větru v lese redukována o více jak 70 % (Ohta et al., 1993). Obecně lze v lesním prostředí uvažovat spíše méně

intenzivní konvektivní výměnu zjevného a latentního tepla. Výjimkou mohou být situace při přechodu výraznějších frontálních systémů, při nichž i konvektivní výměna pod lesním porostem může znamenat výraznější zásah do celkové energetické bilance (Sauter et McDonnel, 1992). Výsledný model v práci Koivusala a Kokkonena (2002) přiřkl na otevřených plochách uprostřed zimního období největší význam přenosům zjevného tepla, zatímco v lesích přispívají k tání stejným dílem teplo zjevné i celkové radiační. Na obou typech sledovaných ploch směrem k jarním měsícům vzrůstá význam slunečního záření, které je v průběhu zimy ve vyšších zeměpisných šířkách (oblast Siuntio, jižní Finsko, 60° s. š.) spíše upozaděno.



Obrázek 17: Toky latentního a zjevného tepla v lesním porostu (a.) a na otevřené ploše (b.) v průběhu dne (Harding et Pomeroy, 1996).

2.4.1.4 Hemisférické snímkování a LAI

Řada autorů, kteří se ve svých studiích jakkoli zaměřují na popis struktury vegetace, uvádí často v různých souvislostech metodu spočívající v pořizování hemisférických snímků. Výjimkou nejsou ani některé výše zmíněné výzkumy. Při sledování vlivu vegetačního krytu na charakter sněhové pokrývky je mnohdy bezrozměrná veličina LAI (*Leaf Area Index*, index listové plochy) důležitým kritickým parametrem, který vstupuje do výpočtu procesních modelů. Rychlý, spolehlivý a objektivní odhad LAI je nezbytný při sledování interakcí mezi atmosférou a vegetací, včetně souvislostí se změnami životního prostředí (Jonckheere et al., 2004). Existuje řada přímých i nepřímých metod pro stanovení LAI, i proto je zapotřebí ho zde v této souvislosti

alespoň okrajově zmínit. Konkrétní metodika vlastní popisované studie je pak blíže specifikována v Kapitole 3.2.1.

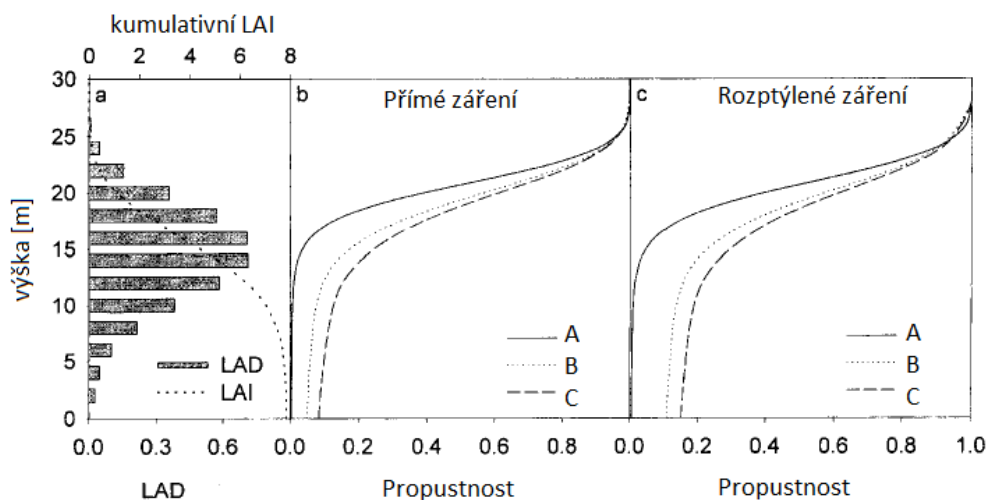
Analýza hemisférických snímků je metodou, která spočívá v pořizování širokoúhlých fotografií vegetace (zpravidla 180°) za účelem poskytnutí rychlé a přesné informace o struktuře vegetace, potažmo o průchodnosti světla uvnitř lesního prostředí (Frazer et al., 1999; Essery et al., 2008). Pomocí specializovaného softwaru je místu, kde byla fotografie pořízena, vypočtena na základě zadaných kritérií hodnota LAI. Ta poskytuje informaci o množství listové plochy na jednotku zemského povrchu, a podává tak údaje o struktuře a rozmístění vegetace při pohledu směrem k obloze. Může být použita při analýze související problematiky, včetně propojení s charakterem energetické bilance sněhové pokrývky v lese. Celkový pokryv listové plochy a její prostorové rozmístění je stěžejním parametrem při hodnocení působení vegetace na radiační režimy, potažmo jejího vlivu na energetickou výměnu na rozhraních atmosféra-vegetace-sněhová pokrývka (Monteith, 1975, in Cescatti, 1998).

Již byla zmíněná závislost rychlosti větru na struktuře vegetace. Vazba hustoty lesního porostu, vyjádřena v podobě LAI, a rychlosti větru byla blíže definována Raunerem (1976), který pro výpočet stanovil Rovnici 22:

$$u_z / u_h = \exp (- n PAI) \quad (22)$$

kde u_z je rychlost větru v lese při zemi v $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, u_h udává rychlost větru nad stromovým patrem v $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, PAI (*Plant Area Index*) je bezrozměrný ekvivalent LAI a veličina n je označována jako úbytkový koeficient větru, který například pro neopadaný listnatý les při nižších rychlostech větru nabývá hodnot 0,25-0,35.

Závislost míry propustnosti záření (přímého i rozptýleného) na parametru LAI znázorňuje Obrázek 18. Táž studie (Cescatti, 1998) zmiňuje i vztah k LAD (*Leaf Area Density*) a simuluje úbytek radiace vlivem zalesnění pro spíše hypotetický homogenní lesní porost (A), pozorovaný (B) a náhodně zvolený heterogenní les (C).



Obrázek 18: Vertikální profil sledovaných proměnných (Cescatti, 1998, upraveno).

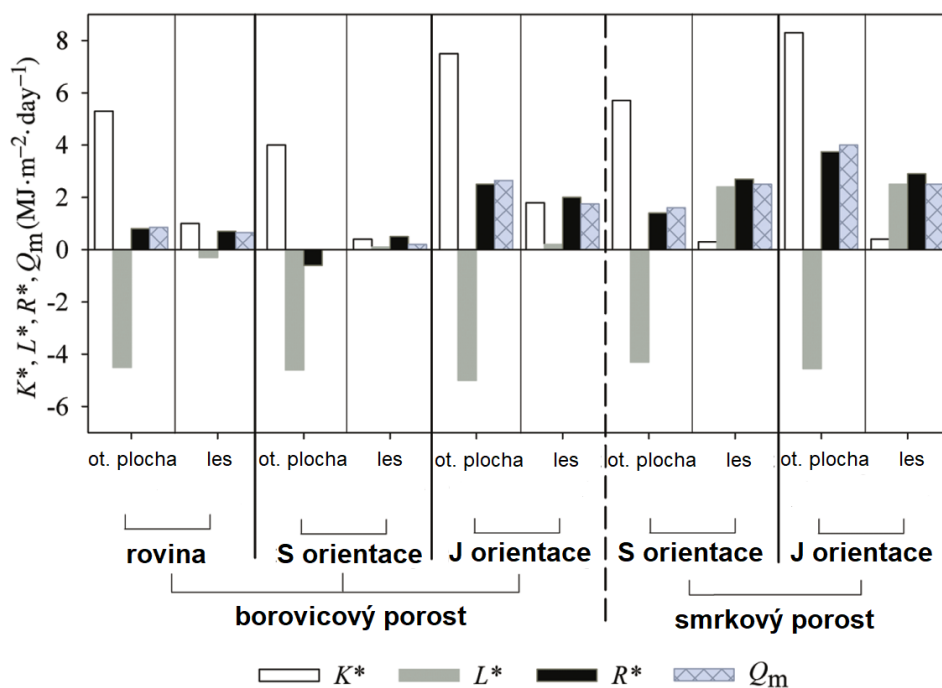
Stanovené hodnoty LAI dle převládajícího typu vegetačního porostu se mohou lišit v závislosti na fyzicko-geografických charakteristikách zájmové oblasti. Hodnoty pro otevřené plochy bez vegetace se pohybují zpravidla v intervalu 0-1, v lesním porostu bývají výsledné indexy mnohdy značně variabilní. Například Aubin et al. (2000) uvádí pro boreální lesy jihozápadní Kanady hodnoty v intervalu 1,68 až 3,95, zatímco Lagergren et al. (2005) stanovují pro jehličnaté lesy centrálního Švédska rozmezí 3,84 až 5,6.

2.4.2 Působení ostatních fyzicko-geografických faktorů

Specifické parametry tepelných toků v souvislosti s procesy ve sněhové pokrývce jsou utvářeny řadou fyzicko-geografických faktorů, díky nimž může být charakter jednotlivých složek tepelné výměny značně proměnlivý, a to jak časově, tak prostorově. Vedle již popsaného vlivu lesního porostu jsou nejvýraznější dopady přisuzovány vlivu topografickému (Link et Marks, 1999). Dle Jost et al. (2007) je v malém prostorovém měřítku akumulace a tání sněhu řízena především místní topografií a strukturou vegetace. Souhrnné údaje o topografických účincích jsou nepostradatelné pro předvídání vývoje a načasování tání sněhové pokrývky, zejména v horských oblastech. Ve většině případů je přitom opět zdůrazňován efekt na krátkovlnnou a dlouhovlnnou radiaci, spíše než působení na zjevné a latentní tepelné přenosy. Gelfan et al. (2004) se dle sestaveného modelu pro oblast severovýchodního Ruska kloní k názoru, že soubor dějů, probíhajících ve sněhové pokrývce, je spíše citlivý ke změnám atmosférických procesů než ke struktuře vegetace. U struktury vegetace byla prokázána spíše slabá závislost, která se navíc mění od sezóny k sezóně dle právě působícího meteorologického vývoje. Je třeba

zdůraznit, že vegetační, topografické, meteorologické a další účinky působí na energetickou bilanci ve většině případů souběžně.

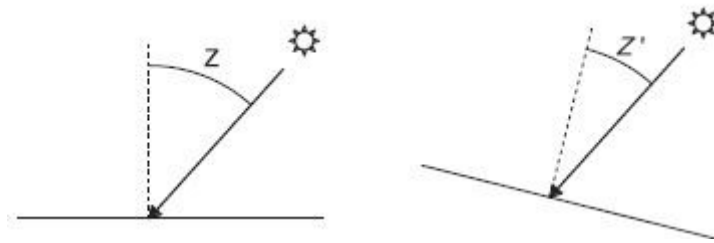
Dva hlavní zmíněné faktory zahrnuli ve svých poznatcích Ellis et al. (2011). V horských oblastech jihozápadní Kanady popsali podstatný vliv topografického stínění a orientace svahů primárně na charakter radiační bilance (Obrázek 19) v průběhu jarního tání (od února do května). Patrný je vliv smrkového porostu ve smyslu zmírnění rozdílů v krátkovlnném oslunění různě orientovaných ploch, pod lesním porostem znovu převládá dlouhovlnné záření jako hlavní zdroj energie pro zahřívání sněhové pokrývky. Jak v borovicovém, tak ve smrkovém lese vegetace podstatě snižuje celkovou radiaci, a tím i rychlost tání i na svazích orientovaných směrem na jih, zároveň dochází ke zvýšení celkové radiace na zalesněných severních svazích. Tyto výsledky naznačují poměrně významné působení sklonu a expozice na energetickou bilanci sněhu v zalesněných územích (Ellis et al., 2011).



Obrázek 19: Průměrný denní přenos krátkovlnné radiace (K^*), dlouhovlnné radiace (L^*), radiačního přenosu (R^*) a energie dostupné pro tání (Q_m) v závislosti na vybraných charakteristikách území (Ellis et al., 2011, upraveno).

Topografie zahrnuje vliv nadmořské výšky, polohy, sklonu a orientace území vůči světovým stranám na charakter akumulace a tání sněhové pokrývky. Přitom sklon území má vliv na zenitový úhel dopadajícího slunečního záření (Obrázek 20) a svahy orientované na sever mají nižší denní potenciální iradiaci. Posouzení vlivu topografie se tak stává stěžejním faktorem při snaze vyvinout přesné modely odtoku ze sněhem pokrytých oblastí, neboť mimo jiné

výrazně ovlivňují povahu přímého i rozptýleného záření (úhel dopadajícího záření, stínění reliéfu apod.) (DeWalle et Rango, 2008).



Obrázek 20: Vliv sklonu na zenitový úhel dopadajícího slunečního záření (DeWalle et Rango, 2008).

S rostoucí členitostí povrchu stoupá i topografické působení. V topograficky členitých oblastech pak sněhová pokrývka nepřijímá záření pouze z atmosféry, ale taktéž odraženou a vyzářenou radiaci z okolního vystupujícího povrchu (Plüss et Ohmura, 1997).

Topografickým stíněním a jeho vlivu na sluneční záření se zabývali také Varley a Beven (1996). Ve svém výzkumu se zaměřili na prudce svažité povodí ve Skotsku s průměrným sklonem 15 až 20° se snahou popsat zvlášť vztah pro přímé a rozptýlené záření v prostředí, kde je celkový přísun přímého slunečního záření značně topograficky omezen. V části takto profilovaného území bylo rozptýlené záření v průběhu zimy dokonce jedinou složkou slunečního záření, neboť stíněním sluneční paprsky na plochu nedopadaly. Avšak v letních měsících, kdy je Slunce výše nad obzorem, tvořilo rozptýlené záření méně než 25 % celkové dopadající sluneční radiace.

Základní topografické aspekty daného území přímo ovlivňují další fyzicko-geografické faktory. V závislosti na nadmořské výšce dochází ke změnám teplot, vlhkosti vzduchu (dle teplotního gradientu) nebo skupenství srážek, s rostoucí nadmořskou výškou roste obecně i rychlost proudícího větru, návětrná strana je pak vystavena většímu množství dopadajících srážek apod. Všechny tyto zmíněné faktory působí v konečném důsledku na proces tepelných přenosů a je zapotřebí je ve výpočtech a modelech brát v úvahu. Přitom spolu uvedené proměnné velmi úzce souvisí.

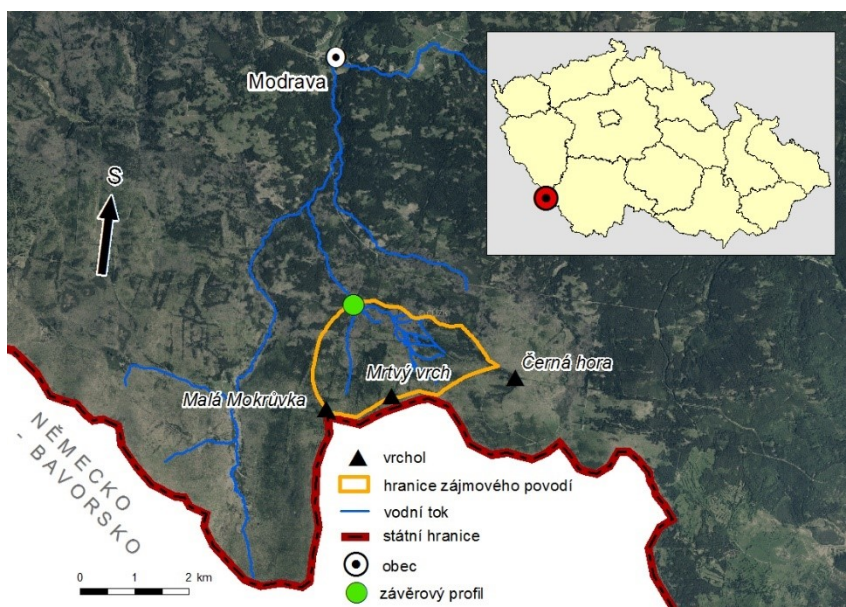
Pokud uvažujeme působení topografie ve smyslu jejího efektu na přenos zjevného a latentního tepla, je třeba se zaměřit spíše na proměnné jako rychlost větru či teplota a vlhkost vzduchu.

V případě výzkumu Courbauda et al. (2003) nebyl vliv sklonu a expozice na intercepci záření prokázán, na rozdíl od osvětlení na úrovni zemského povrchu, které vzrůstá na jižně orientovaných svazích.

3 Materiál a metody

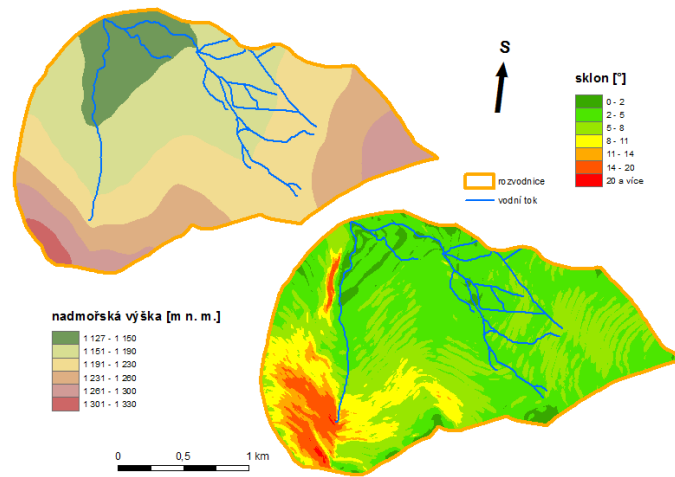
3.1 Vymezení zájmové lokality

Výzkum je prováděn v experimentálním povodí Katedry fyzické geografie a geokologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Jedná se o povodí Ptačího potoka, které se nachází v centrální části Šumavy při hranicích s Bavorskem, přibližně 5 km jižně od obce Modrava (Obrázek 21). Nejvyšším bodem je v jihozápadní části povodí vrchol Malé Mokrůvky s nadmořskou výškou 1330 m n. m. Její severní svah je odvodněn říčkou Mokrůvka, která je levostranným přítokem Ptačího potoka. Na jejich soutoku (na místě bývalé Ptačí nádrže v nadmořské výšce 1127 m n. m.) se nachází závěrový profil celého experimentálního povodí s hladinoměrem. Ptačí potok pramení na západním svahu Černé hory ve výšce 1220 m n. m. a jako tok 6. řádu se vlévá do Modravského potoka.



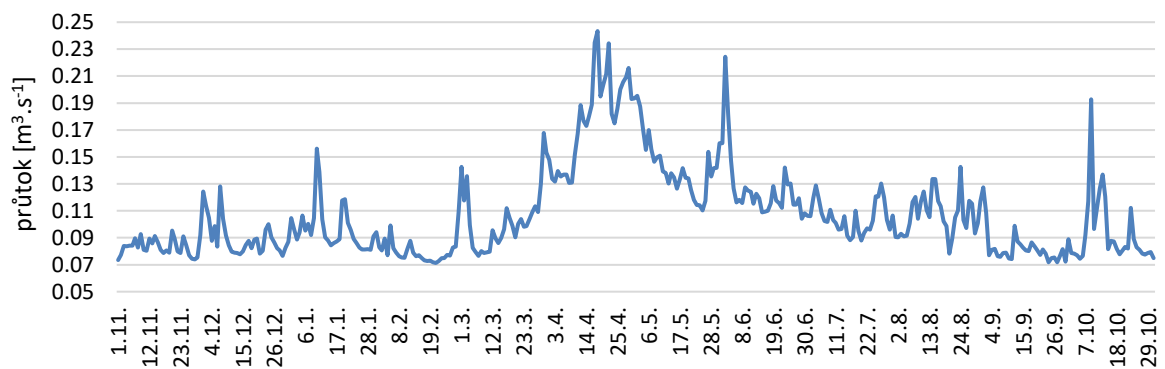
Obrázek 21: Vymezení zájmové lokality (ArcČR, ortofoto ČÚZK).

Experimentální plocha vyplňuje zhruba tři čtvrtiny celkové rozlohy povodí Ptačího potoka. Jeho celková plocha činí 4,09 km², délka rozvodnice je 8,64 km, úhrnná délka toků je necelých 8 km, hustota říční sítě činí 1,95 km na km². Průměrný sklon povodí je 6° a maximální sklon povodí přesahuje i 30° (Beitlerová, 2012; Hotový, 2016; ArcGIS – DMÚ25). Převažují přitom svahy orientované na sever a východ, což má zásadní význam pro charakter oslunění zkoumané oblasti. Výškové a sklonitostní poměry zájmového území jsou znázorněny na Obrázku 22.

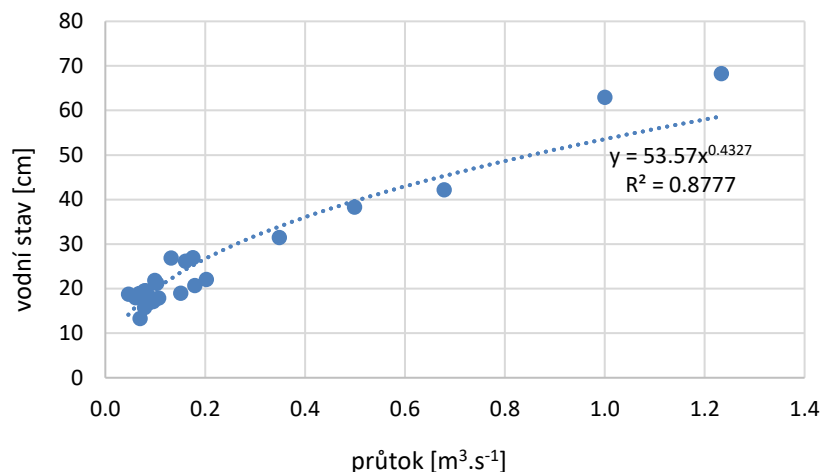


Obrázek 22: Výškové a sklonitostní poměry povodí Ptačího potoka (ArcČR, ZABAGED).

Povodí Ptačího potoka je charakterizováno sněhovo-dešťovým režimem odtoku s maximy vyskytujícími se v souvislosti s táním sněhové pokrývky, tedy zpravidla mezi pozdním březnem a začátkem května (Jeníček et al., 2017a). Průměrné denní průtoky (Obrázek 23) jsou uvedeny na základě známé výšky hladiny dle sestavené měrné křivky pro Ptačí potok (Obrázek 24).

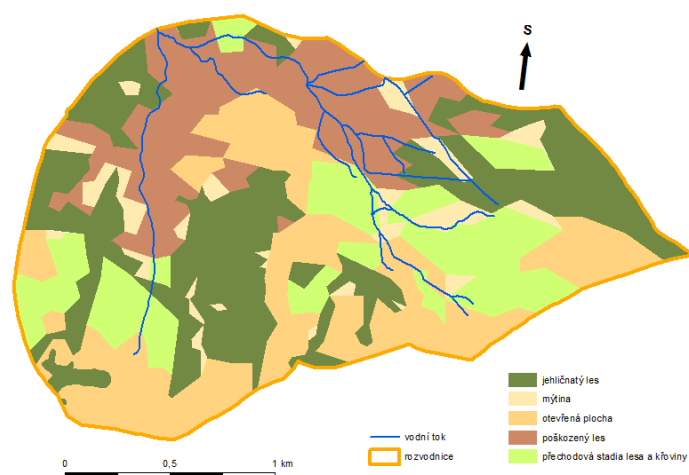


Obrázek 23: Průměrné denní průtoky v závěrovém profilu Ptačího potoka v letech 2008-2015 (data: KFGG).



