

**ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE**

**Fakulta životního prostředí**

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

**Vliv lesních porostů na tání sněhové pokrývky**

Bakalářská práce

**Vedoucí práce:** Ing. Jiří Pavlásek, Ph.D.

**Bakalant:** Tereza Sklenářová

**2014**

**ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE**  
Katedra vodního hospodářství a environmentálního  
modelování  
Fakulta životního prostředí

# ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Sklenářová Tereza

Aplikovaná ekologie pro bakaláře - kombinované Praha

Název práce

**Vliv lesních porostů na tání sněhové pokrývky**

Anglický název

**Influence of forest cover on snow melting**

---

## Cíle práce

Na základě literární rešerše popsat vliv lesních porostů na distribuci a tání sněhové pokrývky.

## Metodika

Popis vlastností sněhu a jeho charakteristik.  
Získání informací z lokalit s různým typem pokrývky.  
Porovnání dostupných informací.  
Posouzení vlivu lesních porostů na tání sněhové pokrývky.

## Harmonogram zpracování

duben - srpen 2012 studium dostupné literatury s popisem vlastností a charakteristik sněhové pokrývky  
srpen - prosinec 2012 získání informací s lokalit s různým typem sněhové pokrývky  
leden - únor 2013 porovnání získaných výsledků  
březen 2013 posouzení vlivu lesních porostů na tání sněhové pokrývky  
duben 2013 dokončení a odevzdání práce

**Rozsah textové části**

cca 30 stran textu

**Klíčová slova**

distribuce sněhu, tání sněhu, vlastnosti sněhu

---

**Doporučené zdroje informací**

Dingman, S.L. 1993: Physical Hydrology. Macmillan College Publishing, Company, New York, s. 575, ISBN 0-02-329745-X.  
Varhola, A., Coops, N.C., Weiler, M., Moore, R.D., 2010: Forest canopy effects on snow accumulation and ablation: An integrative review of empirical results. *Journal of Hydrology*, 392, s. 219 - 233.

---

**Vedoucí práce**

Pavlásek Jiří, Ing., Ph.D.

Elektronicky schváleno dne 10.4.2014

**prof. Ing. Pavel Pech, CSc.**  
Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 10.4.2014

**prof. Ing. Petr Sklenička, CSc.**  
Děkan fakulty

### **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala samostatně pod vedením Ing. Jiřího Pavláška, Ph.D. Uvedla jsem všechny literární prameny a publikace, ze kterých jsem čerpala.

V Praze dne .....

.....

Tereza Sklenářová

## **Poděkování**

Zvláštní poděkování patří Ing. Jiřímu Pavláskovi, Ph.D. za obětavou spolupráci, cenné připomínky při psaní této práce. Zároveň děkuji všem, kteří mě povzbuzovali a podporovali při tvorbě této práce, zejména pak mé rodině.

## **Abstrakt**

Bakalářská práce se zabývá vlivem lesních porostů na distribuci a tání sněhové pokrývky.

Hlavní části práce předchází popis sněhových charakteristik a vlastností sněhu.

Uvedení do problematiky hydrologických účinků lesa. Hlavní část se týká souhrnu a porovnání výsledků z odborných publikací pro jednotlivé faktory ovlivňující vývoj, distribuci, tání sněhové pokrývky. V závěru práce je posouzení vlivu lesních porostů na sněhovou pokrývku. Rozdíly trvání tání sněhu mezi bukovým a smrkovým porostem ovlivňovala hodnota SWE.

**Klíčová slova:** distribuce sněhu, tání sněhu, vlastnosti sněhu

## **Abstract:**

The bachelor thesis deals with the influence of forest vegetation on the distribution and snowmelt.

The main part of the work is preceded by a description of snow characteristics and properties of snow. Introduction to the hydrological effects of forest. The main part relates to the summary and comparison of results from scientific publications for various factors affecting the development, distribution and snowmelt. In conclusion, there is the assessment of the impact of forest vegetation on snow cover. Differences between the duration of snowmelt beech and spruce stands influenced by the value of SWE.