Obrázek 24: Měrná křivka Ptačího potoka, závislost průtoku (x) na vodním stavu (y) při koeficientu determinace (R^2).

Procesy tání jsou významně ovlivněny mimo jiné vegetační strukturou. Ta je v rámci zkoumaného povodí zastoupena ve formě převážně jehličnatých lesů, v nichž dominantním druhem je smrk ztepilý (*Picea abies*). Jedná se o vzrostlé lesní porosty s různou hustotou zápoje, jejichž celistvost je však narušována působením lýkožrouta smrkového (*Ips typographus*), který napadá oslabené stromy. V součinnosti s větrem dochází k poměrně dynamické proměně zdejší vegetační skladby, což se významně odráží v procesech intercepce, evaporace, potažmo na odtokových charakteristikách z povodí (Langhammer et al., 2015). Kromě různých forem jehličnatého lesa se zde vyskytují menší enklávy mýtin a přechodných ploch mezi lesem a křovinami, které jsou tvořeny převážně nezapojenými samostatnými stromy nižšího věku (Obrázek 25).

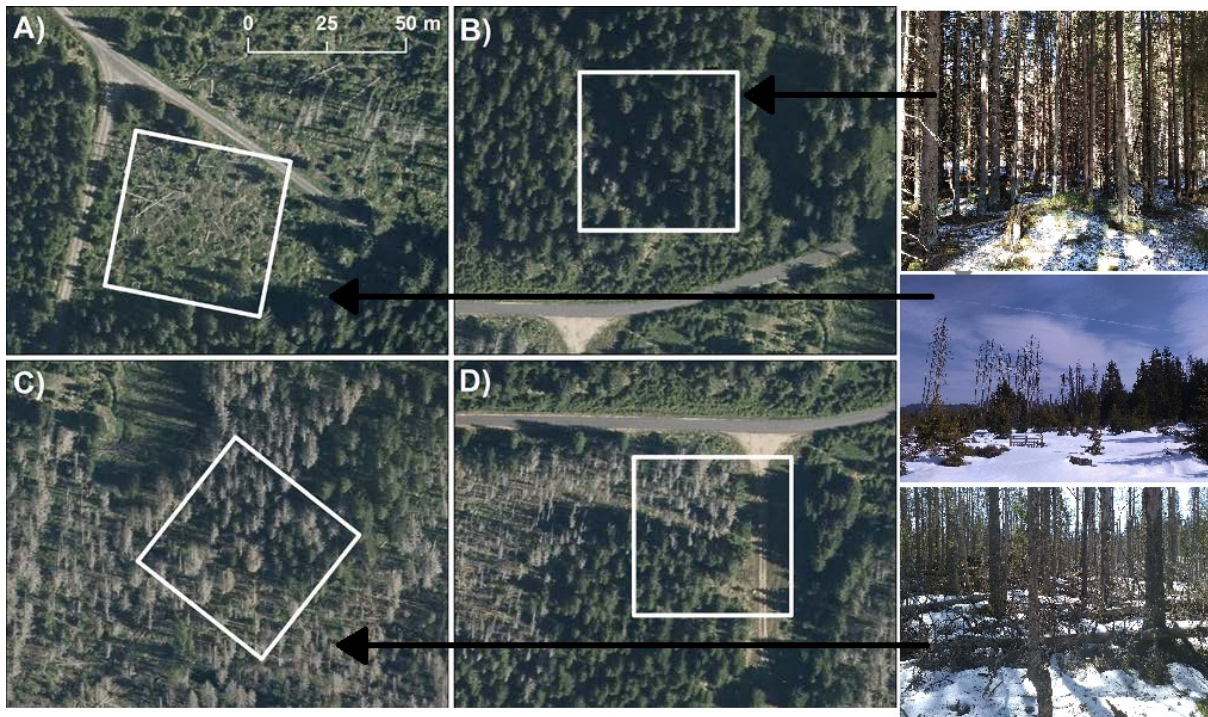


Obrázek 25: Krajinný pokryv v povodí Ptačího potoka (vektorizace: Adam Blšák, upraveno v ArcGIS).

Podrobnější charakteristika zájmového povodí, která podává bližší informaci o dalších fyzicko-geografických parametrech, je uvedena v Hotový (2016).

3.2 Měření dat

Za účelem výzkumu byly v experimentálním povodí vymezeny výseky o velikosti přibližně 50 x 50 metrů, přičemž primární snahou bylo definovat tyto plochy na základě odlišné struktury vegetace (Obrázek 26). V rámci celé plochy byly dále zjišťovány parametry sněhové pokrývky, zatímco analýza radičních vlastností byla jednotlivým typům ploch určena na základě bodové informace z přístrojů umístěných v daných výsecích. Sběr dat o vybraných charakteristikách probíhal jednak v rámci opakovaných terénních kampaní, jednak s využitím dat dostupných z přístrojů, které jsou v povodí nainstalovány.



Obrázek 26: Vymezení lokalit dle charakteru vegetační struktury: otevřená plocha (A), zdravý jehličnatý les (B), les napadený lýkožroutem smrkovým (C), plocha se smíšeným typem vegetačního pokryvu (D) (Jeniček et al., 2017a; ČÚZK; foto: archiv autora, upraveno).

Experimentální povodí je vybaveno přístroji na měření teplot vzduchu, sněhu a půdy, vlhkosti vzduchu, krátkovlnné a dlouhovlnné radiace, vodní hodnoty sněhu a jeho výšky. Srážky jsou měřeny pouze v teplé části roku, neboť zde umístěné srážkoměry nejsou vyhřívány. Pro sledování srážek v zimním období jsou k dispozici data z vyhříváných měřidel nedaleké meteorologické stanice Modrava.

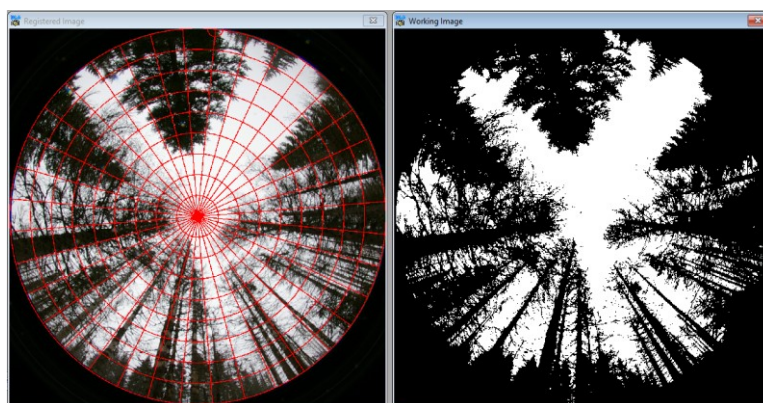
Na rozdíl od předešlých výzkumů (např. Beitlerová, 2012; Jeníček et al., 2015; Matějka, 2015), které se věnovaly spíše analýze procesů v měřítku celého experimentálního povodí, se metodika této studie zaměřuje na plošně menší a specifická území, s cílem podrobněji sledovat vliv jednotlivých faktorů, zejména krátkovlnného a dlouhovlnného záření, na vývoj a charakter sněhové pokrývky.

3.2.1 Parametry a struktura vegetace

Za účelem vymezení a popisu sledovaných lokalit na základě odlišné struktury vegetace byly kolegy z katedry pořízeny hemisférické fotografie. Sběr obrazových dat byl prováděn již v průběhu letních měsíců předešlých let. Snímání vegetace, která je při tom zachycována zesponu objektivem namířeným směrem k obloze, probíhá pomocí speciálního tělesa (*SIGMA 4,5 mm, f/2,8 EX HSM DC Fisheye circular*), které je opatřeno objektivem s úhlem záběru zpravidla 180° (Frazer et al., 1999; Matějka, 2015).

Při dodržení Frazerem (1999) doporučených podmínek a nastavení bylo takto pořízeno celkem 128 fotografií, tj. 36 snímků na každé z vymezených ploch (zdravý les, poškozený les, smíšená vegetace), na otevřené ploše postačilo k analýze 20 fotografií, vzhledem k homogenitě snímků a rozmístění stromů na otevřené ploše. Místa pořizování hemisférických fotografií odpovídala bodům, v nichž bylo zároveň prováděno měření výšky sněhu.

Všechny pořízené hemisférické snímky byly následně analyzovány v softwaru *Gap Light Analyzer* (GLA), verze 2.0 vyvinutá Frazerem (1999). Matějka (2015) blíže specifikuje jednotlivé proměnné a udává konkrétní hodnoty parametrů, které vstupují do výpočtu GLA a jsou totožné s nastavením, které bylo použito pro výpočet v rámci zde uvedené analýzy. Odlišným parametrem je kromě údaje o nadmořské výšce analyzovaného území pouze stanovení mezní hodnoty (*threshold*), která je nastavena na základě subjektivního porovnání s původní fotografií a která ve výsledku ovlivňuje to, zda je konkrétní pixel vyhodnocen jako průchod (otevřená plocha, obloha), nebo jako bariéra (část vegetačního krytu). Dle tohoto kritéria jsou následně stanoveny výsledné hodnoty, popisující podíl a rozložení vegetace v zorném poli fotoaparátu (Obrázek 27).



Obrázek 27: Prostředí softwaru GLA pro zpracování hemisférických snímků.

3.2.2 Parametry sněhové pokrývky

Plošná měření vlastností sněhové pokrývky byla prováděna především za účelem sledování rozdílů v průběhu akumulace a tání sněhu během zimních měsíců, v závislosti na vegetačním krytu, respektive působením krátkovlnné a dlouhovlnné radiace na průběh akumulace a tání. Takto zaměřených terénních kampaní bylo v zimní sezóně 2016/2017 uskutečněno celkem šest – dvě v období akumulace sněhové pokrývky (11. a 19. ledna), zbytek pak v průběhu tání sněhu (3., 17., 24. a 31. března). Byly zjišťovány údaje o výšce a vodní hodnotě sněhu (SWE – *snow water equivalent*). V rámci terénních výjezdů bylo prováděno manuální měření výšky sněhu pomocí sněhoměrného válce v kroku 10 metrů, tedy celkem 36 bodů ve každém čtverci 50 x 50 metrů, a zároveň byla v pěti bodech zjišťována hustota sněhu, což je přípustné vzhledem k nižší variabilitě hustoty sněhu na takto malém prostoru. SWE pro všechny zbývající body čtverce byla vypočítána na základě známé hmotnosti odebraného vzorku sněhu (pomocí digitálních vah, s odečtením hmotnosti samotného válce, tj. 0,84 kg) a známém průřezu odběrného válce (50 cm²).

Vedle manuálního měření jsou pro povodí k dispozici také data z automatických přístrojů. Na meteorologické stanici Modrava je pomocí sněhoměrné váhy a polštáře zaznamenávána výška a vodní hodnota sněhu. Přímo v experimentálním povodí Ptačího potoka je na otevřené ploše instalován přístroj na měření sněhu *Snow Pack Analyzer* (SPA) od výrobce Sommer Messtechnik. Toto zařízení slouží k měření výšky, vodní hodnoty, hustoty sněhu a obsahu kapalné a pevné fáze uvnitř sněhové pokrývky. Analyzuje přitom impedanci ve sloupci sněhu mezi dvěma horizontálně umístěnými páskami (ve výšce 5 cm a 25 cm nad zemí) a jednou diagonálně nataženou páskou (Jeníček et al., 2017a).

Pro práci s naměřenými hodnotami a následné grafické zpracování byl použit software MS Office Excel 2016 společnosti Microsoft.

3.2.3 Parametry krátkovlnné a dlouhovlnné radiace

Měření jednotlivých složek záření, zejména pak parametry krátkovlnné a dlouhovlnné radiace, jsou stěžejními údaji pro uvedenou studii. V rámci experimentálního povodí slouží k měření radiace tři senzory, které jsou rozmístěny pod různými typy vegetace (otevřená plocha, zdravý jehličnatý les, les napadený kůrovcem) a nacházející se buď přímo uvnitř vymezených území, nebo v jejich těsné blízkosti (bez rozdílu v nadmořské výšce či topografických poměrech). Jedná se o radiometry CNR4 (výrobce Kipp and Zonen), které poskytují data o globální i odražené krátkovlnné a dlouhovlnné radiaci. To je docíleno tím, že se tato zařízení skládají ze dvou pyranometrů a pyrgeometrů (Obrázek 28), z nichž vždy jeden je orientován směrem k obloze, druhý pak směrem k zemskému povrchu (Jeníček et al., 2017a). Díky informaci o globální i odražené radiaci je možné dopočítat albedo zemského povrchu, respektive sněhové pokrývky.



Obrázek 28: Radiometr CNR4 umístěný v povodí Ptačího potoka (foto: M. Jeníček).

K popsání časové a prostorové variability krátkovlnné a dlouhovlnné radiace byla pro jednotlivé plochy hodnocena zimní sezóna 2016/2017 jako celek, tzn. od začátku prosince do konce dubna, a zároveň byly blíže sledovány kratší epizody v průběhu zimy (na jejím počátku, vrcholné a pozdní fázi), lišící se převládajícím typem počasí. Odlišení radiačního a advektivního typu počasí mohlo být provedeno díky záznamům o stavu počasí (radiace, teplota, srážky) z blízkých meteorologických stanic na Šumavě (Modrava, Filipova Huť, Churáňov).

Práce s časovými řadami o radiaci, včetně úprav a grafických výstupů, byla prováděna v softwaru MS Office Excel 2016 společnosti Microsoft. V datovém souboru se v několika případech vyskytly hodnoty, značící zasněženou svrchní část senzoru, případně možné podsvícení radiačního krytu. Tyto časové úseky byly vyřazeny z analýz globální a celkové krátkovlnné i dlouhovlnné radiace, data o radiaci odražené nebyla těmito epizodami postihnuta. Jedná se o situace, kdy naměřená hodnota globálního krátkovlnného záření byla nižší než naměřená hodnota záření odraženého, což je stav, který ve skutečnosti u krátkovlnného záření nastat nemůže. Je tedy zřejmé, že senzor po danou dobu nebyl schopen správně měřit globální radiaci.

3.2.3.1 Výpočet tepla dostupného pro tání

Na základě dat o radiaci a dalších potřebných parametrech povodí byl proveden výpočet tepla dostupného pro tání sněhu Q_m dle základní rovnice (Rovnice 1, popsána v Kapitole 2.1) pro kvantifikaci celkové energetické bilance sněhové pokrývky.

$$Q_m = Q_{nr} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_q \quad (1)$$

Radiační tok energie Q_{nr} zahrnuje přenos krátkovlnné radiace Q_{sn} a přenos dlouhovlnné radiace Q_{ln} . Jedná se přitom o komponenty, jejichž hodnoty jsou přímo naměřené na přístrojích umístěných v experimentálním povodí, a není tak u nich potřeba provádět další výpočet. Jsou však na rozdíl od ostatních složek podrobněji analyzovány. V softwaru MS Office Excel 2016 společnosti Microsoft byly vypočteny průměrné měsíční energetické toky krátkovlnné a dlouhovlnné radiace, včetně průměrných hodnot při radiačním a advekčním typu počasí (konec března). Ostatní složky energetické bilance byly následně kvantifikovány za použití výpočtů potřebných proměnných na základě Rovnic 14-18, které jsou uvedeny s odkazem na literaturu v Kapitole 2.2.

3.2.3.2 Termální snímky

Ve vymezených lokalitách, se zaměřením na plochy pokryté lesním porostem, byly v průběhu zimní sezóny 2017/2018 pořizovány série fotografií pomocí termokamery. Uvedená metoda byla zvolena jako doplňková, s předpokladem získání dat o tepelných vlastnostech vegetace a její časové variabilitě v průběhu dne i noci, zároveň s přihlédnutím k převládajícímu typu počasí, podobně jako u parametrů krátkovlnné radiace (Obrázek 29). Informace o tepelném vyzařování může posloužit pro utvoření bližší představy o tom, do jaké míry se vyzařování vegetace podílí na množství celkové dlouhovlnné radiace.

K těmto účelům byla použita termokamera typu *Fluke Ti25*, která kombinuje snímky v infračerveném spektrálním pásmu (7,5 μm – 14 μm) se snímky optickými (ve viditelné části spektra). Další parametry kamery jsou uvedené v Tabulce 4. Software *SmartView* pak vytváří výsledný obraz, který podává informaci o teplotě snímaných objektů. Na základě toho lze zachytit a analyzovat teplotu jednotlivých objektů, potažmo intenzitu vyzařování (I) vegetace (kmenů, větví aj.) i sněhové pokrývky v souvislosti s působením krátkovlnné a dlouhovlnné radiace, a to podle Stefan-Boltzmannova zákona pro šedá tělesa (23):

$$I = \varepsilon \sigma T^4 \quad (23)$$

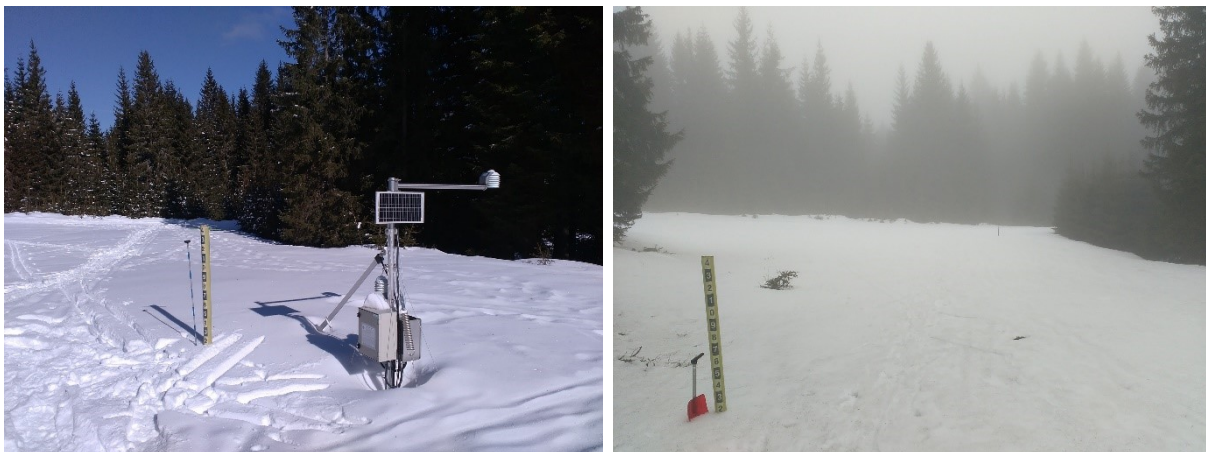
kde ε je emisivita povrchu tělesa (tj. 0,95 pro výpočet termokamery), T je termodynamická teplota v kelvinech a σ je Stefan-Boltzmannova konstanta ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$).

typ kamery	Fluke Ti25
výrobce kamery	Fluke Europe B.V.
zářivost (emisivita)	0,95
ohnisková vzdálenost	20 mm
rozsah kalibrace	-22,0 °C až 125,0 °C

Tabulka 4: Vybrané parametry termokamery *Fluke Ti25*.

První série snímků byla pořízena v průběhu měsíce února, ve vrcholné fázi zimy. Při převládajícím radičním typu počasí (slunečno, nízká vlhkost vzduchu, mrazivo) bylo nafoceno několik snímků v průběhu celého dne (od 10:00 hod. do 16:30 hod. SEČ), avšak vzhledem k velmi mrazivým podmínkám (až -20 °C), které v době sběru dat panovaly, nebyly vytvořeny termální snímky během nočních hodin.

Následné termální snímkování bylo uskutečněno v pozdní fázi zimy na přelomu měsíců března a dubna, v průběhu tání sněhové pokrývky. Převládající meteorologické podmínky byly charakterizovány jako advekční (mlhavo s občasným mrholením, teploty kolem 2 °C). Kromě denních fotografií ve zdravém jehličnatém lese (série snímků od 6:30 hod. do 18:15 hod. SEČ) již bylo možné pořídit i snímek v průběhu noci (23:00 hod SEČ).

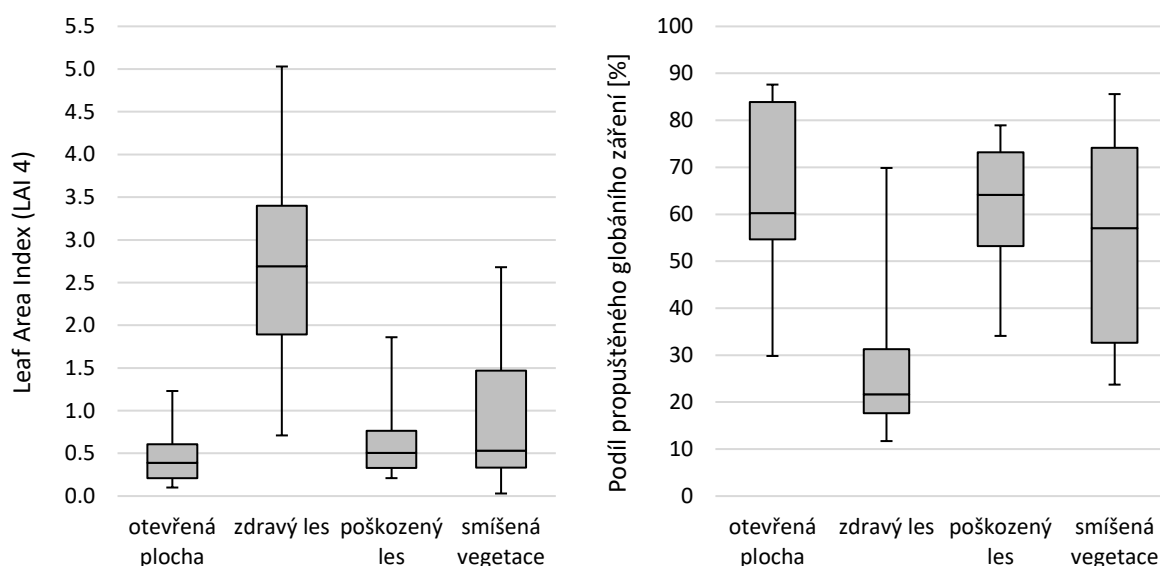


Obrázek 29: Meteorologické podmínky při pořizování termálních snímků – vlevo radiační typ počasí, vpravo advekční typ počasí (foto: archiv autora).

4 Výsledky

4.1 Analýza struktury vegetace

Uvedené hodnoty vzešly z výpočtů softwaru GLA a definují pomocí výsledného indexu vymezené plochy podle výskytu vegetace. Na Obrázku 30 jsou graficky znázorněny vypočtené hodnoty *LAI 4 Ring* a *Total Solar Transmissivity of the Canopy*, které byly pro uvedenou analýzu vybrány jako stěžejní z řady dalších proměnných, které výpočet GLA nabízí. Bezrozměrná veličina *LAI 4 Ring* udává index listové plochy pro kulovou výseč v rozsahu 0 až 60° zenitového úhlu nad zvoleným bodem, *Total Solar Transmissivity of the Canopy* pak určuje podíl propuštěného globálního záření (přímého i rozptýleného) skrz vegetační pokryv (Frazer et al., 1999).