**Key words:** distribution of snow, snowmelt, snow properties

## Obsah

<b>1. ÚVOD</b> .....	<b>8</b>
<b>2. CÍL PRÁCE</b> .....	<b>9</b>
<b>3. LITERÁRNÍ REŠERŠE</b> .....	<b>10</b>
3.1. VZNIK SNĚHU .....	10
3.2. MECHANICKÉ A FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI SNĚHU .....	11
3.2.1. <i>Tvar zrna</i> .....	11
3.2.2. <i>Velikost zrna</i> .....	12
3.2.3. <i>Tvrdost sněhu</i> .....	13
3.2.4. <i>Objem</i> .....	14
3.2.5. <i>Pórovitost sněhu</i> .....	15
3.2.6. <i>Vlhkost sněhu</i> .....	15
3.2.7. <i>Hustota sněhu</i> .....	16
3.2.8. <i>Zásoba vody ve sněhové pokrývce</i> .....	17
3.3. TEPelnÉ VLASTNOSTI SNĚHU .....	17
3.3.1. <i>Teplota</i> .....	17
3.3.2. <i>Teplotní gradient</i> .....	18
3.4. OPTICKÉ VLASTNOSTI .....	19
3.4.1. <i>Albedo</i> .....	19
3.5. METAMORFÓZA SNĚHU .....	19
3.6. VODNÍ REŽIM A POVODÍ .....	22
3.6.1. <i>Hydrologické účinky lesa</i> .....	23
3.7. FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ SNĚHOVOU POKRÝVKU .....	25
3.7.1. <i>Nadmořská výška</i> .....	25
3.7.2. <i>Vítr</i> .....	27
3.7.3. <i>Orientace svahu</i> .....	31
3.7.4. <i>Lesní porost</i> .....	33
3.7.5. <i>Intercepce a bilance záření</i> .....	38
<b>4. DISKUZE</b> .....	<b>42</b>
<b>5. ZÁVĚR</b> .....	<b>44</b>
<b>6. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY</b> .....	<b>45</b>

## 1. Úvod

Podle Jones a kol. (2009) lesy tvořící 33 % rozlohy ve Spojených státech a produkují dvě třetiny sladké vody. Vliv změny klimatu na lesy a vodu jsou stále zřetelnější. Od výzkumu je potřebné, aby předpovídal jak přímé, tak i nepřímé vlivy budoucí změny klimatu na lesy a vodu. Oteplování klimatu již snížilo sněhové masy a jejich dobu trvání. Pravděpodobně se tedy zvýší velikost a závažnost požárů. Mnoho států na západě USA v roce 2000 zažily napadení kůrovcem, zřejmě v důsledku oteplení klimatu.

Lesní zápoj přímo ovlivňuje několik hydrologických procesů. Změny v lesní struktuře buď přirozeně se vyskytující (vítr, oheň a napadení škůdci) nebo antropogenní (silniční stavby a těžba dřeva). Přirozené a antropogenní vlivy mohou upravit procesy, které řídí množství a načasování vodního odtoku stejně jako kvalitu vody (Gelfan a kol., 2004).

Na lesy spadne přibližně 50 % srážek v České republice. Tento fakt je způsoben skutečností, že největší lesnatost mají u nás středohorské a horské polohy s vysokými úhrny ročních srážek v rozsahu 800-1500 mm (Kantor a Šach, 2002).

Sněhová pokrývka v horských polohách představuje v průměru 25-30 % ročního úhrnu srážek a ovlivňuje vodní režim nejen v zimním období, ale dlouho v jarních měsících (Kantor, 1979).

Lesy stabilizují klima (les klade největší odpor proti větrům, v lese se vytváří specifické mikroklima), které snižuje teplotní extrémny a udržuje stabilně vlhčí ovzduší, v lese dochází k rovnoměrnějšímu rozdělení srážek (Cenia, 2012).



## **2. Cíl práce**

Hlavním cílem této práce je vypracovat literární rešerši pojednávající o vlivech lesních porostů na tání sněhové pokrývky.

Dílčí cíle práce:

1. Vyhledat vhodnou odbornou literaturu
2. Stanovit hlavní faktory ovlivňující vývoj, tání a distribuci sněhu v lesních porostech
3. Na základě studia odborné literatury posoudit vliv jednotlivých faktorů na vývoj, tání a distribuci sněhu v lesních porostech
4. Posoudit celkovou funkci lesních porostů na vývoj, tání a distribuci sněhové pokrývky

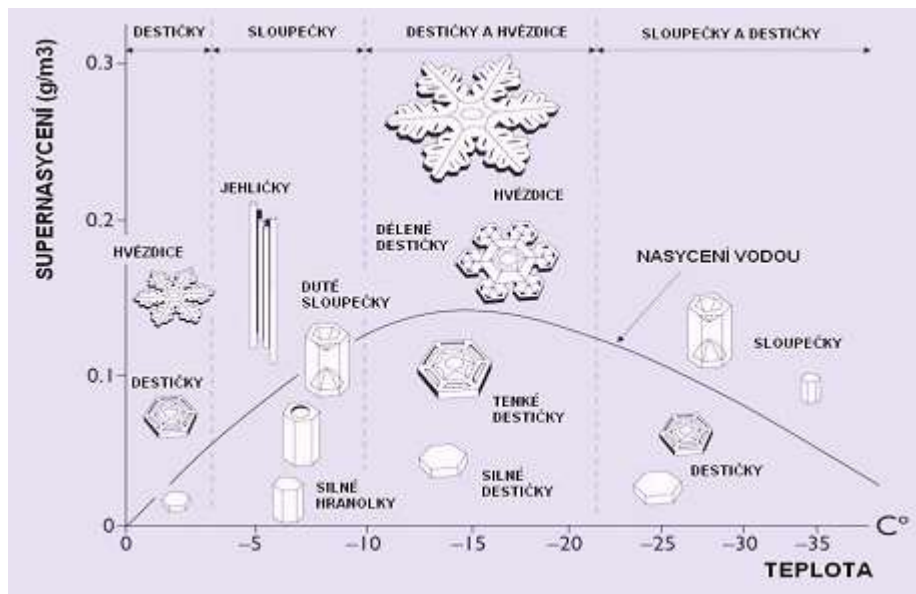
### 3. Literární řešerše

#### 3.1. Vznik sněhu

Sníh je druh atmosférických srážek padajících na zemský povrch, většinou ve formě rozvětvených ledových krystalků. Sníh je složen z ledových krystalků, vody (ve skupenství plynném a kapalném) a vzduchu (Hrádek a Kuřík, 2002).

Pokud dojde k přesycení vodními parami nebo k poklesu teploty pod tzv. rosný bod, vodní páry v atmosféře kondenzují. Pokud je teplota nižší než 0°C, změní se plynné skupenství vody přímo v pevné, dojde ke krystalizaci. Tento proces je vázaný na tzv. krystalizační centra, kterými jsou např. ledová jádra nebo částičky prachu. Vlivem valenčních sil se obrovské množství vodních molekul sdružuje do útvarů šesterečné krystalické soustavy a vznikají sněhové krystaly.

V závislosti na množství vodních par v ovzduší, délce krystalizace, teplotě při ní a na stálosti prostředí vzniká téměř neomezené množství krystalických tvarů sněhu ve směru jednotlivých os, což znázorňuje schéma obrázku 1. Při nízkých teplotách vzduchu (sněžení bylo zaznamenáno i při -40°C) padají jen jednotlivé neslepené krystalky, tzv. dendrity, jako suchý prachový sníh. Pokud se teplota blíží 0°C, slepují se krystaly do větších konglomerátů sněhových vloček. Je pochopitelné, že čím vyšší bude teplota, tím větší budou i sněhové vločky. V našich podmínkách sněhové vločky většinou padají při teplotách kolem nuly, mezi -1 a +1 C. Jejich velikost bývá v průměru kolem 1 cm, ale byly pozorovány vločky i o průměru 3-4 i více centimetrů (Doležal a Pollak, 2004).



**Obrázek 1: Schéma vzniku různých sněhových krystalů v oblacích (Kořízek, 2009).**

Vzhledem k tomu, že vločky s sebou berou z nižších vrstev naší atmosféry prach, je opodstatněná i skutečnost, že husté sněžení dokáže vzduch docela vyčistit a zbavit prachu (Přeučil, 2008).

Akumulovaný sníh na povrchu země v době měření nazýváme sněhová pokrývka. Je třeba poznamenat, že variabilita sněhových vloček, samostatného sněžení a procesů, které způsobují metamorfózu, vedou k vysoce variabilním hodnotám na krátké vzdálenosti. Velký vliv má nadmořská výška, orientaci svahu ke světovým stranám a rozdíly ve vegetačním pokryvu. Na začátku období tání je sněhová pokrývka typicky vertikálně heterogenní. Během tání se hustota stále zvyšuje a vertikální nehomogenity mají tendenci mizet (Dingman, 2002).