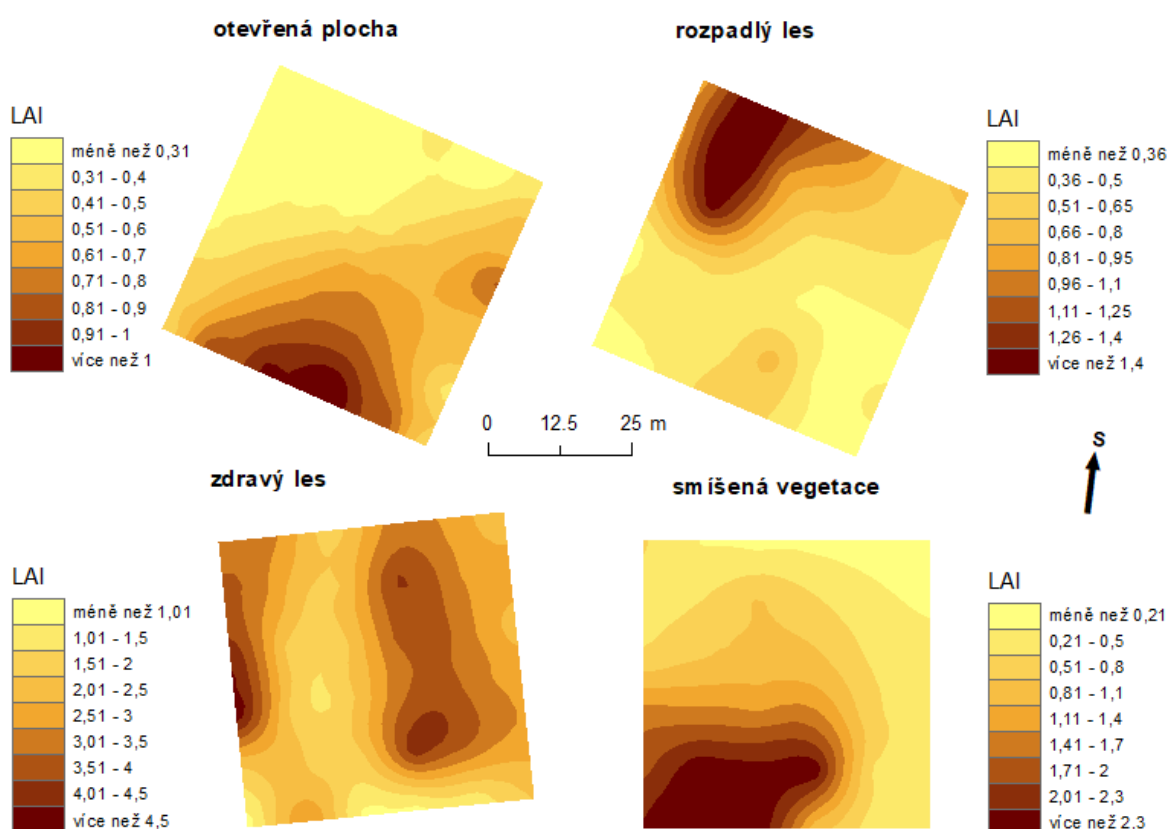


Obrázek 30: Vypočtené hodnoty LAI 4 (levý graf) a celkový podíl záření (přímé i rozptýlené) procházející skrz vegetační kryt (pravý graf) u jednotlivých typů lokalit. Krabicový diagram (boxplot) udává minimum a maximum (okrajové hodnoty), 25% (spodní hranice boxu), 75% (horní hranice boxu) percentil a medián (předělová linie uvnitř boxu).

Na základě výsledných hodnot indexu listové plochy lze kategorizovat vymezené lokality dle struktury vegetace, jako otevřenou plochu s nejnižšími hodnotami LAI, poškozený les s nepatrně vyššími hodnotami LAI a zdravý jehličnatý les s nejvyššími hodnotami a mediánem kolem 2,7, v němž je zároveň patrná i nejvyšší variabilita zápoje vegetace na sledované ploše. Vyšší variabilita je pozorována taktéž v místě se smíšeným porostem, kde se vyskytují různé typy a druhy vegetačního krytu. Disturbance lesa působením lýkožrouta smrkového (*Ips*

typographus) je příčinou velmi nízkých hodnot LAI v poškozeném lese, což se velmi významně projevuje i na množství propouštěného globálního záření, jehož podíly jsou dokonce srovnatelné s hodnotami na otevřené ploše. Ve zdravém jehličnatém lese je směrem k zemskému povrchu (sněhové pokrývce) propouštěna přibližně čtvrtina z celkového úhrnu přímého a rozptýleného záření, ačkoli i zde se vyskytují místa s menším počtem stromů, kde dochází k významnějšímu pronikání slunečních paprsků.

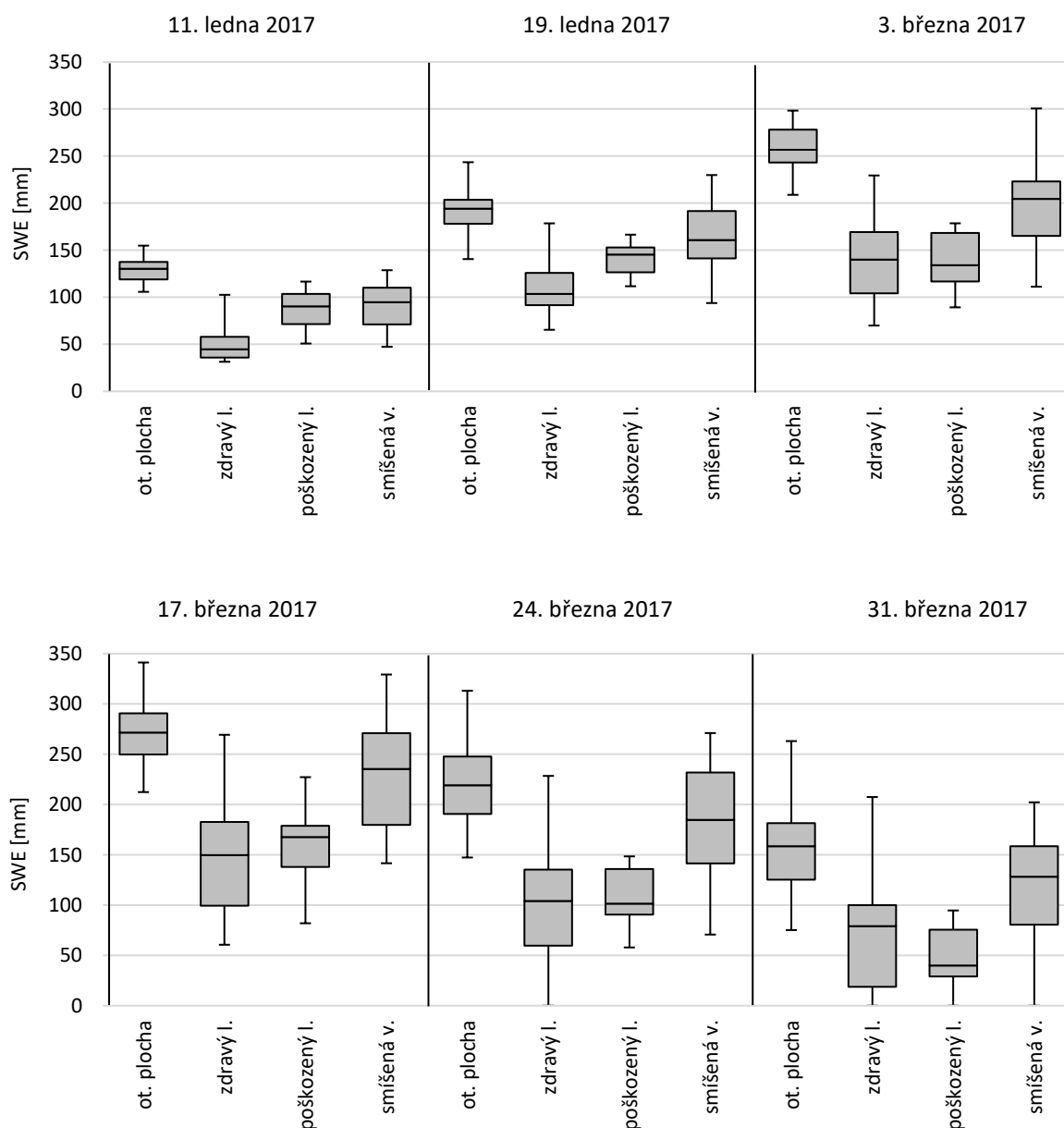
Na Obrázku 31 jsou znázorněna interpolovaná data o LAI na jednotlivých typech lokalit. Na otevřené ploše se zvýšenými hodnotami projevuje vliv vzrostlého lesa na jižní a západní straně, v rozpadlém lese indexy ilustrují rozložení napadených a odolávajících stromů, ve zdravém jehličnatém lese je zjevný poměrně vysoký rozptyl hodnot LAI a výrazná variabilita na malé vzdálenosti v závislosti na hustotě vegetace, na lokalitě se smíšenou vegetací je zřetelný úbytek stromů severním a východním směrem.



Obrázek 31: Rozložení hodnot LAI v rámci sledovaných ploch.

4.2 Analýza sněhové pokrývky

Jedním z parametrů, kterým lze hodnotit množství sněhu je, kromě výšky sněhové pokrývky, informace o vodní hodnotě sněhu (SWE). K vývoji této veličiny dochází účinkem několika faktorů, přičemž primární význam je zde připisován působení krátkovlnného a dlouhovlnného záření.



Obrázek 32: Data o vodní hodnotě sněhu z terénních měření v povodí Ptačího potoka v zimní sezóně 2016/2017 v závislosti na vegetaci. Krabicový diagram (boxplot) udává minimum a maximum (krajové hodnoty), 25% (spodní hranice boxu), 75% (horní hranice boxu) percentil a medián (předělová linie uvnitř boxu).

Vodní hodnoty sněhu v průběhu zimní sezóny 2016/2017 na lokalitách definovaných dle převládajícího vegetačního krytu jsou uvedeny na Obrázku 32 ve formě krabicového diagramu. Na základě těchto dat lze analyzovat, do jaké míry se liší vývoj v množství sněhu na jednotlivých plochách působením lesního porostu, který zároveň pozměňuje charakter záření a přenos energetických toků v prostředí.

Během první poloviny zimy dochází k akumulaci vody ve formě postupného vrstvení sněhové pokrývky, energetická bilance je záporná, dlouhodobě neexistuje energie (teplo), která by způsobovala tání sněhu. K tomu začíná docházet v průběhu měsíce března, kdy se celková energetická bilance mění na kladnou vlivem působení jednotlivých radiačních toků. Radiační příčiny tání jsou blíže specifikovány v Kapitole 4.3. Dodaná energie ve formě tepla ovlivňuje zprvu jen horní vrstvy sněhové pokrývky, mění se struktura sněhových zrn, avšak k významným ztrátám vody obsažené ve sněhu v důsledku tání nedochází do té doby, než teplota celého sněhového profilu nepřesáhne 0 °C (tzv. *cold content*). Proto jsou maxima SWE pozorována až v termínu 17. března. Po dosažení vrcholu akumulace dochází k postupnému snižování hodnot SWE na všech plochách zejména vlivem rostoucí teploty vzduchu a přímého slunečního záření, vzhledem k zenitovému úhlu Slunce. Avšak rychlost tání se liší dle převládající struktury vegetace.

lokality	min. SWE (17.3.)	min. SWE (31.3.)	medián SWE (17.3.)	medián SWE (31.3.)	max. SWE (17.3.)	max. SWE (31.3.)	průměrný úbytek SWE (stavy 17.3. = 100 %)
otevřená plocha	212	75	272	159	341	263	58,5 %
poškozený les	82	0	168	40	227	95	29,6 %
zdravý les	61	0	150	79	269	207	44,6 %
smíš. vegetace	142	0	235	128	329	202	50,3 %

Tabulka 5: Vybrané ukazatele SWE (v mm) na lokalitách ke konci zimního období 2016/2017.

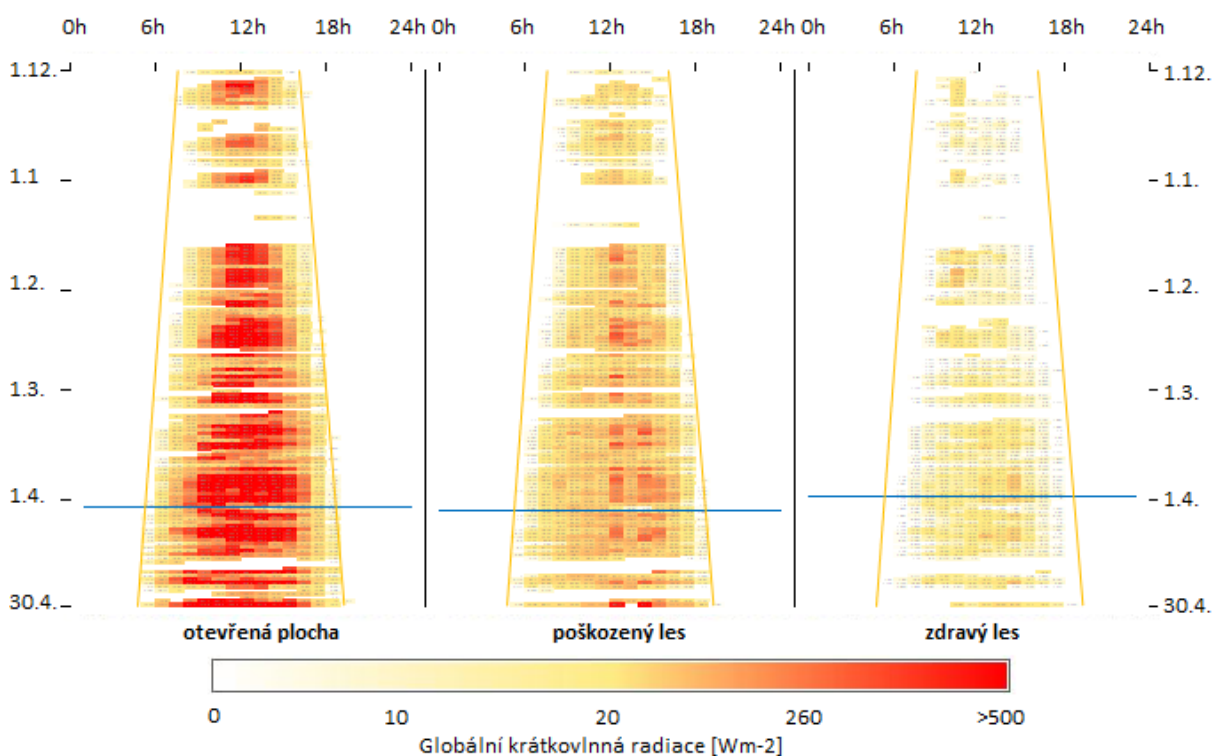
Ačkoli by se tání na otevřené ploše dalo uvažovat za urychlené ve srovnání s průběhem tání v lese, Tabulka 5 ukazuje, že relativní úbytek SWE není v lese ve sledovaném období nikterak výrazně zpožděn. Zde se projevuje zejména působení dlouhovlnné radiace jako hlavního zdroje energie v lesním prostředí. Výrazně nižší hodnoty pro lokalitu poškozený les jsou způsobeny nedostatečným pokrytím naměřených dat v rámci vymezeného čtverce. Důvody tohoto omezení jsou uvedeny v Kapitole 5.2.

4.3 Analýza radiace

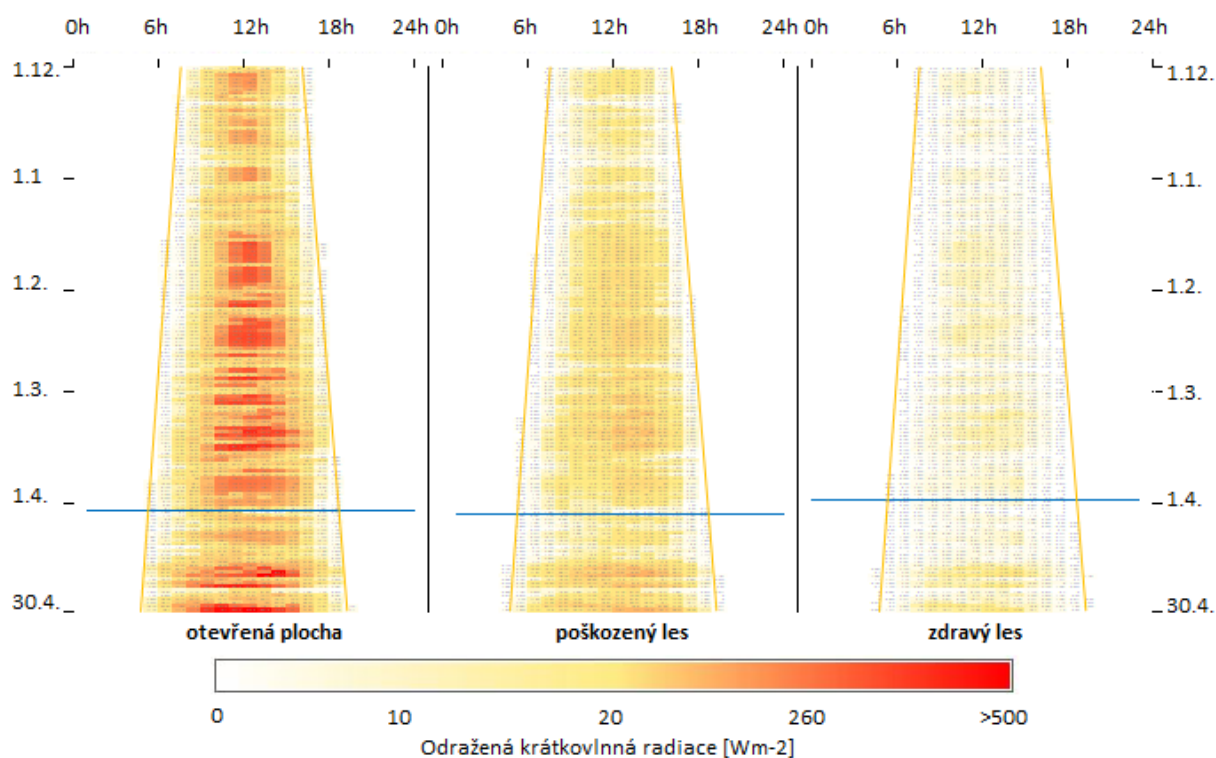
4.3.1 Krátkovlnná radiace

4.3.1.1 Hodnocení časové a prostorové variability

Úhrny a intenzita krátkovlnné radiace se odvíjí primárně od přítomnosti přímého slunečního záření, které je jejím hlavním zdrojem. V závislosti na slunečním svitu tak mohou být pozorovány značné rozdíly v úhrnech krátkovlnné radiace jak v průběhu celé zimní sezóny, tak během dne. Významnou roli při tom sehrává působení vegetačního krytu. Intenzita i denní a sezónní chod globálního a odraženého krátkovlnného záření pro lokality jsou znázorněny na Obrázcích 33 a 34. Zdrojem dat jsou bodová měření radiometrů, které jsou umístěny uvnitř vymezených ploch.



Obrázek 33: Hodinové průměry globální krátkovlnné radiace (pyranometr orientovaný k obloze) na lokalitách v období prosinec 2016 až duben 2017. Žluté linie vymezují čas východu a západu Slunce. Modré linie znázorňují dobu roztátí sněhu. Bílá místa značí chybějící hodnoty.

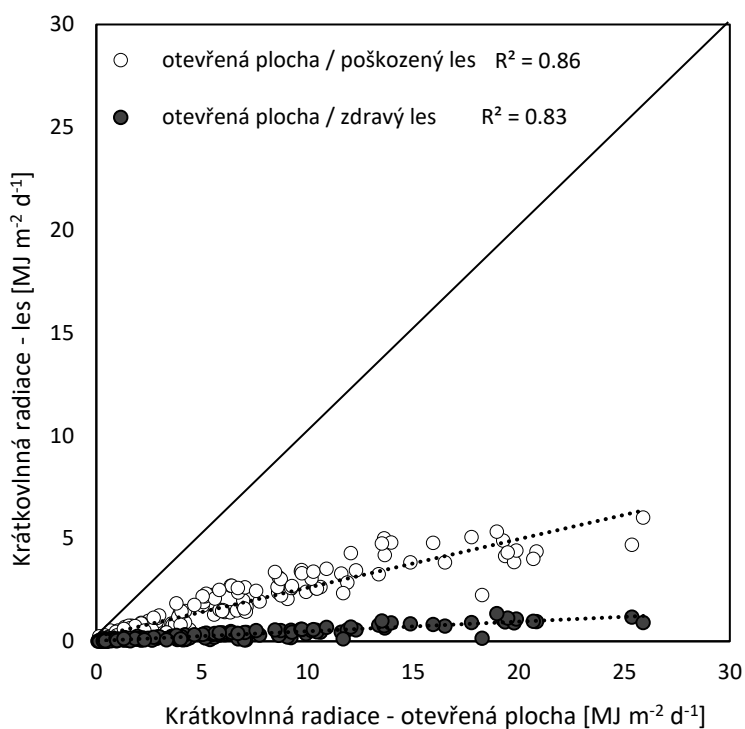


Obrázek 34: Hodinové průměry odražené krátkovlnné radiace (pyranometr orientovaný k zemi) na lokalitách v období prosinec 2016 až duben 2017. Žluté linie vymezují čas východu a západu Slunce. Modré linie znázorňují dobu roztátí sněhu.

Při pohledu na denní chod krátkovlnného záření je zcela zřejmá spojitost intenzity radiace s časem východu a západu Slunce. Zatímco na začátku sledovaného období se nad danou oblastí vyskytuje sluneční kotouč nad obzorem od 7:39 hod. do 16:10 hod. (SEČ), na jeho konci je to doba mezi 4:46 hod. a 19:20 hod. (SEČ), a přímé sluneční záření tak po delší dobu ovlivňuje úhrny krátkovlnné radiace, navíc v průběhu sezóny postupně narůstá zenitový úhel Slunce. Nejvyšší hodnoty globální radiace se vyskytují krátce po poledni, kdy je Slunce nejvýše nad obzorem, naopak při setmění (mezi západem a východem Slunce) je intenzita nulová. Zároveň je možné pozorovat kratší či delší epizody v průběhu celé zimní sezóny, kdy i během dne se vyskytují nulové hodnoty (nejvýznamněji v první polovině ledna na všech stanicích). Jedná se o již zmíněné situace, kdy dochází k pokrytí sensorů sněhem, případně je podsvícen radiační kryt přístroje, a relevantní hodnoty krátkovlnné radiace nelze měřit (Kapitola 3.2.3).

Maximální hodnoty globální krátkovlnné radiace lze zaznamenat v poledních hodinách v pozdních fázích sledovaného období (duben) na otevřené ploše. Průměrná hodinová intenzita zde dosahuje hodnot blízkých se $1000 Wm^{-2}$. Oproti tomu se ve stejnou dobu pohybuje maximální intenzita globální krátkovlnné radiace v poškozeném lese okolo $300 Wm^{-2}$,

ve zdravém lese je to v maximech pouze do 100 W.m^{-2} . Projevuje se zde vliv vegetačního krytu, který v tomto případě způsobuje stínění slunečních paprsků. Ve zdravém lese, kde byl popsán výrazně vyšší LAI, pak přímé sluneční záření prostupuje skrz koruny stromů pouze omezeně. Tento úbytek krátkovlnné radiace lze kvantifikovat jako průměr podílů globálního záření v poškozeném a zdravém lese vzhledem k úhrnům na otevřené ploše. Výsledně je celková globální krátkovlnná radiace vegetací redukována na 30,5 % v lese poškozeném kůrovcem a pouze na 6 % ve zdravém lese oproti úhrnům na otevřené ploše (100 %). Graficky je tento pokles v intenzitě záření znázorněn na Obrázku 35, včetně koeficientu determinace, jednotky W.m^{-2} jsou zde převedeny na $\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$.



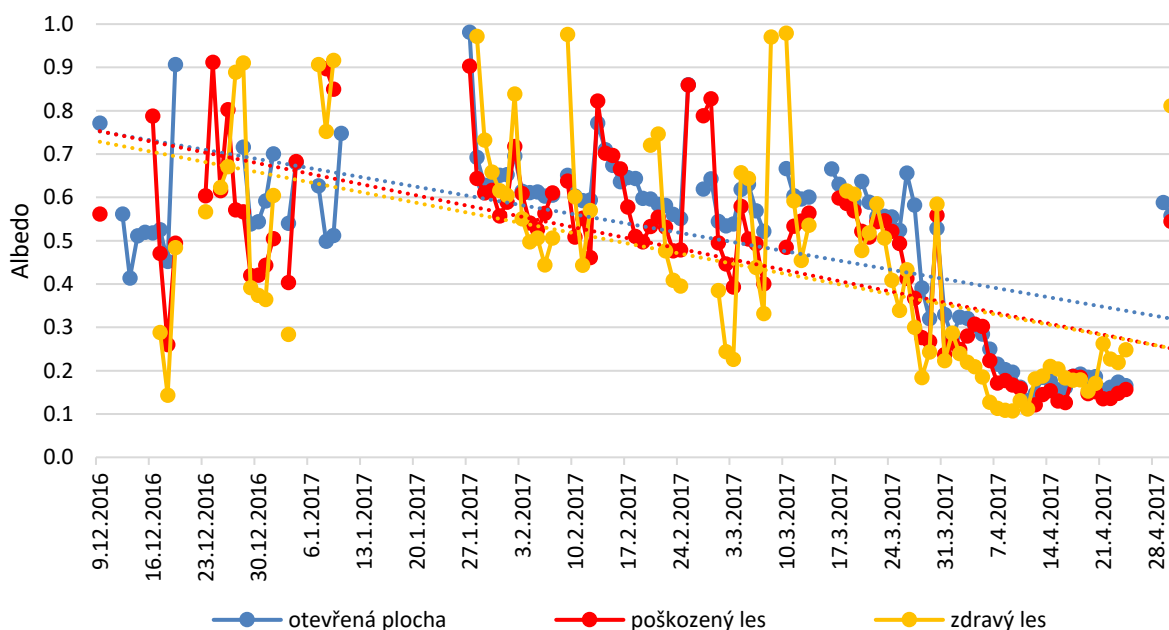
Obrázek 35: Srovnání denních úhrnů globální krátkovlnné radiace na otevřené ploše a v poškozeném lese (bílé body) a ve zdravém lesním porostu (černé body) v průběhu zimní sezóny 2016/2017.

Analýza odražené krátkovlnné radiace do jisté míry kopíruje chod globální krátkovlnné radiace. V tomto případě nebylo potřeba vyřazovat hodnoty, neboť se jedná o data z pyranometrů, orientovaných směrem k zemskému povrchu, a nemůže tak docházet k jejich zasněžení, potažmo ke zkreslování měřených hodnot.

Maximální hodnoty odražené krátkovlnné radiace na otevřené ploše se pohybují v rozmezí 300 až 500 W.m^{-2} a vyskytují se jak v dubnu, tak v průběhu března, února i ledna. Podobný průběh

se objevuje i v poškozené a zdravém lese, avšak zde jsou dosahovaná maxima výrazně nižší, okolo 100 W.m^{-2} v lese napadeném kůrovcem, respektive kolem 20 W.m^{-2} ve zdravém lese, kde je záření utlumeno.

Zatímco intenzita globální krátkovlnné radiace narůstá směrem k pozdní fázi zimy, tento trend u odražené radiace nelze pozorovat. U intenzity odražené krátkovlnné radiace tak nelze spatřovat významné rozdíly v maximálních úhrnech mezi jednotlivými měsíci zimního období. To se děje zejména v důsledku klesajícího albeda zemského povrchu (sněhové pokrývky), jehož vývoj a trend na lokalitách v průběhu zimy je znázorněn na Obrázku 36.



Obrázek 36: Vývoj albeda zemského povrchu (sněhové pokrývky) pro různé typy vegetačního pokryvu. Přerušované čáry znázorňují lineární spojnice trendu pro plochy.

Albedo je vypočteno jako rozdíl průměrné denní globální a odražené krátkovlnné radiace. Kontinuita vývoje je zde opětovně narušena nutností vyřazení některých hodnot z analýzy. I přesto je patrný setrvalý pokles albeda směrem ke konci zimy. Na konci zimního období (přelom března a dubna) dochází k výraznějšímu poklesu albeda, což je způsobeno jednak tím, že se na povrchu sněhové pokrývky nashromáždilo větší množství nečistot (opad ze stromů, prach aj.) a odrazivost záření tím klesá, jednak také tím, že se již mohou objevovat místa, kde chybí sněhová pokrývky a albedo sněhem nepokrytého povrchu je nápadně nižší. Tento fakt je dobře pozorovatelný i při sledování odražené krátkovlnné radiace, kdy po roztátí sněhu (na Obrázku 34 znázorněno modrou linií) nastává výraznější pokles úhrnů odraženého záření. Výrazné krátkodobé nárůsty albeda jsou způsobeny novou sněhovou pokrývkou, neboť

neznečištěný čerstvý sníh je charakterizován vysokou mírou odrazivosti, s hodnotami albeda i kolem 0,9 (DeWalle a Rango, 2008).

V lese jsou hodnoty obecně nižší, a to právě vzhledem k množství nečistot, které vegetace produkuje a které posléze dopadají na zasněžený povrch.

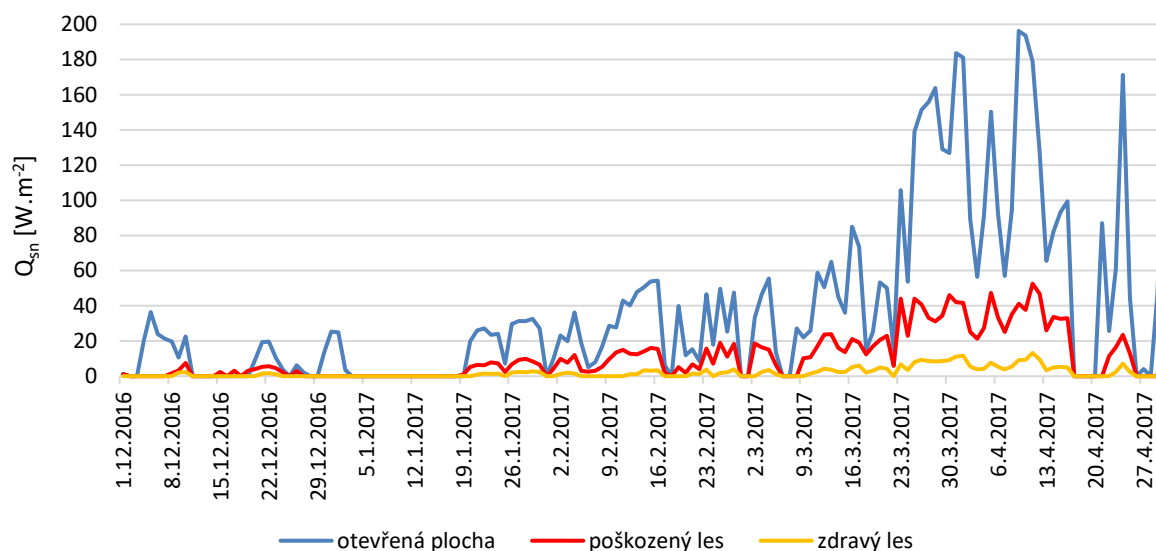


Obrázek 37: Povrch sněhu znečištěný opadem ze stromů (foto: archiv autora).

Pro potřeby kvantifikace energetické bilance je nutné uvést taktéž celkový přenos krátkovlnné radiace (Q_{sn}). Ten je pro všechny lokality graficky znázorněn na Obrázku 38, přičemž se jedná o rozdíl denních průměrů globální a odražené krátkovlnné radiace. Kontinuita grafu je znovu poznamenána vyřazenými hodnotami, kdy byly naměřeny úhrny globální radiace nižší než úhrny radiace odražené.

Průběh Q_{sn} odráží jednak dobu slunečního svitu, jednak albedo zemského povrchu. Nejvyšší průměrné denní hodnoty čili teplo dostupné z krátkovlnného záření (téměř $200 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) jsou pozorovány na otevřené ploše ke konci zimy a jsou způsobovány v tu dobu již poměrně intenzivním slunečním zářením. Rozdíly mezi lokalitami odpovídají výše uvedeným poměrům pro redukci globálního záření. Například ve zdravém lese není dosaženo ani $20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ v průběhu celé zimní sezóny a energie z krátkovlnné radiace zde tvoří spíše méně podstatný zdroj pro tání sněhové pokrývky.

Zde uvedené výsledné hodnoty krátkovlnné radiace vstupující do výpočtů celkové energetické bilance a jsou blíže popsány v Kapitole 4.3.3.



Obrázek 38: Celkový přenos krátkovlnné radiace (globální i odražená) v průběhu zimní sezóny 2016/2017 na jednotlivých lokalitách v povodí Ptačího potoka.

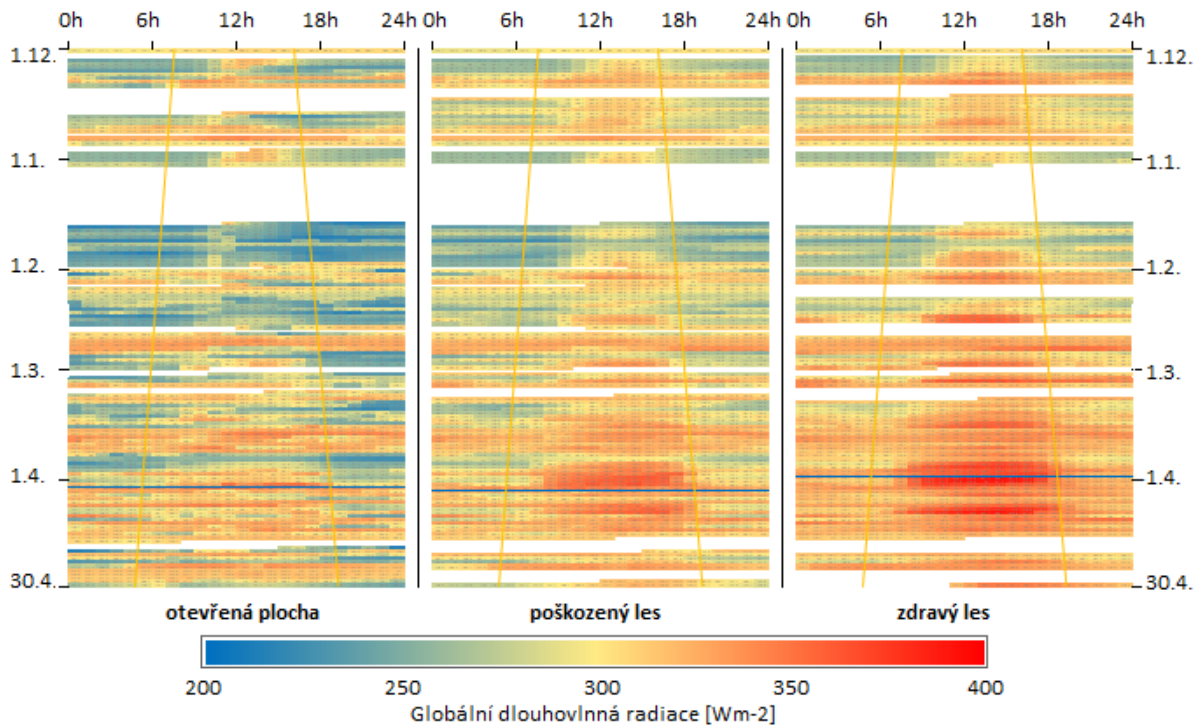
4.3.2 Dlouhovlnná radiace

4.3.2.1 Hodnocení časové a prostorové variability

Obrázek 39 znázorňuje v hodinových průměrech intenzitu globální dlouhovlnné radiace na sledovaných lokalitách, vyřazené časové úseky odpovídají obdobím výše zmíněným. Je zřejmé, že globální dlouhovlnná radiace představuje poměrně variabilní proměnnou s ohledem na denní a roční dobu a působící faktory (meteorologické podmínky, struktura vegetace aj.). Je přitom třeba uvažovat jak dlouhovlnnou radiaci pocházející z atmosféry, tak radiaci vyzařovanou z okolní vegetace.

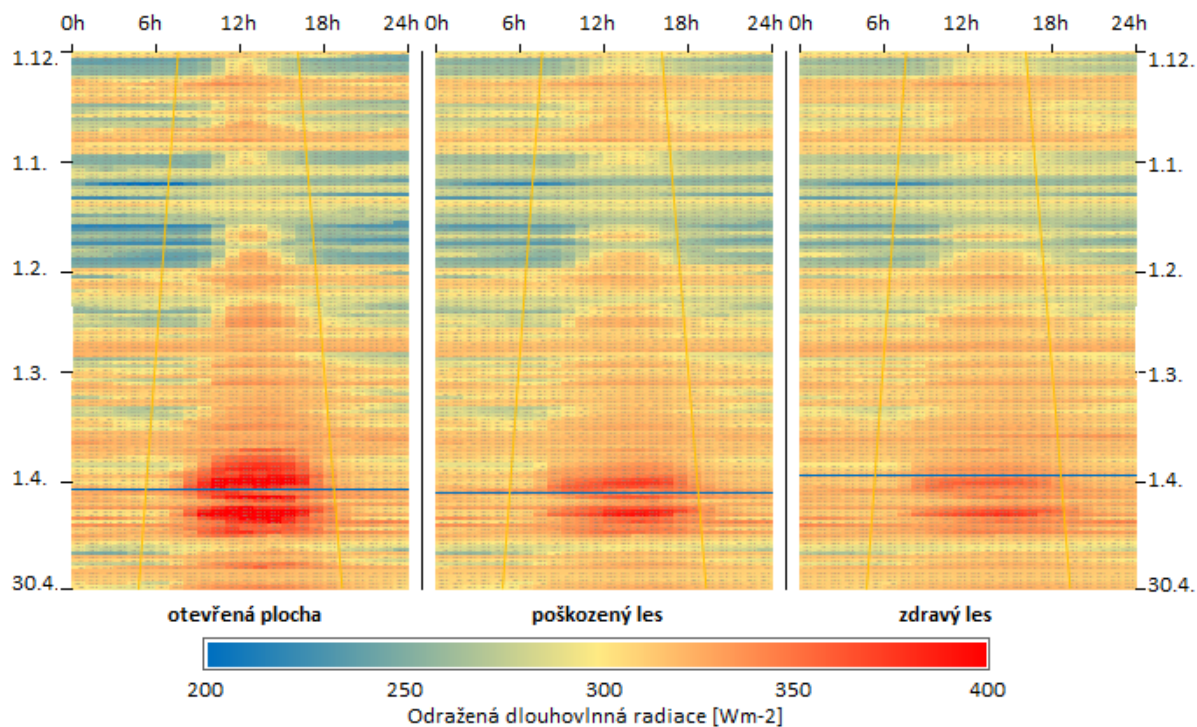
Na otevřené ploše oscilují hodnoty globální dlouhovlnné radiace po celé škále, a to v denním i sezónním chodu v závislosti na zmíněných faktorech, přitom nelze stanovit jasný trend. Při srovnání s průběhem globální krátkovlnné radiace se jeví nižší úhrny globální dlouhovlnné radiace při déletrvajícím slunečním svitu, zatímco při oblačných dnech se tok krátkovlnného slunečního záření vlivem oblačnosti častěji přeměňuje na záření dlouhovlnné, a jeho intenzita je pak vyšší. Obecně jsou však hodnoty ve srovnání se zbývajícími lokalitami na otevřené ploše spíše nižší, zejména během nočních hodin, neboť zde vegetace nepřispívá svým tepelným vyzařováním. Naproti tomu na lokalitách s výskytem stromů dochází k absorpci krátkovlnné radiace během dne, a ta je následně vyzařována větvemi a kmeny stromů ve formě dlouhovlnného záření i po setmění. U vzrostlých stromů dochází k tomuto přenosu i ve vyšších patrech lesa, což se projevuje zvýšenými hodnotami u senzorů orientovaných směrem vzhůru.

Dochází ke snímání dlouhovlnné radiace z různých zdrojů a podobně jako u ostatních senzorů lze podíl atmosférického a vegetačního vyzařování jen obtížně rozlišovat. Souběžné působení radiace z více zdrojů má za následek nejvyšší hodnoty v zalesněných lokalitách, s maximy ke $400 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, ke konci sledovaného období, zejména při slunečním svitu.



Obrázek 39: Hodinové průměry globální dlouhovlnné radiace (pyrgeometr orientovaný k obloze) na lokalitách v období prosinec 2016 až duben 2017. Žluté linie vymezují čas východu a západu Slunce. Modré linie znázorňují dobu roztátí sněhu. Bílá místa značí chybějící hodnoty.

Naproti tomu u odražené dlouhovlnné radiace (Obrázek 40) je u všech typů lokalit patrný nárůst intenzity v druhé polovině zimní sezóny a méně výrazně i v poledních hodinách. Zároveň neexistují významné rozdíly na lokalitách v nočních úhrnech. Pyrgeometr orientovaný k zemi by měl v tomto případě snímat zejména dlouhovlnnou radiaci vyzářenou zemským povrchem (sněhovou pokrývkou), i když záření ze spodní části kmenů ani zde nelze zcela eliminovat. Na otevřené ploše se jedná čistě o vyzařování zemského povrchu a vzhledem ke snižujícímu se albedu absorbuje sníh významné množství energie, což se projevuje v nejvyšších intenzitách dlouhovlnné radiace směrem od zemského povrchu.

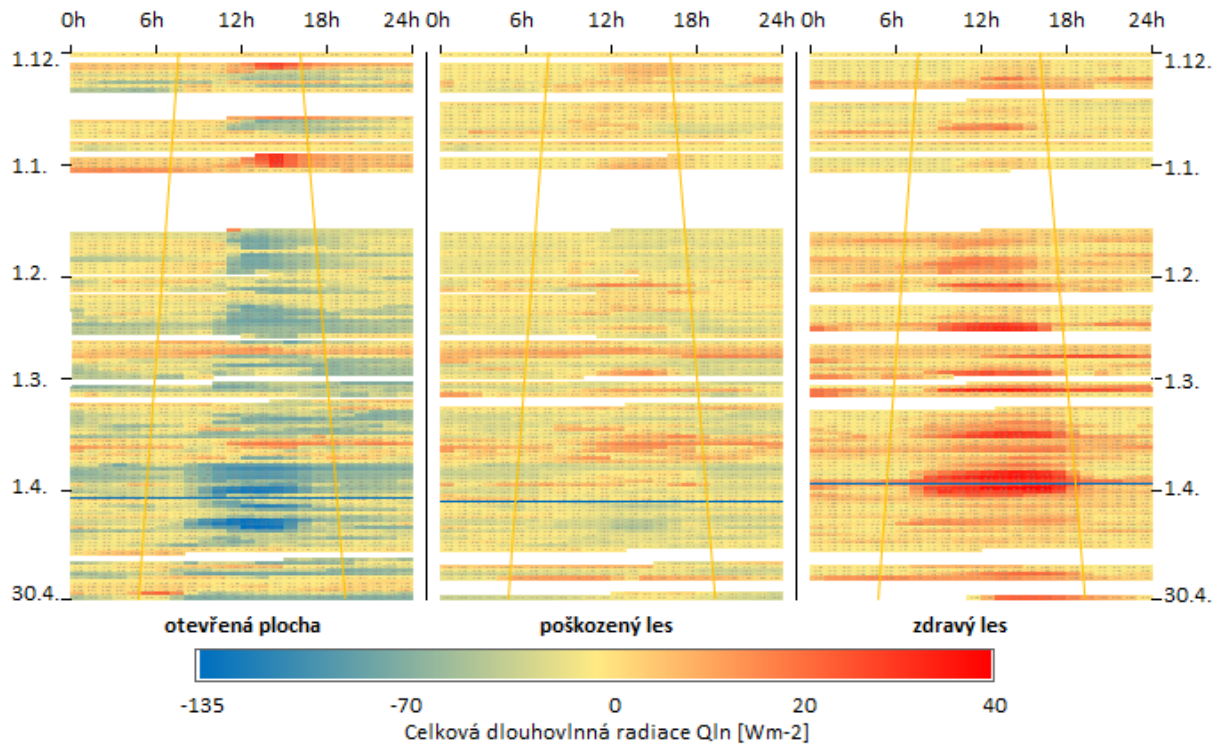


Obrázek 40: Hodinové průměry odražené dlouhovlnné radiace (pyrgeometr orientovaný k zemi) na lokalitách v období prosinec 2016 až duben 2017. Žluté linie vymezují čas východu a západu Slunce. Modré linie znázorňují dobu roztátí sněhu.

Obrázek 41 podává informaci o celkové dlouhovlnné radiaci Q_{ln} , jako rozdílu globální a odražené dlouhovlnné radiace, které vstupuje jako jedna z veličin do výpočtu celkové energetické bilance sněhové pokrývky (Kapitola 4.3.3).

Co se týče celkové dlouhovlnné radiace, objevují se na první pohled značné rozdíly mezi otevřenými a zalesněnými plochami. Na otevřené ploše v průběhu celé zimy jasně převládá stav, kdy je energie spotřebována, a netvoří tak kladnou složku v energetické bilanci sněhové pokrývky, výjimku tvoří spíše kratší epizody dnů s oblačností, kdy se celkové úhrny Q_{ln} sporadicky dostávají do kladných hodnot. Naopak v jehličnatém lese je situace opačná, převládají situace (zejména ve druhé polovině zimy), kdy je tepelná energie do prostředí dodávána a dlouhovlnná radiace se stává významnou kladnou složkou energetické bilance sněhu. Nedochozí přitom ani k výskytu ojedinělých záporných hodnot, celková Q_{ln} se často pohybuje v těsné blízkosti nuly. Tento průběh se výrazně podílí na rychlosti tání sněhu. Z výsledných hodnot je zřejmé, že dlouhovlnná radiace je v lesním prostředí často hlavním zdrojem tání sněhové pokrývky. I vzhledem k vysoké variabilitě dostupných dat je však nutno

znovu připomenout, že na přenosu dlouhovlnné radiace se významně podílí převládající typ počasí.



Obrázek 41: Hodinové průměry celkového úhrnu dlouhovlnné radiace (oba pyrgeometry) na lokalitách v období prosinec 2016 až duben 2017. Žluté linie vymezují čas východu a západu Slunce. Modré linie znázorňují dobu roztátí sněhu. Bílá místa značí chybějící hodnoty.

4.3.2.2 Vliv počasí na charakter dlouhovlnné radiace

Jak již bylo několikrát uvedeno, meteorologické podmínky se významně podílejí na charakteru radiace. U krátkovlnné radiace existuje přímá závislost mezi jejími úhrny a délkou slunečního svitu, u dlouhovlnné radiace je analýza složitější a vyžaduje bližší specifikaci. Pro účely hodnocení atributů dlouhovlnného záření byly na základě meteorologických dat z blízkých stanic a přístrojových dat přímo ze zájmového povodí vybrány několikadenní epizody, při nichž přetrvával buď radiační nebo advekční stav počasí, přičemž charakter dlouhovlnných energetických toků se v závislosti na převládajících podmínkách mnohdy výrazně liší. Zvolená období byla vybírána tak, aby postihovala situaci v různých fázích zimy, tedy na začátku zimy, ve vrcholné a pozdní fázi zimy. To, jakým způsobem se stav počasí projevuje na energetické bilanci jako celku, je níže kvantifikováno (Kapitola 4.3.3).

Na základě dostupných meteorologických dat byly jako dny, při nichž se vyskytl radiační stav počasí, určeny následující termíny: 3.-6. prosince (na počátku zimního období), 20.-23. ledna

(ve vrcholné fázi zimy) a 25.-28. března (pozdní fáze zimy). Sledované charakteristiky jsou uvedeny v Tabulce 6.

datum	3.-6. prosince			20.-23. ledna			25.-28. března		
lokality	ot. plocha	pošk. les	zdravý les	ot. plocha	pošk. les	zdravý les	ot. plocha	pošk. les	zdravý les
teplota [°C]	-9,4	-9,9	-9,9	-8	-7,7	-7,4	3	1,7	1,6
maximální teplota [°C]	8,8	0,8	-2	11,3	5,5	4,7	17,3	13,6	12,6
minimální teplota [°C]	-16,2	-15,4	-15,1	-18,3	-17,9	-17,7	-6,6	-6,4	-6,2
glob. dlouhovlnná r. [Wm ⁻²]	265	272	275	242	267	288	262	297	325
odraž. dlouhovlnná r. [Wm ⁻²]	261	272	278	263	275	283	324	315	317
Q _{ln} [Wm ⁻²]	4	0	-3	-21	-8	5	-62	-18	8

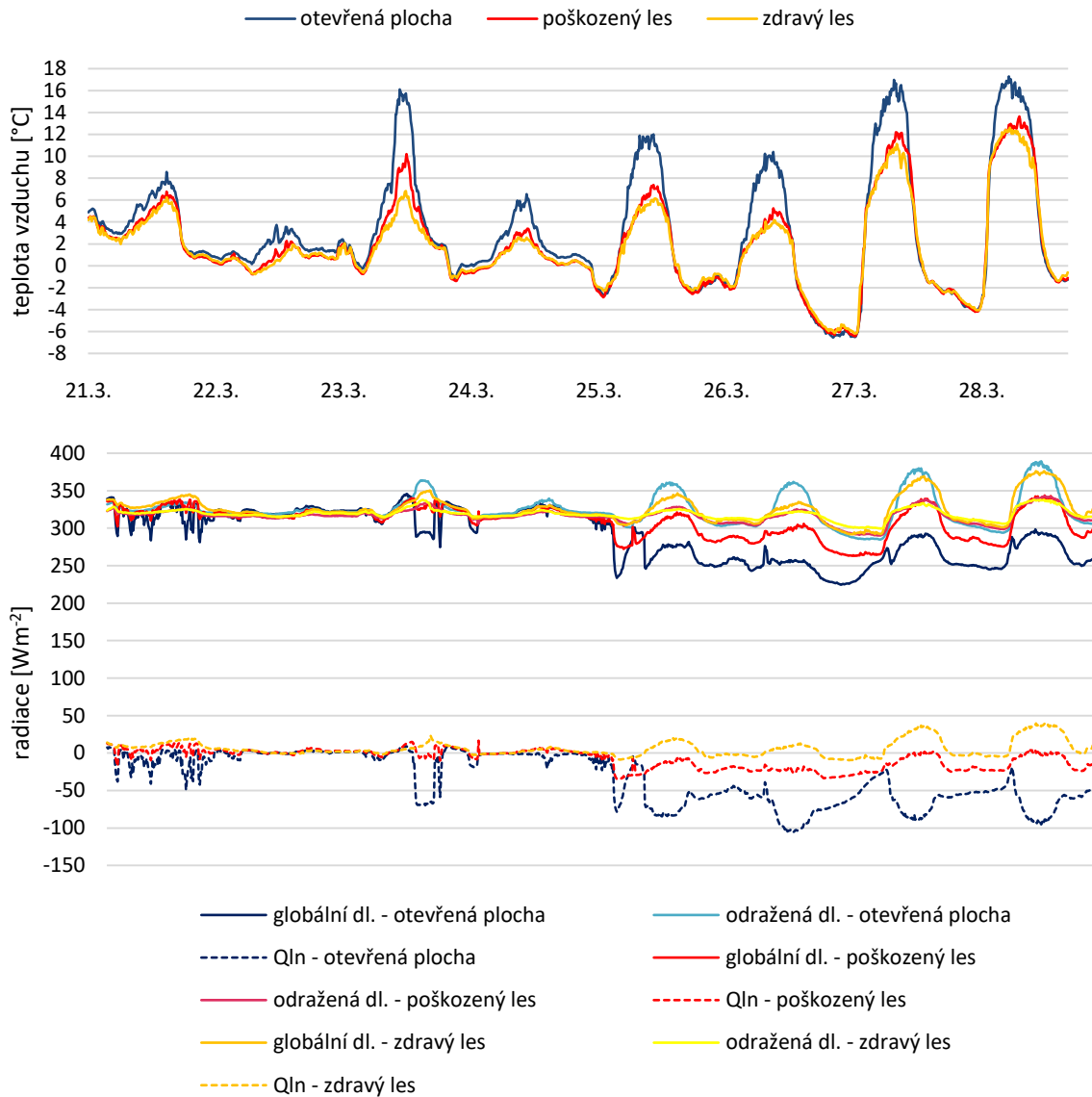
Tabulka 6: Průměrné hodnoty vybraných veličin na lokalitách v obdobích s převládajícím radiačním typem počasí.

datum	23.-26. prosince			3.-6. února			21.-24. března		
lokality	ot. plocha	pošk. les	zdravý les	ot. plocha	pošk. les	zdravý les	ot. plocha	pošk. les	zdravý les
teplota [°C]	0,6	0	0	0,9	-0,2	-0,2	3,1	1,9	1,7
maximální teplota [°C]	5,8	4,8	5	13,7	8,7	6,8	16,1	10,2	6,8
minimální teplota [°C]	-5,9	-5,7	-5,5	-6,8	-6,7	-6	-1,1	-1,4	-1,1
glob. dlouhovlnná r. [Wm ⁻²]	315	321	317	299	309	317	320	312	325
odraž. dlouhovlnná r. [Wm ⁻²]	317	314	316	312	310	314	326	318	320
Q _{ln} [Wm ⁻²]	-2	7	1	-13	1	3	-6	-6	5

Tabulka 7: Průměrné hodnoty vybraných veličin na lokalitách v obdobích s převládajícím advekčním typem počasí.

Jako dny s převládajícím advekčním typem počasí byly vybrány následující termíny: 23.-26. prosince, 3.-6. února a 21.-24. března. Sledované charakteristiky jsou uvedeny v Tabulce 7.

Srovnání vybraných parametrů může být demonstrativně provedeno na poslední dekádě měsíce března (Obrázek 42), kdy se v průběhu jediného týdne vyskytly jak podmínky typické pro advekční stav počasí (období 21. až 24. března, 23. března narušen občasným slunečním svitem), tak podmínky panující za radiačního stavu počasí (25. až 28. března). Vzhledem ke krátkému srovnávanému horizontu lze zanedbat rozdíl ve výšce Slunce nad obzorem. Na vývoji teplot vzduchu je dobře patrná rostoucí amplituda mezi denními maximy a nočními minimy při jasné obloze. Pokud je obloha zakryta oblačností, amplituda teplot je výrazně nižší.



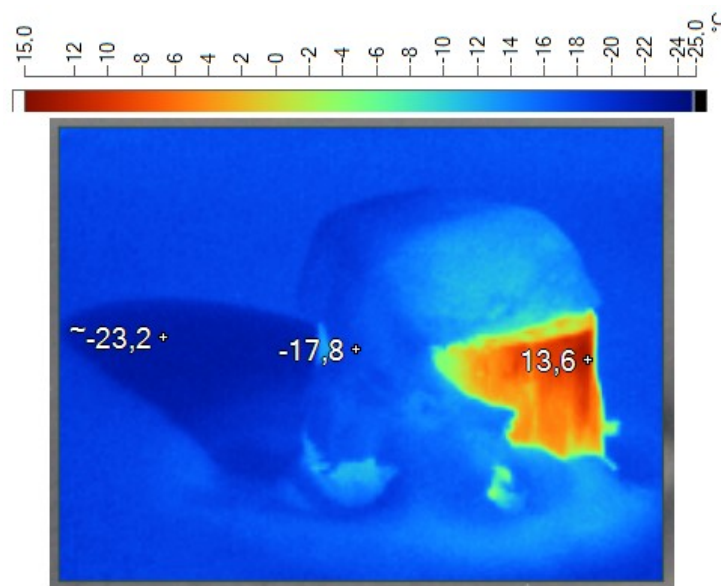
Obrázek 42: Vliv meteorologických podmínek na vývoj teplot vzduchu (horní graf) a dlouhovlnných radiačních toků (dolní graf) na lokalitách.

Při převládající zatažené obloze jsou rozdíly v úhrnech globální i odražené dlouhovlnné radiace minimální, a to jak v denním chodu (v průběhu dne a noci), tak v závislosti na vegetačním pokryvu. Celkové toky tepla z dlouhovlnného záření oscilují v těchto situacích kolem nuly a ani zde se nevyskytuje patrný rozdíl mezi lokalitami. Přítomná vegetace neabsorbuje krátkovlnné záření, které by mohla posléze vyzařovat ve formě záření dlouhovlnného, na všech lokalitách lze uvažovat o žádném nebo pouze minimálním rozdílu mezi teplotou okolního vzduchu a teplotou vegetace. Tehdy je tok dlouhovlnného záření pod lesním porostem kvantitativně srovnatelný s tokem na otevřené ploše. Vlivem oblačnosti, která způsobuje intenzivnější rozptyl

záření krátkovlnného, dochází k výskytu vyšších úhrnů globální dlouhovlnné radiace, zejména oproti stavu za slunečných dní na otevřené ploše a v rozpadlém lese.

Při slunečném počasí dochází k rozkolísání sledovaných hodnot. Na otevřené ploše a v rozpadlém lese klesají úhrny globální dlouhovlnné radiace, neboť neexistuje oblačnost, která by zvyšovala množství dopadajícího dlouhovlnného záření. Naopak v lese dochází zejména v poledních hodinách k absorpci slunečního záření vzrostlými stromy, a tím ke zvýšeným úhrnům radiace dlouhovlnné. Zatímco na otevřené ploše vykazují v těchto situacích celkové toky dlouhovlnného záření záporné hodnoty, v hustém lesním porostu může být dlouhovlnné záření ke konci zimy hlavním zdrojem tepla pro tání sněhové pokrývky, neboť celkový tok dlouhovlnného záření se pohybuje v kladných hodnotách, což potvrzuje i předchozí výsledky.

Při bezoblačném počasí hraje významnou roli mnohdy velmi výrazný kontrast v teplotách vzduchu a částech vegetace, který způsobuje tepelnou výměnu mezi jednotlivými prostředími. Na Obrázku 43 je ilustrován stav za radiačního počasí, kdy se teplota Sluncem osvětlených částí vegetace může od teploty vzduchu, případně teploty sněhu, lišit až v řádech desítek °C. Takto zahřátý objekt (pařez, kmen, větev stromu) pak tepelně ovlivňuje své bezprostřední okolí svým vyzařováním nebo v místě stínu udržuje nižší teplotu sněhové pokrývky.



Obrázek 43: Analýza teplot objektů při radiačním typu počasí (foto: archiv autora).

4.3.3 Teplo dostupné pro tání

Za účelem výpočtu celkového tepla Q_m byly kvantifikovány jednotlivé složky energetické bilance na základě Rovnice 1.

$$Q_m = Q_{nr} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_q \quad (1)$$

Pro výpočet energetických toků krátkovlnné radiace Q_{sn} a dlouhovlnné radiace Q_{ln} (dohromady tvoří Q_{nr}) byly použity přímo naměřené hodnoty z radiometrů a jejich průměrné hodnoty pro sledovaná období, i při výpočtu celkové energetické bilance bylo nutno vyřadit výše určená časová období.

Kvantifikace přenosu zjevného tepla Q_h pro lokality byla provedena dle Rovnice 14 s užitím daných konstant, průměrných rychlostí větru na meteorologické stanici Modrava a průměrných teplot vzduchu měřených na radiometrech, přičemž za teplotu sněhu je zde, stejně jako ve výpočtech níže, uvažována hodnota $0\text{ }^\circ\text{C}$.

Přenos latentního tepla Q_e pro lokality byl vypočten podle Rovnice 15 s užitím průměrných měsíčních rychlostí větru na meteorologické stanici Modrava, dále byly použity dané konstanty a výpočty proměnných uvedené v DeWalle et Rango (2008), kde přenosový koeficient $C_e \sim 0,002$, tlak vodní páry $e_a = 3,53\text{ mb}$ a $e_0 = 6,11\text{ mb}$.

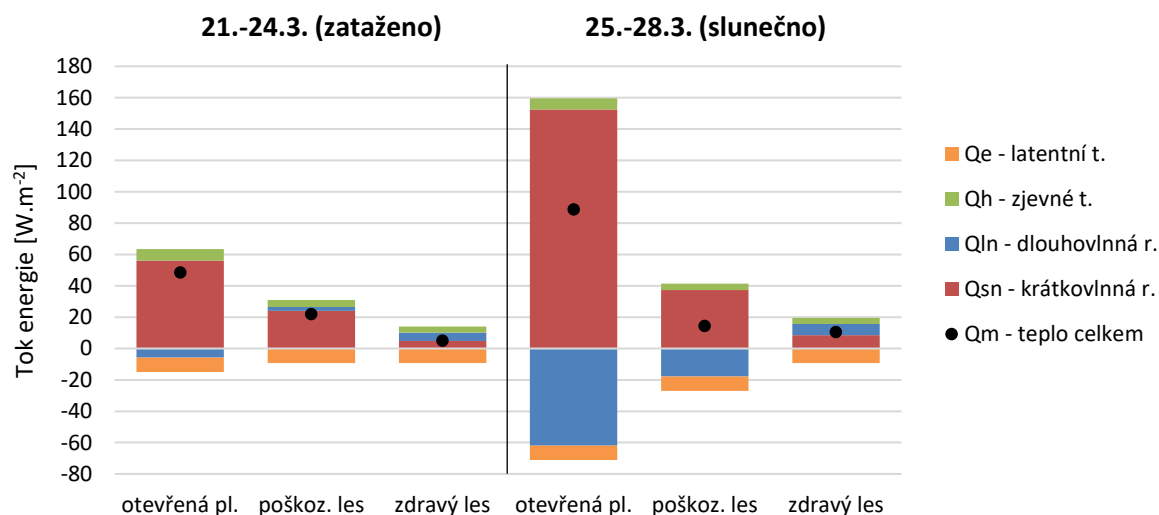
Teplo dodané srážkami Q_p je kvantifikováno dle Rovnice 16. Uvažuje se při tom teplota kapalných srážek odpovídající průměrné teplotě vzduchu a teplota sněhu rovna $0\text{ }^\circ\text{C}$ v průběhu celého sledovaného období. Avšak vzhledem k tomu, že je počítáno s průměrnými denními úhrny srážek v rámci celých měsíců, dosahují denní průměry velmi nízkých hodnot (kolem $0,1\text{ mm}$ za den), což vykazuje zanedbatelné teplo dodané srážkami v řádu setin $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Zvolený výpočet by bylo vhodné aplikovat spíše na konkrétní srážkové události o vyšších intenzitách.

Podobná situace nastává při kvantifikaci (Rovnice 17 a 18) přenosu tepla na rozhraní půda-sníh Q_g a vnitřní energie sněhové pokrývky Q_q . I zde se jedná o hodnoty v řádu nejvýše jednotek $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ a při hodnocení průměrných měsíčních tepelných toků lze tyto složky energetické bilance zanedbat a ve výsledných grafických výstupech je dále neuvádět.

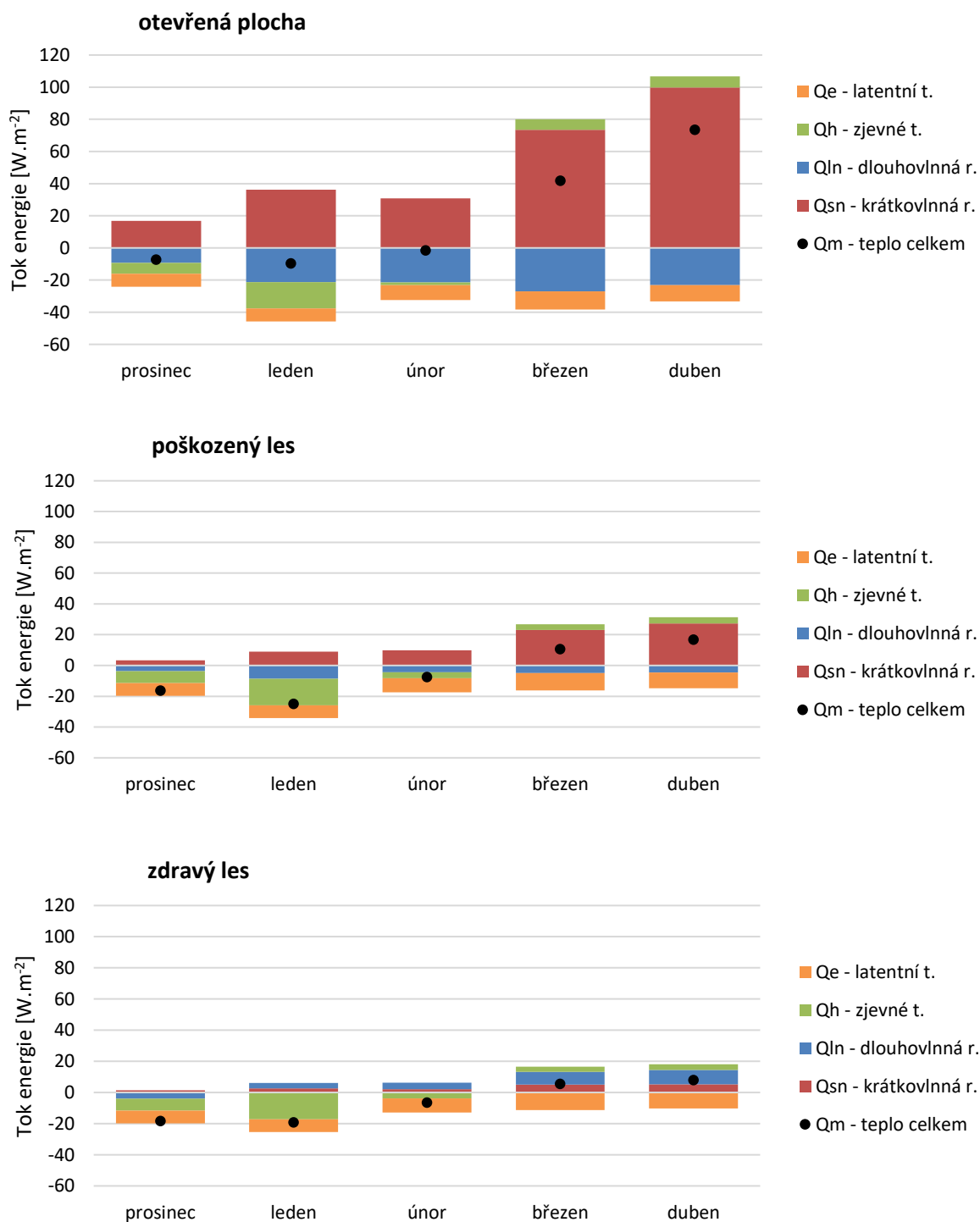
Výsledné hodnoty pro jednotlivé energetické toky (všechny v jednotkách $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) na lokalitách v průběhu zimní sezóny jsou uvedeny v Tabulce 8, graficky pak na Obrázcích 44 a 45.

období	lokality	Q_{sn}	Q_{ln}	Q_{nr}	Q_h	Q_e	Q_m
prosinec 2016	otevřená plocha	16.89	-9.35	7.54	-6.67	-8.18	-7.31
	poškozený les	3.38	-3.79	-0.41	-7.71	-8.18	-16.30
	zdravý les	1.43	-4.01	-2.58	-7.71	-8.18	-18.47
leden 2017	otevřená plocha	36.17	-21.33	14.84	-16.26	-8.18	-9.61
	poškozený les	9.04	-8.62	0.42	-17.30	-8.18	-25.09
	zdravý les	2.64	3.52	6.16	-17.30	-8.18	-19.33
únor 2017	otevřená plocha	30.77	-21.51	9.26	-1.64	-9.20	-1.58
	poškozený les	9.79	-4.49	5.30	-3.75	-9.20	-7.66
	zdravý les	2.16	4.14	6.30	-3.75	-9.20	-6.66
březen 2017	otevřená plocha	73.57	-27.09	46.48	6.59	-11.25	41.83
	poškozený les	23.11	-5.02	18.09	3.73	-11.25	10.57
	zdravý les	4.99	8.19	13.18	3.44	-11.25	5.37
duben 2017	otevřená plocha	99.76	-23.10	76.66	7.04	-10.23	73.47
	poškozený les	27.25	-4.50	22.75	4.17	-10.23	16.69
	zdravý les	5.22	9.26	14.48	3.65	-10.23	7.90
21. - 24. března (zataženo)	otevřená plocha	56.06	-5.87	50.19	7.27	-9.20	48.26
	poškozený les	23.99	2.54	26.53	4.46	-9.20	21.78
	zdravý les	4.92	5.13	10.05	3.99	-9.20	4.83
25. - 28. března (slunečno)	otevřená plocha	152.53	-61.85	90.68	7.04	-9.20	88.51
	poškozený les	37.31	-17.82	19.49	3.99	-9.20	14.27
	zdravý les	8.60	7.15	15.74	3.75	-9.20	10.29

Tabulka 8: Výsledné energetické toky na lokalitách Ptačího potoka s různou strukturou vegetace v průběhu zimní sezóny 2016/2017.



Obrázek 44: Vývoj hlavních komponent energetické bilance v závislosti na meteorologických podmínkách pro lokality v povodí Ptačího potoka v závěru zimy 2016/2017.



Obrázek 45: Vývoj hlavních komponent energetické bilance sněhové pokrývky v průběhu zimní sezóny 2016/2017 v experimentálním povodí Ptačího potoka na lokalitách.

V první polovině zimy (prosinec až únor) je výsledné teplo Q_m vyjádřeno zápornými hodnotami, energie je v průběhu těchto měsíců spotřebována, zatímco směrem k jarním měsícům způsobuje dodaná energie významnější tání sněhu. Na otevřené ploše a zpravidla i v lese poškozeném tvoří hlavní zdroj energie krátkovlnná radiace ze slunečního záření, jejíž

význam narůstá směrem k pozdní fázi zimy. Na těchto plochách je dlouhovlnná radiace výhradně zápornou složkou energetické bilance sněhové pokrývky. Ve zdravém jehličnatém lese je intenzita radiačních toků výrazně utlumena. To se týká především úhrnů krátkovlnné radiace vlivem stínění stromů, i z toho důvodu se v takovém prostředí mnohem významněji uplatňuje působení dlouhovlnné radiace, která je po větší část zimy kladnou složkou energetické bilance sněhové pokrývky, a stává se tak hlavním zdrojem pro tání sněhu, zejména ke konci zimního období.

Kromě vlivu struktury a rozložení vegetace hrají při hodnocení radiačních toků významnou roli mimo jiné i převládající meteorologické podmínky. Ty se společně s dalšími faktory, které jakkoli ovlivňují intenzitu různých typů záření, potažmo celkové teplo dostupné pro tání, odrážejí na charakteru a vývoji sněhové pokrývky v průběhu celého zimního období. Při slunečném počasí se v lese výrazněji projevuje působení dlouhovlnné radiace, v důsledku absorpce slunečního záření částmi vegetace, na otevřené ploše je za těchto podmínek dodáván značný přísun energie ve formě krátkovlnné radiace, která zde není vegetací stíněna. Naproti tomu ve dnech s výskytem oblačnosti je množství krátkovlnné radiace redukováno a částečně nahrazeno vyššími úhrny radiace dlouhovlnné. Nutno podotknout, že vybrané období slouží pouze pro účel srovnání situace v krátkých časových epizodách, mezi nimiž lze zanedbat rozdíly v postavení Slunce na obloze. Zvolený časový interval postihuje konec zimy, již s výrazně vyšší potenciální intenzitou slunečního záření, tudíž tyto výsledky nelze aplikovat na celou zimní sezónu.

4.3.4 Analýza termálních snímků

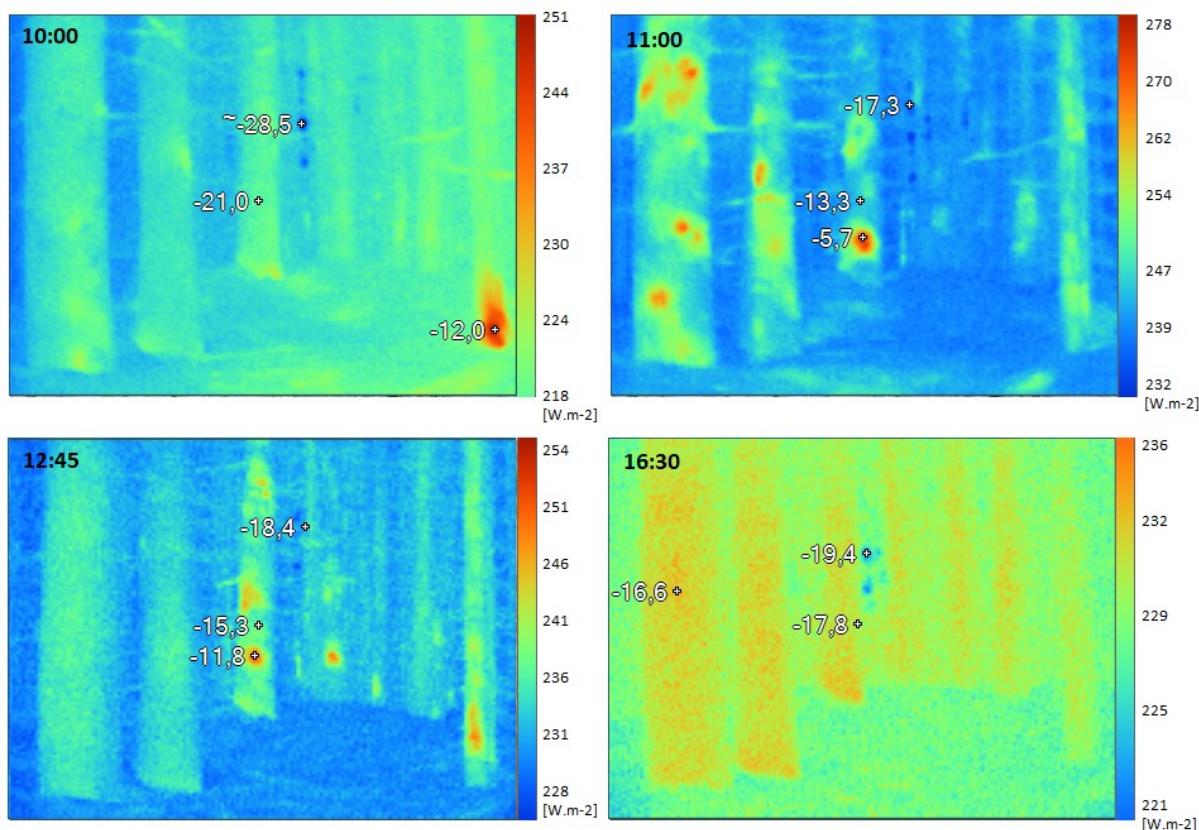
Termální snímky vegetace (vzrostlých stromů) ve zdravém lese byly pořizovány za účelem analýzy teplot objektů, potažmo jejich intenzity vyzařování dlouhovlnné radiace v průběhu dne a noci a za různých meteorologických podmínek. Do výpočtu celkové energetické bilance vstupuje komponenta Q_{in} jako součet dlouhovlnné radiace z různých zdrojů (tj. z atmosféry i vegetace) na základě dat z pyrgeometrů, tudíž striktní oddělení vegetace jako původce záření není bezpodmínečně nutné. Jedná se spíše o doplňkové hodnocení stavu s cílem určit přibližný podíl vegetačního dlouhovlnného záření z celkové dlouhovlnné radiace dostupné pro tání sněhu v danou dobu. Potřebné parametry pro přepočítání teplotní škály na intenzitu záření dle Stefan-Boltzmannova zákona (23) jsou uvedeny v rámci Kapitoly 3.2.3.2. Výsledný orientační přepočítání mezi intenzitou záření a teplotou objektu je uveden v Tabulce 9.

teplota vegetace [°C]	0	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	-10
intenzita záření [W.m ⁻²]	~300	~295	~291	~287	~283	~278	~274	~270	~266	~262	~258
teplota vegetace [°C]	-11	-12	-13	-14	-15	-16	-17	-18	-19	-20	-21
intenzita záření [W.m ⁻²]	~254	~251	~247	~243	~239	~236	~232	~228	~225	~221	~218

Tabulka 9: Přepočtení hodnot mezi teplotou snímaného objektu a jeho vyzařováním.

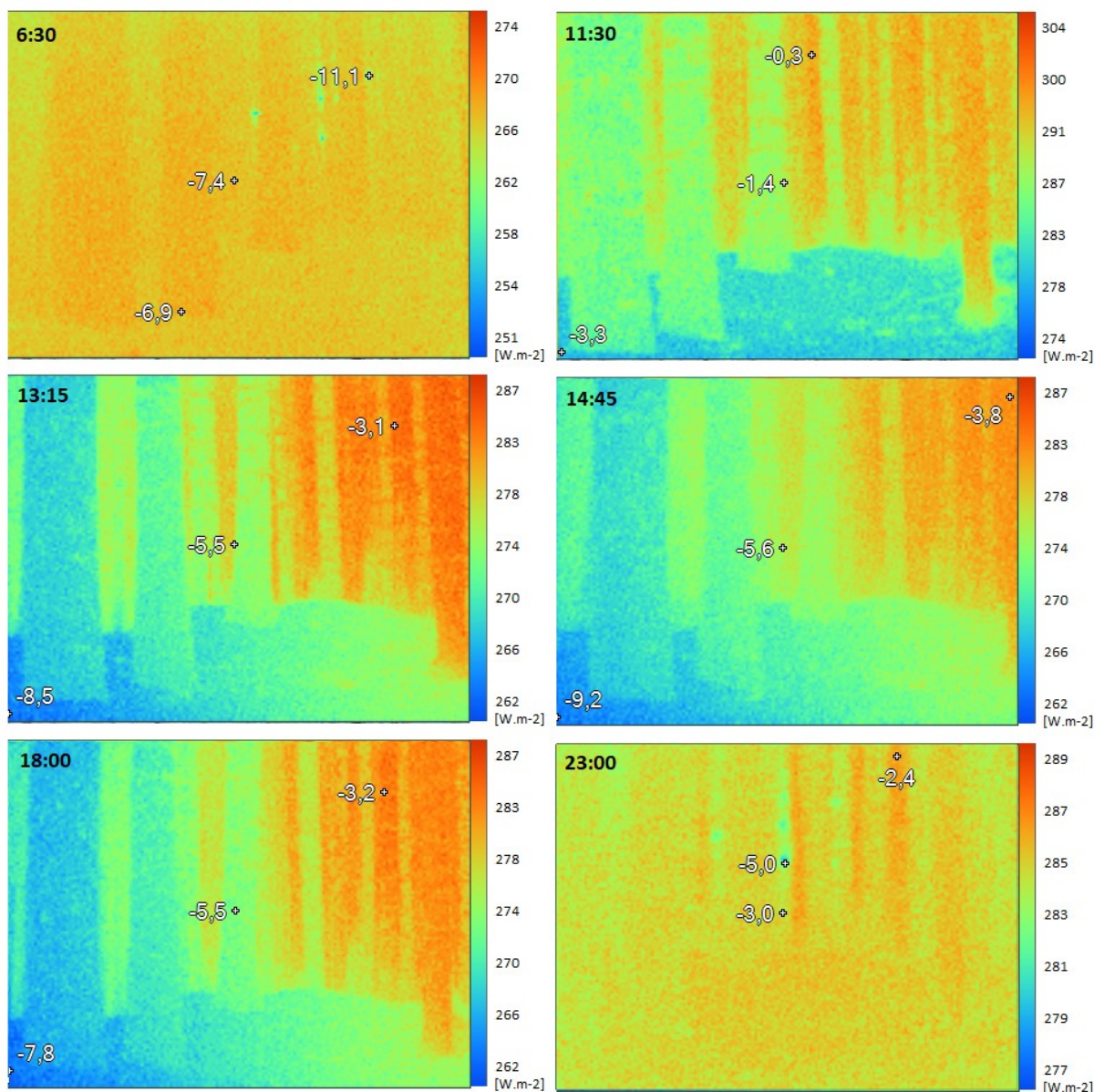
První série snímků byla pořízena ve vrcholné fázi zimy za působení radiačního typu počasí, tedy za zcela jasné oblohy, v mrazivých podmínkách. Fotografie, včetně snímku z viditelné oblasti spektra jsou znázorněny na Obrázku 46.

Všechny snímky vykazují poměrně značný rozsah naměřených teplot, respektive intenzitu vyzařování, která se postupně snižuje směrem k večerním hodinám. Rozdíly teplot jsou způsobeny slunečním zářením, které proniká mezerami mezi stromy a v průběhu celého dne osvětluje různé části vegetace. V těchto místech lze pozorovat nejvyšší teploty v rámci snímané kompozice, avšak není dosahováno kladných teplot, což je způsobeno patrně tím, že teplota okolního vzduchu byla v tu dobu natolik nízká, že k intenzivnějšímu prohřátí kmenů mohlo docházet jen zcela pozvolna. I tak je na první pohled patrné, že teplota vegetace, která v průběhu celého dne přijímá energii ze slunečních paprsků, je oproti teplotě vzduchu a teplotě sněhové pokrývky výrazně vyšší, a to zejména v poledních hodinách. Vyšší intenzita dlouhovlnné radiace je však pozorována spíše ojediněle, při delším osvětlení některé z částí kmenů.



Obrázek 46: Fotografie snímaného místa ve viditelné oblasti spektra a série termálních snímků s časem pořízení ze dne 25. února 2018 (radiční počasí). Hodnoty uvnitř fotografií značí nejchladnější, nejteplejší místo a teplotu středového bodu v rámci pořízené kompozice (foto: archiv autora).

Na Obrázku 47 je uvedena série termálních snímků pořízených na konci března. Podmínkou pro provedení dalšího tepelného snímání v terénu byl převládající advekční charakter počasí, za účelem porovnání teplot vegetace a intenzity záření na základě převládajících meteorologických podmínek.



Obrázek 47: Série termálních snímků s časem pořízení ze dne 31. března 2018 (advektivní počasí). Hodnoty uvnitř fotografií značí nejchladnější, nejteplejší místo a teplotu středového bodu v rámci pořízené kompozice (foto: archiv autora).

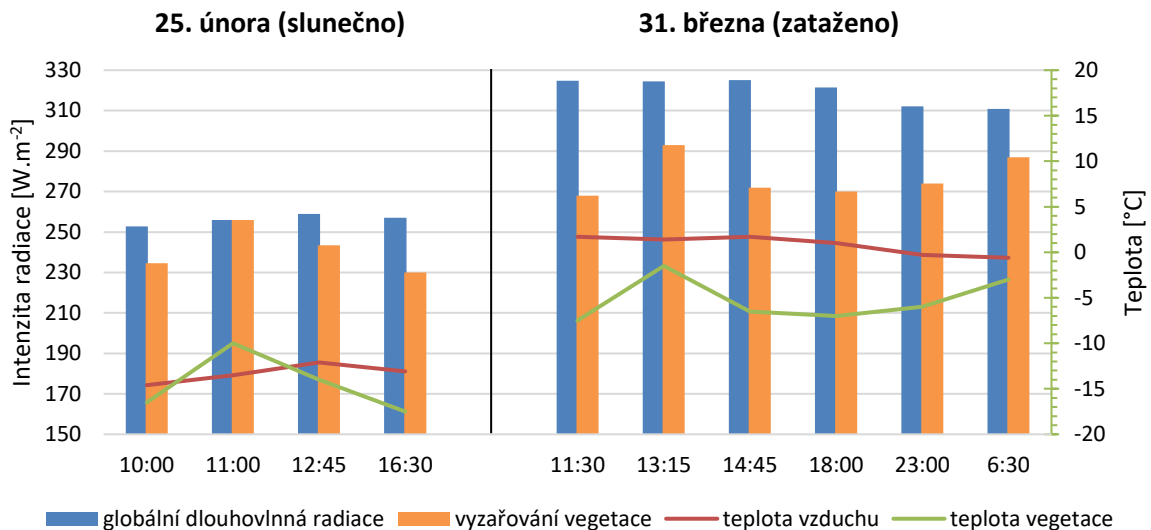
Ve srovnání s předešlým měřením je patrná menší variabilita teplot, a to jak v rámci teploty vegetace, tak v rámci celé kompozice snímku. Kmeny vykazují obecně vyšší teplotu, což může být způsobené teplotou okolního vzduchu nad bodem mrazu, případně pokročilým datem, kdy se ve vyšší intenzitě vyzařování vegetace může projevovat teplo již dříve akumulované. Obecně se vyskytují spíše vyšší intenzity vyzařování. Snímky pořízené v průběhu dne se od sebe zásadním způsobem neliší. Fotografie pořízené během noci (23:00 hod.) a ráno, těsně před východem Slunce (6:30 hod.), charakterizuje podobná teplota sněhové pokrývky a kmenů, která

se jeví nepatrně vyšší u kmenů stromů ve srovnání s okolím. To má za následek vyšší radiační působení v lese oproti bilanci na otevřené ploše.

Tabulka 10 detailněji zhodnocuje časové období, kdy došlo k pořízení fotografií termokamerou. Jedná se o data o záření z radiometru, který je umístěn na lokalitě v lesním prostředí. Na základě takto dostupných si lze utvořit hrubou představu o významu dlouhovlnné radiace, jejímž zdrojem je tepelné vyzařování z vegetačního pokryvu. Nezávisle na počasí a dalších faktorech je zde doloženo nezanedbatelné působení lesního porostu na celkovou energetickou bilanci sněhové pokrývky, zejména pak na dlouhovlnné energetické toky. Při slunečném počasí je úhrn celkové globální dlouhovlnné radiace nižší, nastává pokles množství takového záření z atmosféry, a tím roste význam dlouhovlnné radiace z vegetace. Pokud je obloha pokryta oblačností, významnost vegetace sice neklesá, nicméně je možné pozorovat vyšší úhrny dlouhovlnné radiace z atmosféry (rozptyl krátkovlnného záření na částicích oblaků), čímž klesá podíl dlouhovlnného záření z vegetace.

termální snímkování dne 25. února 2018							
čas (SEČ)	teplota vzduchu [°C]	globální dl. radiace [W.m ⁻²]	odražená dl. radiace [W.m ⁻²]	celková Q_{in} [W.m ⁻²]	pozorovaná teplota vegetace [°C]	přepočtená intenzita vyzařování [W.m ⁻²]	podíl vegetace na globální dl. radiaci [%]
10:00	-14,6	252,8	255,5	-2,7	-12 až -21	218-251	86-99
11:00	-13,5	256	258,6	-2,6	-6 až -14	243-274	95-100
12:45	-12,1	258,9	262,5	-3,6	-12 až -16	236-251	91-97
16:30	-13,1	257,1	260,5	-3,4	-17 až -18	228-232	89-90
termální snímkování dne 31. března 2018							
čas (SEČ)	teplota vzduchu [°C]	globální dl. radiace [W.m ⁻²]	odražená dl. radiace [W.m ⁻²]	celková Q_{in} [W.m ⁻²]	pozorovaná teplota vegetace [°C]	přepočtená intenzita vyzařování [W.m ⁻²]	podíl vegetace na globální dl. radiaci [%]
11:30	1,7	324,8	318,9	5,9	-7 až -8	266-270	82-83
13:15	1,4	324,5	318,2	6,3	-1 až -2	291-295	90-91
14:45	1,7	325,1	318,8	6,3	-6 až -7	270-274	83-84
18:00	1,0	321,5	317,7	3,8	-6 až -8	266-274	83-85
23:00	-0,3	312,1	316,0	-3,9	-5 až -7	270-278	87-89
6:30	-0,6	310,9	314,2	-3,3	-3	287	92

Tabulka 10: Přímě měřená a pozorovaná data v době pořizování termálních snímků a určení podílu dlouhovlnné radiace z vegetace.



Obrázek 48: Grafické znázornění chodu vybraných veličin v závislosti na meteorologických podmínkách.

Obrázek 48 poskytuje grafické srovnání obou termínů, kdy proběhl sběr dat pomocí termokamery. Patrná odlišnost v převládajících meteorologických podmínkách je dána nejen množstvím oblačnosti, ale taktéž výraznými rozdíly v teplotách vzduchu, což se projevuje i na pozorované teplotě vegetace. Při únorovém termínu byla měřena nižší intenzita globální dlouhovlnné radiace vzhledem k výše zmíněným faktorům, zejména výšce Slunce nad obzorem, avšak podíly (uvedené v Tabulce 10) dlouhovlnné radiace se zdrojem v lesní vegetaci je obecně vyšší než podíl sledovaný při druhém termínu na konci zimy.

5 Diskuze

5.1 Hodnocení výsledků v kontextu jiných studií

Problematice radiačních toků v závislosti na struktuře vegetace se v minulosti věnovala řada odborných výzkumů a studií, a toto téma je i dnes velmi aktuální. Při srovnávání zjištěných skutečností je třeba uvažovat rozdílnou míru působení fyzicko-geografických faktorů a dalších okolností, které se podílejí na utváření podmínek v dané zájmové lokalitě v průběhu provádění výzkumu.

5.1.1 Radiační charakteristiky

Redukce v úhrnech globální krátkovlnné radiace způsobená primárně vlivem stínění byla ve zdravém jehličnatém lese kvantifikována na 6 % z celkového úhrnu krátkovlnného záření na otevřené ploše. To odpovídá výsledku 6,3 %, který uvádí Jeníček et al. (2017a, 2017b) pro předcházející zimní sezónu na tomtéž experimentálním povodí. Na lokalitě poškozený les se výsledky různí (30,5 % oproti 23,9 % v předešlé studii), čímž může být vysvětlena pokračující destrukce stromového patra působením lýkožrouta v součinnosti s větrem. V důsledku toho proniká více slunečních paprsků směrem ke sněhové pokrývce a rozdíl v intenzitě krátkovlnného záření ve srovnání s otevřenou plochou se tím postupně snižuje. Pouze 38% utlumení krátkovlnné radiace uvádí Ohta et al. (1993), nicméně neudává charakter a strukturu popisovaného lesa na základě konkrétního srovnatelného indexu, patrně se tak jedná o méně hustý lesní porost, který by byl charakterizován nižšími hodnotami LAI.

Pokud jde o konkrétní hodnoty celkové krátkovlnné radiace, uvádí DeWalle et Rango (2008) pro den 7. února na 55° s. š. úhrn 31 W.m⁻² pro otevřenou plochu a 2 W.m⁻² pro hustý jehličnatý les, což zcela přesně odpovídá vypočteným únorovým průměrům (otevřená plocha = 30,77 W.m⁻², zdravý les = 2,16 W.m⁻²) na lokalitě Ptačí potok na Šumavě (49° s. š.).

Co se týče časové variability krátkovlnného záření, sledovaný chod radiace se nikterak neliší od průběhu, který je uváděný v odborné literatuře, denní maximum nastává mezi 12. a 13. hodinou (Lawrel et Link, 2011), úhrny radiace postupně narůstají směrem k jarním měsícům, vždy v závislosti na přítomnosti slunečního svitu, respektive výšce Slunce nad obzorem.

Vypočtené hodnoty albeda a jejich chod v průběhu zimy pro experimentální povodí Ptačího potoka je ve shodě s modelovaným průběhem Melloha et al. (2002). Vyšší albedo je zde taktéž dosahováno na otevřené ploše oproti lesnímu porostu, v maximech k hodnotám 0,9, při výskytu nové sněhové pokrývky. V zájmové lokalitě je pozorován mírný nárůst albeda na počátku

sezóny, který však v rámci studie Melloh et al. (2002) není zachycen, neboť sledované období začíná až v polovině ledna. Naproti tomu je patrný soulad v postupném poklesu hodnot albeda ke konci zimní sezóny, bez ohledu na typ lokality. Autoři studie simulují v porovnání s vypočtenými hodnotami na Ptačím potoce v průměru vyšší hodnoty na obou lokalitách, což může být způsobeno různými faktory, například rozdílem v postavení Slunce na obloze dle zeměpisné šířky. Kontinuita sledování vývoje albeda zde navíc není narušena vyřazenými hodnotami.

Grafické výstupy publikované v práci Webstera et al. (2016) posloužily jako inspirace pro znázornění denního i sezónního chodu obou radiačních toků. Analýze dlouhovlnné radiace je obecně věnována menší pozornost a výzkumy, které se jí věnují, se často opírají o data simulovaná, tedy o nepřímo zjišťované údaje, jelikož přímé měření dlouhovlnné radiace nebývá mnohdy standardní součástí měření. Intenzita globální dlouhovlnné radiace zachycená radiometry v zájmovém povodí spadá do stejného intervalu výsledků uvedených ve Webster et al. (2016). V rámci této studie nebyly sledovány rozdíly v úhrnech dle vegetačního pokryvu, jednalo se o tři zalesněná území ve švýcarských Alpách, nicméně sezónní i denní chod dlouhovlnného záření se jeví přibližně shodně. Poměrně významnou odchylku ve srovnání s rozsahem hodnot v Alpách (uváděn celkový tok Q_{in} od +40 do -20 $W \cdot m^{-2}$) lze sledovat ke konci zimy na otevřené ploše v povodí Ptačího potoka. Zde dochází k mnohem intenzivnějšímu vyzařování za jasných nocí, s hodnotami až kolem -135 $W \cdot m^{-2}$, přičemž k vyzařování na otevřené ploše dochází ve zvětšené míře, čímž je vysvětlen rozdíl oproti výsledkům z alpského prostředí. Blíže těmto záporným hodnotám jsou únorové údaje dle DeWalle et Rango (2008), kteří pro 7. února na 55° s. š. uvádějí celkový tok dlouhovlnné radiace kolem -81 $W \cdot m^{-2}$ pro otevřenou plochu a -5 $W \cdot m^{-2}$ pro hustý jehličnatý les, což jsou ve skutečnosti hodnoty v zásadě shodné se zjištěnými úhrny pro měsíc únor.

Z výzkumu v experimentálním povodí vyplývá, že radiační toky (Q_{sn} a Q_{ln}) se v průměru z 59 % podílejí na celkové energetické bilanci, zatímco turbulentní toky tepla (Q_h a Q_e) zahrnují, při zanedbání méně významných složek energetické bilance, přibližně zbylých 41 %. Různí autoři, např. Male et Granger (1981), Hong et al. (1992), Cline (1997) nebo Ohta et al. (1993) přitom radiačním tokům přisuzují vyšší významnost, a to 59 až 77 %. Je nutné zmínit, že význam jednotlivých složek energetické bilance a jejich vzájemný poměr se výrazně různí v závislosti na období a typu lokality. Na otevřené ploše roste význam radiačních toků v průběhu zimní sezóny a směrem k jejímu konci jsou hlavním zdrojem energie (až 80 %). V zalesněných lokalitách je význam turbulentních toků obecně vyšší, což ne zcela koresponduje

s tvrzením Andreadise et al. (2009), který hovoří o významném utlumení turbulentních toků v lesním prostředí. Na druhou stranu řada autorů (Harding et Pomeroy, 1996) toto tvrzení na základě vlastních výzkumů popírá. Vysoký podíl turbulentních toků tepla v experimentálním povodí může souviset s výraznými rozdíly v teplotách vzduchu a sněhové pokrývky, které se vyskytly v průběhu první poloviny zimy v souvislosti s výraznými vpády arktického vzduchu nad území ČR. Avšak detailní analýza zjevného, latentního tepla a ostatních méně významných složek energetické bilance nebyla primárním předmětem zájmu diplomové práce, tudíž závěry týkající se turbulentních toků tepla nelze na základě uvedených postupů stanovovat.

Měsíční variabilita hlavních komponent energetické bilance tak, jak ji popsali Marks et Dozier (1992, Obrázek 6), je výstupem, se kterým lze srovnávat poznatky vzešlé z uvedeného výzkumu. V obou případech tvoří krátkovlnná radiace energetický zisk a její význam narůstá směrem k jarním měsícům v závislosti na délce a intenzitě slunečního svitu, přitom i úhrny krátkovlnné radiace jsou srovnatelné. Zatímco autoři se v uvedené americké studii nezabývali rozdíly na různých typech lokalit a dlouhovlnná radiace tvořila vždy výhradně energetické ztráty, ze šumavského průzkumu je zřejmý význam vegetace v souvislosti s vyzářováním dlouhovlnné radiace, která zejména v druhé polovině zimy nabývá v lese kladných hodnot, tvoří též energetický zisk pro sněhovou pokrývku. Ke kladným energetickým tokům v lese, i celkově nižším energetickým ztrátám ve formě dlouhovlnné radiace, přispěla také variabilita počasí, vyskytovaly se i delší časové epizody s větším množstvím oblačnosti, oproti výzkumu Markse a Doziera (1992), který byl dle jejich tvrzení doprovázen převážně slunným počasím.

Významný vliv meteorologických podmínek převážně na energetické toky dlouhovlnné radiace se ukázal jak ve výsledcích studie Helgasona a Pomeroye (2012), tak u prováděného výzkumu v povodí Ptačího potoka (srovnání Obrázků 7 a 42). Obdobně tyto vyšší dlouhovlnné energetické ztráty při slunečném počasí popisuje Harding et Pomeroy (1996) nebo Link et Marks (1999), kteří však hodnotili oba radiační toky dohromady.

Studie Jeníčka et al. (2017b) je zde vhodným předmětem srovnání, neboť byla zaměřena na stejnou zájmovou lokalitu, s analýzou radiace v závislosti na vegetační struktuře, navíc s hodnocením totožného období (prosinec až duben). Jedná se o simulované hodnoty hlavních složek energetické bilance, přičemž průběh krátkovlnné radiace v zásadě odpovídá výslednému vývoji uvedenému v rámci výzkumu k diplomové práci. Výsledné toky tepla jsou v publikaci uvedeny v $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, čili je pro porovnání nutný přepočít na $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Přepočít intenzity radiačních

toků vykazuje srovnatelné hodnoty pro krátkovlnnou radiaci, přitom rozdíl v některých měsících je v řádu jednotek. Úplnou shodu však nelze pozorovat při porovnání úhrnů dlouhovlnné radiace na otevřené ploše. Hodnoty dlouhovlnné radiace jsou oproti výsledkům Jeníčka et al. (2017b) v první polovině zimy nadhodnoceny, zatímco ke konci zimy jsou údaje nižší i v řádu desítek $W \cdot m^{-2}$. Zde mohou hrát roli výše zmíněné faktory, zejména meteorologické podmínky, se kterými model nemusí počítat. V průběhu ledna zimy 2016/2017 se nejspíš vyskytla nadprůměrná doba slunečního svitu, což vedlo za jasných nocí k výrazným ztrátám energie ze zdrojů dlouhovlnného záření. Výsledky mohou být zkresleny taktéž více než čtrnáctidenním výpadkem dat, které bylo spojeno se zasněženými měřidly, a z analýzy muselo být toto období posléze vyřazeno. Ve zdravém jehličnatém lese byl shodně prokázán nejvyšší význam působení dlouhovlnné radiace, ačkoli na počátku zimy jsou simulovány toky tepla výrazněji směrem do kladných hodnot, zatímco uvedené výsledky vykazují spíše oscilace kolem nuly.

Ačkoli analýza teplot objektů, respektive intenzity vyzařování v lesním prostředí pomocí termokamery byla zvolena spíše jako okrajová, s předem nejasným výsledkem pozorování, lze pořízené tepelné snímky a zjištěnou intenzitu vyzařování, přepočtenou na základě zjištěné teploty vegetace, srovnávat s výsledky Pomeroye et al. (2009). Ti udávají výrazně vyšší intenzitu dlouhovlnné radiace se zdrojem z vegetace, nicméně v souvislosti s mnohem vyššími teplotami vegetace na přelomu března a dubna než ty, které byly naměřeny v povodí Ptačího potoka. Nebyly pozorovány ani natolik výrazné rozdíly mezi teplotou osluněné vegetace a teplotou vzduchu, které ve své studii popisuje Webster et al. (2016). V obou případech mohl sehrát vliv lesní porost s nižšími hodnotami LAI, v němž může krátkovlnné záření snadněji prostupovat skrz vegetační kryt.

Působení ostatních fyzicko-geografických faktorů, zejména vlivy topografické, na charakter a chod radiačních toků nebyl předmětem zájmu diplomové práce, podobně jako hodnocení turbulentních toků tepla, včetně konfrontace s patřičnými odbornými studiemi.

5.1.2 LAI a tání sněhu

Jako ostatní souvislosti zde lze diskutovat způsob definice struktury vegetačního krytu, jako významného činitele v souvislosti se změnami krátkovlnného a dlouhovlnného záření, a dále sledovaný vývoj sněhové pokrývky na jednotlivých lokalitách, jako důsledek odlišného působení různých typů záření.

Podoba vegetace zde byla popsána na základě bezrozměrného indexu listové plochy. Ten byl, podobně jako u zmíněných studií, zjišťován analýzou pořízených hemisférických fotografií, přičemž výsledný LAI se pro vymezené plochy experimentálního povodí výrazně neliší od hodnot udávaných v odborné literatuře, a může tak sloužit jako vhodný ukazatel pro popis struktury a hustoty vegetace v zájmovém území. Rozpětí hodnot LAI ve zdravém jehličnatém lese téměř pokrývá interval udávaný Aubinem et al. (2000) a Lagergrenem et al. (2005), tj. 1,68 až 5,6. Avšak výsledný medián hodnot LAI pro zdravý les je výrazně vyšší, než pro tento typ lokality udává Jeníček et al. (2017c), ačkoli se jedná o totožnou oblast výzkumu. Tato výraznější odchylka může být výsledkem nejistot při zpracování hemisférických snímků, uváděných níže v Kapitole 5.2, patrně je to však způsobeno tím, že zmíněný výzkum byl prováděn na základě odlišné metodiky a zahrnoval lokality definované jako lesní prostředí, avšak s občasným výskytem mýtin a celkově menším zápojem vegetace.

Taktéž byla popsána odlišná rychlost tání sněhové pokrývky na různých typech lokalit v důsledku rozdílných intenzit záření. Byla použita stejná metodika sběru dat jako v případě studie Jeníčka et al. (2017a). Přitom i pro období tání sezóny 2016/2017 bylo charakteristické zpomalené tání sněhu v lesním porostu oproti úbytkům sněhu na otevřené ploše a poškozeném lese.

5.2 Nejistoty měřených dat

Uvedené výsledky výzkumu mohou být poznamenány řadou chyb a nejistot, plynoucích ze zvolené metodiky a postupu při shromažďování a zpracování potřebných dat. Nejčastěji se pak jedná o omyly vzniklé chybným úsudkem výzkumníka či nedostatky, související s technickými parametry užitých přístrojů a programů k vyhodnocení výsledků.

Důležitým krokem uvedené studie bylo vymezení jednotlivých území v rámci experimentálního povodí na základě typu vegetačního pokryvu. Dle výsledných hodnot LAI lze považovat otevřenou plochu a zdravý jehličnatý les za reprezentativní plochy, na kterých je možné provádět srovnání charakteru a časové a prostorové variability krátkovlnné a dlouhovlnné radiace. Ačkoli zdravý les vykazuje široké rozpětí hodnot LAI vzhledem k velmi variabilní hustotě jehličnatého lesa, radiometr měřící globální a odraženou radiaci je umístěn uprostřed vymezené plochy, kde se nevyskytují odlehlé hodnoty a výsledný LAI i v okolních bodech spadá mezi 1. a 3. kvartil naměřených hodnot.

Vymezená oblast se smíšeným typem vegetace posloužila spíše jako plocha orientační a doplňková. Vzhledem k tomu, že v ní nelze zcela jasně definovat převládající typ vegetace,

nevstupovala do analýzy týkající se charakteristiky krátkovlnného a dlouhovlnného záření. Navíc v této části lesa, ani v blízkosti takto vymezené plochy není instalován radiometr. Naproti tomu údaje z radiometrů z části lesa poškozeného kůrovcem byly zahrnuty do hodnocení časové a prostorové variability záření jako zcela hodnověrné. Nicméně vzhledem k značně dynamické proměně tohoto prostředí i v průběhu jediné zimní sezóny nelze považovat za zcela spolehlivá naměřená data o výšce a vodní hodnotě sněhu. Spolehlivost dat snižuje i špatně přístupný terén. Pro tuto lokalitu navíc nejsou informace o charakteru sněhové pokrývky kompletní. Měření nebylo vždy postihnuto celé území (50 x 50 metrů) a ke konci sezóny zde data nebyla shromažďována vůbec, neboť zde postupně narůstá riziko pádu odumřelých a oslabených stromů, čímž se zde výrazně snižuje bezpečnost pohybu. Vzhledem k těmto podmínkám bude v případě eventuálního navazujícího výzkumu nutno zvážit výběr nové náhradní lokality.

V průběhu terénních kampaní nelze zcela vyloučit nesrovnalosti vzniklé při měření výšky a vodní hodnoty sněhu. Může se jednat především o chybně určené místo odběru vzorku (závěj, překážka pod povrchem sněhu), špatná manipulace s odběrným válcem (vážení hmotnosti vzorku včetně nečistot, nezvážení celého profilu), případně různé druhy technických problémů (kalibrace vah apod.)

Nepřesnosti mohly vzejít i ze zpracování hemisférických snímků v softwaru GLA. V důsledku toho může docházet ke zkreslení výsledných hodnot LAI. Je potřeba zmínit, že v rámci uvedené studie byl při pořizování snímků použit dle možností jiný objektiv než ten, na který je software GLA kalibrován, čímž mohlo dojít k podhodnocení finálních údajů o LAI (Matějka, 2015). Patrně vyšší mírou nepřesnosti je zatížen úkon, kdy dochází k nastavení prahové hodnoty (*threshold*) v prostředí GLA. Zde se výrazně projevuje subjektivní vizuální vnímání uživatele programu. Předpokládá se však, že tato chyba by měla být prakticky eliminována v souvislosti s tím, že v rámci jedné lokality (50 x 50 metrů) probíhá celkem 36 vyhodnocení snímků, tím se riziko chyby snižuje.

Hlavním předmětem výzkumu byla analýza krátkovlnné a dlouhovlnné radiace, pocházející z dat radiometrů umístěných na různých typech ploch (otevřená plocha, jehličnatý les poškozený kůrovcem a zdravý jehličnatý les). Prvním předpokladem je vhodné umístění radiometrů v rámci vymezených ploch. Tato podmínka je bez výhrad splněna v lokalitách zdravý a poškozený les, nicméně na otevřené ploše lze spatřovat určité zdroje možného zkreslení údajů z pyranometrů. Okolí radiometru splňuje svými indexy LAI definici otevřené

plochy bez vegetace, avšak ze západní strany se může projevovat vliv sousedního lesního porostu, a může tak docházet k podhodnocení úhrnů globální radiace.

Významnější komplikaci při analýze prostorové a časové variability záření představují již několikrát zmíněná období, kdy jsou povrchy radiometrů pokryty sněhem nebo ledem, a nedochází tak ke spolehlivému a přesnému měření radiace až do té doby, než dojde k přirozenému odstranění pokrývky, neboť nainstalované přístroje nejsou pravidelně obsluhovány. K takovým situacím docházelo většinou současně na všech lokalitách. V tomto případě se vyskytovalo výrazné zkreslení dat o globální krátkovlnné radiaci, tudíž takto poznamenané časové úseky bylo nutno vyřadit z analýz globální i celkové krátkovlnné radiace a vývoje albeda v průběhu sezóny. Při hodnocení intenzity dlouhovlnné radiace z horních pyrgeometrů nebyla odchylka výrazná. Filtrováním relevantních dat dle poměru globální ($K \downarrow$) a odražené ($K \uparrow$) krátkovlnné radiace by z analýzy dlouhovlnné radiace byla vyřazena taktéž data z tmavé části dne (kdy $K \downarrow \leq K \uparrow$). I z důvodu kontinuity řady nebyly žádné časové úseky při hodnocení chodu dlouhovlnného záření vyčleněny.

Již několikrát zde bylo zdůrazněno, že analýza lesního prostředí za pomoci termokamery měla posloužit spíše jako sekundární metoda sběru dat s nejistým přínosem použitelných údajů. Diplomová práce si nekladla za cíl přesně určit podíly dlouhovlnné radiace z různých zdrojů, přesto byla vynaložena snaha pokusit se původ dlouhovlnné radiace alespoň okrajově vysvětlit. Je zřejmé, že přesný podíl dlouhovlnné radiace z vegetace zůstává nadále obtížně zjištěitelný, přesné závěry by vyžadovaly systematictější výzkum a podrobnější sběr dat. V rámci zde uvedené metody byly nasnímané hodnoty o teplotě spodních částí kmenů vztaženy k informaci o globální radiaci z radiometrů, přičemž bylo předpokládáno, že se teplota spodní části stromů výrazně neliší od teploty, potažmo míry vyzařování, které produkuje horní část kmene. Už tehdy může vznikat poměrně značná chybovost výsledků, kterou jsou tím pádem řazeny spíše do kategorie přibližných.

6 Závěr

Na základě rešerše zahraniční i české odborné literatury byl popsán současný stav výzkumu na téma energetická bilance sněhu, se zaměřením na radiační toky krátkovlnného a dlouhovlnného záření. Ukázalo se, že uváděné poznatky jsou často podloženy nepřímo měřenými daty o krátkovlnném a dlouhovlnném záření, při hlubším zkoumání této problematiky hrají mnohdy významnou roli modelem simulované hodnoty.

Uvedená zjištění byla konfrontována s výzkumem, prováděným v rámci diplomové práce. Jeho výsledky jsou založeny na přímo přístrojově měřených údajích o krátkovlnné a dlouhovlnné radiaci, mohly by přitom posloužit ke kalibraci stávajících modelů. Studie byla prováděna v povodí Ptačího potoka na Šumavě, kde jsou radiometry i další přístrojové vybavení spravovány Katedrou fyzické geografie a geoekologie PřF UK. Na základě takto dostupných dat byla pro zimní sezónu 2016/2017 provedena analýza časové a prostorové variability krátkovlnné i dlouhovlnné radiace a jejich význam při kvantifikaci celkové energetické bilance sněhové pokrývky. Ten se projevuje například v rozdílné rychlosti tání sněhu v závislosti na typu vegetačního pokryvu. Tyto rozdíly byly popsány na základě sledování výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu (SWE) v průběhu zimy. Charakter lokality dle struktury vegetace, tedy zda se jedná o otevřenou plochu, les poškozený kůrovcem nebo zdravý jehličnatý les, byl určen indexem listové plochy (LAI) po provedení analýzy hemisférických fotografií. Zvláštní pozornost přitom byla věnována lesnímu prostředí a jeho vlivu na charakter radiačních toků. Data o radiaci byla dále doplněna termálními snímky ze zimní sezóny 2017/18, popisujícími teplotu, potažmo intenzitu tepelného vyzařování vegetace v lese.

Na základě uskutečněných měření a dostupných údajů byly vyvozeny následující závěry:

Otevřená plocha vykazuje hodnoty LAI v intervalu 0,2-0,6 (1. až 3. kvartil), plocha se smíšeným typem vegetace 0,3-1,5, poškozený les má hodnoty 0,3-0,8 a je zde oproti zdravému lesu výrazně zvýšen podíl propouštěného globálního záření, hustota vegetace v lese je definována intervalem 1,9-3,4 a vykazuje nejvyšší míru variability LAI.

Průměrný úhrn globální krátkovlnné radiace tvoří v lesním prostředí vlivem stínění pouze 6 % toho, co je pozorováno na otevřené ploše, v poškozeném lese je tato redukce 30,5 % oproti úhrnům na otevřené ploše.

Intenzita odražené krátkovlnné radiace se odvíjí od albeda, přičemž po roztátí sněhové pokrývky se její intenzita výrazně snižuje v důsledku nižší odrazivosti zemského povrchu.

Na charakteru dlouhovlnné radiace se významně podílí struktura vegetace a panující meteorologické podmínky. Na otevřené ploše převládá, zvláště za radiačního typu počasí, energetická spotřeba ve formě dlouhovlnného vyzařování, zatímco v lesním prostředí tvoří dlouhovlnná radiace hlavní zdroj energetického zisku. Při advekčním typu počasí oscilují dlouhovlnné toky na všech lokalitách kolem nuly.

V lesním prostředí je hlavním zdrojem dlouhovlnné radiace tepelné vyzařování z vegetace, dlouhovlnné záření z atmosféry zde tvoří maximálně 18 % z celkového úhrnu. Navzdory omezenému množství dat získaných termokamerou, výsledky poukazují na významnost dlouhovlnného vyzařování z vegetace. Kvantifikace přesného podílu tohoto zdroje tepla na celkové dlouhovlnné radiaci by vyžadovala sofistikovanější a důkladnější analýzu a sběr dat.

Působení radiačních toků se odráží na rychlosti tání sněhové pokrývky. Úbytek SWE ve zdravém jehličnatém lese je pouze o 14 % pomalejší než na otevřené ploše. To nekoresponduje s popsáním útlumem krátkovlnné radiace v lese, významně se zde projevuje právě působení dlouhovlnného záření, i proto je pro úloh podobného typu nutné počítat s komplexním popisem radiační bilance.

7 Zdroje

7.1 Seznam použité literatury

ANDERSON, E. R. (1954): Energy budget studies, Part of Water Loss Investigations: Lake Hefner Studies. U. S. Geological Survey. Professional Paper 269.

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

AUBIN, I., BEAUDET, M., MESSIER, C. (2000): Light extinction coefficients specific to the understory vegetation of the southern boreal forest, Quebec. *Canadian Journal of Forest Research*, 30, č. 1, s. 168-177.

BEITLEROVÁ, H. (2012): Aplikace degree-day modelu akumulace a tání sněhu v povodí Ptačího potoka. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 111 s.

BENGTSSON, L. (1976): Snowmelt estimated from energy budget studies. University of Luleå, *Nordic Hydrology*, 7, s. 3-18.

BRUTSAERT, W. (1975): On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 11, č. 5, s. 742-744.

CESCATTI, A. (1998): Effects of needle clumping in shoots and crowns on the radiative regime of a Norway spruce canopy. *Annales des sciences forestières* 55, č. 1-2, s. 89-102.

CLINE, D. W. (1997): Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental, midlatitude alpine site. *Water Resources Research*, 33, č. 4, s. 689-701.

CONWAY, H., RAYMOND, C. F. (1993): Snow stability during grain. *Journal of Glaciology*, 39, s. 635-642.

COURBAUD, B., DE COLIGNY, F., CORDONNIER, T. (2003): Simulating radiation distribution in a heterogeneous Norway spruce forest on a slope. *Agric. Forest Meteorol.*, 116, s. 1-18.

- DAVIS, R. E., HARDY, J. P., NI, W., WOODCOCK, C., MCKENZIE, J. C., JORDAN, R., LI, X. (1997): Variation of snow cover ablation in the boreal forest: A sensitivity study on the effects of conifer canopy. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102, č. D24, s. 29389-29395.
- DEWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge, 410 s.
- ELLIS, C. R., POMEROY, J. W. (2007): Estimating sub-canopy shortwave irradiance to melting snow on forested slopes. *Hydrological Processes*, 21, s. 2581-2593.
- ELLIS, C. R., POMEROY, J. W., ESSERY, R. L. H., LINK, T. E. (2011): Effects of needleleaf forest cover on radiation and snowmelt dynamics in the Canadian Rocky Mountains. *Canadian Journal of Forest Research*, 41, č. 3, s. 608-620.
- ESSERY, R., POMEROY, J., ELLIS, C., LINK, T. (2008): Modelling longwave radiation to snow beneath forest canopies using hemispherical photography or linear regression. *Hydrological processes*, 22, č. 15, s. 2788-2800.
- FERNÁNDEZ, A. (1998): An energy balance model of seasonal snow evolution. *Phys Chem Earth*, 23, s. 661-666.
- 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-colour fisheye photographs, users manual and program documentation [online]*. Institute of Ecosystem Studies, Millbrook, New York, 36 s.
- GARY, H. L. Patch clearcuts to manage snow in lodgepole pine. In *Proceedings of the 1980 Watershed Management Symposium*. Idaho: Boise, American Society of Civil Engineers, 1980, s. 335-346.
- GELFAN, A. N., POMEROY, J. W., KUCHMENT, L. S. (2004): Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt. *Journal of Hydrometeorology*, 5, č. 5, s. 785-803.
- HARDING, R. J., POMEROY, J. W. (1996). The energy balance of the winter boreal landscape. *Journal of Climate*, 9, č. 2, s. 2778-2787.

HARDY, J. P., DAVIS, R. E., JORDAN, R., NI, W., WOODCOCK, C. E. (1998): Snow ablation modelling in a mature aspen stand of the boreal forest. *Hydrological Processes*, 12, č. 1011, s. 1763-1778.

HARDY, J. P., MELLOH, R., KOENIG, G., MARKS, D., WINSTRAL, A., POMEROY, J. W., LINK, T. (2004): Solar radiation transmission through conifer canopies. *Agricultural and forest meteorology*, 126, č. 3, s. 257-270.

HELGASON, W., POMEROY, J. (2012): Problems closing the energy balance over a homogeneous snow cover during midwinter. *Journal of Hydrometeorology*, 13, č. 2, s. 557-572.

HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. (2007): Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. In *ÚH SAV: 12. stretnutie sneharov. ÚH SAV, Bratislava*, s. 88-98.

HOCK, R. (2003): Temperature index melt modeling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282, č. 1-4, s. 104-115.

HONG, M., ZONGCHAO, L., YIFENG, L. (1992): Energy balance of a snow cover and simulation of snowmelt in the western Tien Shan mountains, China. *Annals of Glaciology*, 16, s. 73-78.

HOOD, E., WILLIAMS, M., CLINE, D. (1999): Sublimation from a seasonal snowpack at a continental, mid-latitude alpine site. *Hydrological Processes*, 13, s. 1781-1797.

HOTOVÝ, O. (2016): Výpočet faktorů tání sněhu v jehličnatém lese s různou strukturou a na otevřené ploše v malém horském povodí. *Bakalářská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha*, 56 s.

IZIOMON, M. G., MAYER, H., MATZARAKIS, A. (2003): Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 65, č.10, s. 1107-1116.

JENÍČEK, M., BEITLEROVÁ, H., HASA, M., KUČEROVÁ, D., PEVNÁ, H., PODZIMEK, S. (2012): Modeling snow accumulation and snowmelt runoff – present approaches and results. *AUC Geographica*, 47, č. 2, s. 15-24.

JENÍČEK, M., PEVNÁ, H., MATĚJKA, O. (2015): Snow accumulation and ablation in three forested mountain catchments. *Acta Hydrologica Slovaca*, 16, s. 208-216.

- JENÍČEK, M., HOTOVÝ, O., MATĚJKA, O. (2017a): Snow accumulation and ablation in different canopy structures at a plot scale: using degree-day approach and measured shortwave radiation. *AUC Geographica*, 52, č. 1, s. 51-62.
- JENÍČEK, M., MATĚJKA, O., HOTOVÝ, O. (2017b, April): Measuring and modelling the impact of the bark beetle forest disturbance on snow accumulation and ablation at a plot scale. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 19, s. 7686.
- JENÍČEK, M., PEVNÁ, H., MATĚJKA, O. (2017c): Canopy structure and topography effects on snow distribution at a catchment scale: Application of multivariate approaches. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 66, č. 1, s. 43-54.
- JONCKHEERE, I., FLECK, S., NACKAERTS, K., MUYS, B., COPPIN, P., WEISS, M., BARET, F. (2004): Review of methods for in situ leaf area index determination: Part I. Theories, sensors and hemispherical photography. *Agricultural and forest meteorology*, 121, č. 1-2, s. 19-35.
- JORDAN, R. E. (1991): A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SN THERM.89. *CRREL Special Rep.*, 91-16, 49 s.
- JOST, G., WEILER, M., GLUNS, D. R., ALILA, Y. (2007): The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. *Journal of Hydrology*, 347, s. 101–115.
- KOIVUSALO, H., KOKKONEN, T. (2002): Snow processes in a forest clearing and in a coniferous forest. *Journal of Hydrology*, 262, č. 1, s. 145-164.
- KUSTAS, W. P., RANGO, A., UIJLENHOET, R. (1994): A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research*, 30, č. 5, s. 1515-1527.
- LAGERGREN, F., EKLUNDH, L., GRELE, A., LUNDBLAD M., MÖLDER, M., LANKREIJER, H., LINDROTH, A. (2005): Net primary production and light use efficiency in a mixed coniferous forest in Sweden. *Plant, Cell & Environment*, 28, č. 3, s. 412-423.
- LANGHAMMER, J., HARTVICH, F., KLIMENT, Z., JENÍČEK, M., BERNSTEINOVÁ, J., VLČEK, L., SU, Y., ŠTYCH, P., MIŘIJOVSKÝ, J. (2015): The impact of disturbance on the dynamics of fluvial processes in mountain landscapes. *Silva Gabreta*, 21, č. 1, s. 105-116.

- LAWLER, R. R., LINK, T. E. (2011): Quantification of incoming all-wave radiation in discontinuous forest canopies with application to snowmelt prediction. *Hydrological Processes*, 25, č. 21, s. 3322-3331.
- LINK, T., MARKS, D. (1999): Distributed simulation of snowcover mass-and energy-balance in the boreal forest. *Hydrological Processes*, 13, s. 2439-2452.
- MALE, D. H., GRANGER, R. J. (1981): Snow surface energy exchange. *Water Resources Research*, 17, č. 3, s. 609-627.
- MARKS, D., DOZIER, J. (1992): Climate and energy exchange at the snow surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada: 2. Snow cover energy balance. *Water Resources Research*, 28, č. 11, s. 3043-3054.
- MARKS, D., WINSTRAL, A. (2001): Comparison of snow deposition, the snow cover energy balance, and snowmelt at two sites in a semiarid mountain basin. *Journal of Hydrometeorology*, 2, č. 3, s. 213-227.
- MATĚJKA, O. (2015): Energeticky založený model akumulace a tání sněhu v jehličnatém lese a na otevřené ploše. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 75 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, č. 18, s. 3571-3584.
- OHMURA, A. (2001): Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journal of Applied Meteorology*, 40, č. 4, s. 753-761.
- OHTA, T., HASHIMOTO, T., ISHIBASHI, H. (1993): Energy budget comparison of snowmelt rates in a deciduous forest and an open site. *Annals of Glaciology*, 18, č. 1, s. 53-59.
- PLÜSS, C., OHMURA, A. (1997): Longwave radiation on snow-covered mountainous surfaces. *Journal of Applied Meteorology*, 36, č. 6, s. 818-824.
- POMEROY, J. W., GRAY, D. M., BROWN, T., HEDSTROM, N. R., QUINTON, W. L., GRANGER, R. J., CAREY, S. K. (2007): The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological processes*, 21, č. 19, s. 2650-2667.
- POMEROY, J., FANG, X., ELLIS, C. (2012): Sensitivity of snowmelt hydrology in Marmot Creek, Alberta, to forest cover disturbance. *Hydrological Processes*, 26, č. 12, s. 1891-1904.

- 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, č. 17, s. 2513-2525.
- PUTKONEN, J. (1998): Soil thermal properties and heat transfer processes near Ny-Alesund, northwestern Spitsbergen, Svalbard. *Polar research*, 17, č. 2, s. 165-179.
- PROWSE, T. D., OWENS, I. F. (1982): Energy balance over melting snow, Craigieburn Range, New Zealand. *Journal of Hydrology (New Zealand)*, 21, č. 2, s. 133-147.
- RAUNER, J. L. Chapter 8: deciduous forests. In: *Vegetation and the Atmosphere Case Studies*. London: J. L. Monteith, 1976, s. 241-264.
- ROSS, J. (1981): *The Radiation Regime and Architecture of Plant Stands*. The Hague: Dr. W. Junk Publishers. 394 s.
- SAUTER, K. A., McDONNELL, J. J. Prediction of snowmelt rates at a forested alpine site in northern Utah. In: *Proceedings of the Western Snow Conference*. Wyoming: Jackson Hole, 1992, s. 95-102.
- SEDLAR, J., HOCK, R. (2009): Testing longwave radiation parameterizations under clear and overcast skies at Storglaciären, Sweden. *The Cryosphere*, 3, č. 1, s. 75-84.
- SICART, J. E., ESSERY, R. L. H., POMEROY, J. W., 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, s. 774-784.
- SINGH, P., SINGH, V. P. (2001): *Snow and Glacier Hydrology*. Kluwer Academic Publisher, Londýn, 742 s.
- USACE (1998): *Engineering and design: Runoff from snowmelt*. US Army Corps of Engineers Manual č. 1110-2-1406, Washington DC, USA, 142 s.
- VANÍČEK, K., DUBROVSKÁ, I., METELKA, L., POKORNÝ, J. (2015): Měření složek radiační bilance a dlouhodobé změny globálního záření v České republice. Český hydrometeorologický ústav, Praha, 64 s.
- VAN MULLEM, A., GAREN, D. (2004): Part 630 Hydrology, Chapter 11 - Snowmelt. *National Engineering Handbook*, United States Department of Agriculture, s. 11-1-11-5.
- VARLEY, M. J., BEVEN, K. J., OLIVER, H. R. (1996): Modelling solar radiation in steeply sloping terrain. *International Journal of climatology*, 16, č. 1, s. 93-104.

WEBSTER, C., RUTTER, N., ZAHNER, F., JONAS, T. (2016): Modeling subcanopy incoming longwave radiation to seasonal snow using air and tree trunk temperatures. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121, č. 3, s. 1220-1235.

WÜRZER, S., JONAS, T., WEVER, N., LEHNING, M. (2016): Influence of initial snowpack properties on runoff formation during rain-on-snow events. *Journal of Hydrometeorology*, 17, č. 6, s. 1801-1815.

7.2 Datové zdroje

CENIA – Česká informační agentura životního prostředí, Ministerstvo životního prostředí, dostupné na: < <http://geoportal.gov.cz/web/guest/wms/> > [cit. 27. 1. 2018].

ČHMÚ – Český hydrometeorologický ústav, Ministerstvo životního prostředí.

KFFG PřF UK – Katedra fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze.

ZABAGED – Základní báze geografických dat České republiky, ČÚZK.

8 Seznamy příloh

8.1 Seznam obrázků

Obrázek 1: Schematické znázornění toků uvnitř sněhové pokrývky a na rozhraních atmosféra-sníh-půda (Marks et Winstral, 2001, upraveno).....	14
Obrázek 2: Denní hodnoty albeda v průběhu sněhové sezóny 2001 (Melloh et al., 2002, upraveno).....	18
Obrázek 3: Hodnoty albeda v různých místech měření (Harding et Pomeroy, 1996, upraveno).	19
Obrázek 4: Schematické znázornění vstupních a výstupních proměnných modelů GORT a SNTHERM (Hardy et al., 1998, upraveno).....	27
Obrázek 5: Korelace modelovaných a naměřených hodnot globálního slunečního záření s užitím téhož modelu (Hardy et al., 1998, upraveno).	28
Obrázek 6: Měsíční variabilita hlavních komponent energetické bilance v zimním období roku 1986 v pohoří Sierra Nevada (Marks et Dozier, 1992, upraveno).	30
Obrázek 7: Ukázka proměnlivosti energetické bilance v čase v závislosti na meteorologických podmínkách (Helgason et Pomeroy, 2012, upraveno).	30
Obrázek 8: Ukázka intercepce v různých formách – zachycení sněhu na stromech, kmenech i na vegetaci nižších pater (foto: archiv autora).	32
Obrázek 9: Mapa intercepce a míry ozáření zájmového území, kde kruhy znázorňují simulovaný rozsah korun stromů, bílé hvězdy rozmístění hemisférických snímků, černé oblasti jsou místy s mírou ozáření pod 20 %, tmavě šedé pod 40 % a světlé šedé pod 60 % (Courbaud et al., 2003, upraveno).	33
Obrázek 10: Závislost rychlosti větru na vegetačním pokryvu, plná čára znázorňuje jezera (otevřená plocha při zámru jezera), tečkovaná čára rychlosti nad pokryvem, čárkovaná čára znázorňuje rychlosti pod pokryvem (Harding et Pomeroy, 1996).	34
Obrázek 11: Průměrný denní tok dlouhovlnného záření (A) a syntéza přímého záření, albeda a dlouhovlnného záření (B) v různých typech a částech vegetačního krytu (Harding et Pomeroy, 1996, upraveno).....	35
Obrázek 12: Energetická bilance sněhové pokrývky v různých typech vegetačního krytu, kde ΔQ je změna vnitřní energie sněhu, R_n označuje radiační toky (krátkovlnnou a dlouhovlnnou radiaci), H symbolizuje tok zjevného a L_vE tok latentního tepla, G je tepelný tok z podloží a M je advekce toku energie (Link et Marks, 1999, upraveno).	36
Obrázek 13: Srovnání denního množství globálního krátkovlnného záření na otevřené ploše, ve zdravém jehličnatém lese a v lesním porostu napadeném kůrovcem v průběhu zimního období 2015/2016 v povodí Ptačího potoka (Jeniček et al., 2017a).	37

Obrázek 14: Srovnání simulovaných a naměřených hodnot krátkovlnné radiace na jižním a severním okraji mezery ve vegetačním pokryvu (Lawrel et Link, 2011, upraveno).....	39
Obrázek 15: Teplotní snímek znázorňující rozdíl teplot v lesním prostředí (Webster et al., 2016) a působení zvýšené teploty kmenu na charakter sněhové pokrývky (foto: archiv autora).....	41
Obrázek 16: Hodinové průměry globální dlouhovlnné radiace (a) a celkového toku dlouhovlnné radiace (b) pod stromy ve švýcarských Alpách v období od prosince do června. Červené čáry znázorňují čas východu a západu Slunce (Webster et al., 2016).	42
Obrázek 17: Toky latentního a zjevného tepla v lesním porostu (a.) a na otevřené ploše (b.) v průběhu dne (Harding et Pomeroy, 1996).....	43
Obrázek 18: Vertikální profil sledovaných proměnných (Cescatti, 1998, upraveno).....	45
Obrázek 19: Průměrný denní přenos krátkovlnné radiace (K^*), dlouhovlnné radiace (L^*), radiačního přenosu (R^*) a energie dostupné pro tání (Q_m) v závislosti na vybraných charakteristikách území (Ellis et al., 2011, upraveno).	46
Obrázek 20: Vliv sklonu na zenitový úhel dopadajícího slunečního záření (DeWalle et Rango, 2008).....	47
Obrázek 21: Vymezení zájmové lokality (ArcČR, ortofoto ČÚZK).	48
Obrázek 22: Výškové a sklonitostní poměry povodí Ptačího potoka (ArcČR, ZABAGED). .	49
Obrázek 23: Průměrné denní průtoky v závěrovém profilu Ptačího potoka v letech 2008-2015 (data: KFGG).....	49
Obrázek 24: Měrná křivka Ptačího potoka, závislost průtoku (x) na vodním stavu (y) při koeficientu determinace (R^2).	50
Obrázek 25: Krajinný pokryv v povodí Ptačího potoka (vektORIZACE: Adam Blšák, upraveno v ArcGIS).	50
Obrázek 26: Vymezení lokalit dle charakteru vegetační struktury: otevřená plocha (A), zdravý jehličnatý les (B), les napadený lýkožroutem smrkovým (C), plocha se smíšeným typem vegetačního pokryvu (D) (Jeníček et al., 2017a; ČÚZK; foto: archiv autora, upraveno).....	51
Obrázek 27: Prostředí softwaru GLA pro zpracování hemisférických snímků.	53
Obrázek 28: Radiometr CNR4 umístěný v povodí Ptačího potoka (foto: M. Jeníček).....	54
Obrázek 29: Meteorologické podmínky při pořizování termálních snímků – vlevo radiační typ počasí, vpravo advekční typ počasí (foto: archiv autora).....	57
Obrázek 30: Vypočtené hodnoty LAI 4 (levý graf) a celkový podíl záření (přímé i rozptýlené) procházející skrz vegetační kryt (pravý graf) u jednotlivých typů lokalit. Krabicový diagram (boxplot) udává minimum a maximum (okrajové hodnoty), 25% (spodní hranice boxu), 75% (horní hranice boxu) percentil a medián (předělová linie uvnitř boxu).	58
Obrázek 31: Rozložení hodnot LAI v rámci sledovaných ploch.	59

Obrázek 32: Data o vodní hodnotě sněhu z terénních měření v povodí Ptačího potoka v zimní sezóně 2016/2017 v závislosti na vegetaci. Krabicový diagram (boxplot) udává minimum a maximum (krajové hodnoty), 25% (spodní hranice boxu), 75% (horní hranice boxu) percentil a medián (předělová linie uvnitř boxu).	60
Obrázek 33: Hodinové průměry globální krátkovlnné radiace (pyranometr orientovaný k obloze) na lokalitách v období prosinec 2016 až duben 2017. Žluté linie vymezují čas východu a západu Slunce. Modré linie znázorňují dobu roztátí sněhu. Bílá místa značí chybějící hodnoty.....	62
Obrázek 34: Hodinové průměry odražené krátkovlnné radiace (pyranometr orientovaný k zemi) na lokalitách v období prosinec 2016 až duben 2017. Žluté linie vymezují čas východu a západu Slunce. Modré linie znázorňují dobu roztátí sněhu.....	63
Obrázek 35: Srovnání denních úhrnů globální krátkovlnné radiace na otevřené ploše a v poškozeném lese (bílé body) a ve zdravém lesním porostu (černé body) v průběhu zimní sezóny 2016/2017.....	64
Obrázek 36: Vývoj albeda zemského povrchu (sněhové pokrývky) pro různé typy vegetačního pokryvu. Přerušované čáry znázorňují lineární spojnice trendu pro plochy.	65
Obrázek 37: Povrch sněhu znečištěný opadem ze stromů (foto: archiv autora).	66
Obrázek 38: Celkový přenos krátkovlnné radiace (globální i odražená) v průběhu zimní sezóny 2016/2017 na jednotlivých lokalitách v povodí Ptačího potoka.	67
Obrázek 39: Hodinové průměry globální dlouhovlnné radiace (pyrgeometr orientovaný k obloze) na lokalitách v období prosinec 2016 až duben 2017. Žluté linie vymezují čas východu a západu Slunce. Modré linie znázorňují dobu roztátí sněhu. Bílá místa značí chybějící hodnoty.....	68
Obrázek 40: Hodinové průměry odražené dlouhovlnné radiace (pyrgeometr orientovaný k zemi) na lokalitách v období prosinec 2016 až duben 2017. Žluté linie vymezují čas východu a západu Slunce. Modré linie znázorňují dobu roztátí sněhu.....	69
Obrázek 41: Hodinové průměry celkového úhrnu dlouhovlnné radiace (oba pyrgeometry) na lokalitách v období prosinec 2016 až duben 2017. Žluté linie vymezují čas východu a západu Slunce. Modré linie znázorňují dobu roztátí sněhu. Bílá místa značí chybějící hodnoty.	70
Obrázek 42: Vliv meteorologických podmínek na vývoj teplot vzduchu (horní graf) a dlouhovlnných radiačních toků (dolní graf) na lokalitách.	72
Obrázek 43: Analýza teplot objektů při radiačním typu počasí (foto: archiv autora).....	73
Obrázek 44: Vývoj hlavních komponent energetické bilance v závislosti na meteorologických podmínkách pro lokality v povodí Ptačího potoka v závěru zimy 2016/2017.....	75
Obrázek 45: Vývoj hlavních komponent energetické bilance sněhové pokrývky v průběhu zimní sezóny 2016/2017 v experimentálním povodí Ptačího potoka na lokalitách.	76

Obrázek 46: Fotografie snímaného místa ve viditelné oblasti spektra a série termálních snímků s časem pořízení ze dne 25. února 2018 (radiační počasí). Hodnoty uvnitř fotografií značí nejchladnější, nejteplejší místo a teplotu středového bodu v rámci pořízené kompozice (foto: archiv autora).....	79
Obrázek 47: Série termálních snímků s časem pořízení ze dne 31. března 2018 (advektivní počasí). Hodnoty uvnitř fotografií značí nejchladnější, nejteplejší místo a teplotu středového bodu v rámci pořízené kompozice (foto: archiv autora).	80
Obrázek 48: Grafické znázornění chodu vybraných veličin v závislosti na meteorologických podmínkách.	82

8.2 Seznam tabulek

Tabulka 1: Přenos latentního tepla při fázových přeměnách vody (DeWalle et Rango, 2008, upraveno).....	23
Tabulka 2: Přehled vybraných modelů založených na energetické bilanci sněhu a jejich složkách.	26
Tabulka 3: Srovnání radiační tepelné výměny ve sněhové pokrývce na otevřené ploše, v listnatém lese a v hustém jehličnatém lese (DeWalle et Rango, 2008, upraveno).....	36
Tabulka 4: Vybrané parametry termokamery Fluke Ti25.....	56
Tabulka 5: Vybrané ukazatele SWE (v mm) na lokalitách ke konci zimního období 2016/2017.	61
Tabulka 6: Průměrné hodnoty vybraných veličin na lokalitách v obdobích s převládajícím radiačním typem počasí.....	71
Tabulka 7: Průměrné hodnoty vybraných veličin na lokalitách v obdobích s převládajícím advektivním typem počasí.	71
Tabulka 8: Výsledné energetické toky na lokalitách Ptačího potoka s různou strukturou vegetace v průběhu zimní sezóny 2016/2017.....	75
Tabulka 9: Přepočítání hodnot mezi teplotou snímaného objektu a jeho vyzařováním.	78
Tabulka 10: Přímo měřená a pozorovaná data v době pořizování termálních snímků a určení podílu dlouhovlnné radiace z vegetace.	81