## 3.2. Mechanické a fyzikální vlastnosti sněhu

### 3.2.1. Tvar zrna

Tvar i velikost sněhových vloček jsou přímo závislé na teplotě vzduchu. Jejich struktura je zase závislá na molekulách vody. Při běžné teplotě jsou molekuly vody v neustálém pohybu. Při poklesu teploty, začnou působit elektrické vazby mezi molekulami, ty se shlukují a ztuhnou v pevně daných pozicích. Voda zamrzne a její molekuly utvoří v ideálním stavu při krystalizaci hexagonální mřížku. Základní

šestiúhelníkový tvar je u všech sněhových vloček pravidlem, i když se vnějším vzhledem mohou vločky značně lišit (Přeucil, 2008).

V tabulce 1 jsou zobrazeny hlavní morfologické třídy tvarů zrn. Tato základní klasifikace je dále rozšířena na podtřídy. Hlavní třídy tvarů zrn jsou klasifikovány buď pomocí symbolu, nebo jedinečným kódem tvořeným zkratkou dvou velkých písmen (Fierz a kol., 2009).

**Tabulka 1: Třídy sněhových krystalů a jejich označení (Fierz a kol. 2009).**

Třída	Symbol	Kód
Srážkové částice	+	PP
Umělý sníh	☉	MM
Rozkládající se a zlomkové srážkové částice	/	DF
Oblá zrna (okrouhlozrnitý sníh)	●	RG
Krystaly fasetované (hranatozrnitý sníh)	◻	FC
Krystaly ve tvaru pohárků (pohárkové krystaly)	∧	DH
Vějířovité krystaly (povrchová jinovatka)	∨	SH
Mokrá zrna	°	MF
Kompaktní led	■	IF

### 3.2.2. Velikost zrna

Klasická velikost zrna E je průměrná velikost, která vychází z charakteristických zrn sněhové vrstvy. Nejrozšířenější způsob měření velikosti je v milimetrech. Klasifikace sněhových zrn dle velikosti je uvedena v tabulce 2.

Jednoduchá metoda vhodná pro měření v terénu je umístit vzorek zrna na desku, která má milimetrovou mřížku. Průměrná velikost a průměrná maximální velikost

jsou pak odhadnuty porovnáním velikosti zrn s roztečí mřížky na desce (Fierz a kol., 2009).

**Tabulka 2: Klasifikace sněhových zrn podle velikosti (Fierz a kol. 2009).**

<b>Typ sněhu</b>	<b>Velikost (mm)</b>
velmi jemný	< 0.2
jemný	0.2–0.5
střední	0.5–1.0
hrubý	1.0–2.0
velmi hrubý	2.0–5.0
extrémní	> 5.0

### 3.2.3. Tvrdost sněhu

Tvrdost je odpor proti pronikání objektu do sněhu. Změříme relativní hodnotu indexu, která závisí na obsluze a na nástroji. Široce používaným nástrojem je Swiss rammsonde, kdy je tvrdost sněhu měřena v Newtonech.

Ruční test je složen z pěti stupňů a ke každému stupni jsou přiděleny rozsahy odporu viz tabulka 3. Pro jednotlivé indexy ruční tvrdosti odpovídá předmět, který se snaží být vtlačen do sněhu (Fierz a kol., 2009).

**Tabulka 3: Stanovení tvrdosti sněhu pomocí ručního testu (Fierz a kol., 2009).**

Termín	Ruční test			Odpor (Swiss rammsonde)(N)	
	Ruční index tvrdosti	Předmět	Kód	Rozsah	Průměr
<b>Velmi měkký</b>	1	pěst	F	0-50	20
<b>Měkký</b>	2	4 prsty	4F	50-175	100
<b>Střední</b>	3	1 prst	1F	175-390	250
<b>Tvrký</b>	4	tužka	P	390-715	500
<b>Velmi tvrdý</b>	5	čepel nože	K	715-1200	1000
<b>Led</b>	6	led	I	>1200	>1200

#### 3.2.4. Objem

Objem sněhu  $V_s$  je dán součinem výšky sněhu a plochy.

Výpočet objemu sněhu lze provést podle rovnice (Dingman, 2002):

$$V_s = V_i + V_w + V_a = h_s \cdot A \quad (1)$$

kde:

$h_s$  výška (m)

$A$  plocha (m<sup>2</sup>)

$V$  objem (m<sup>3</sup>)

Indexy u symbolů objemu  $V$

$i$  led (ice)

$w$  kapalná voda (water)

$a$  vzduch (air)

### 3.2.5. Pórovitost sněhu

Pórovitost  $\Phi$  je poměr objemu póru k celkovému objemu vzorku. Lze jej stanovit jako (Dingman, 2002):

$$\Phi = \frac{Va+Vw}{Vs} \quad (2)$$

kde:

$V$  objem ( $m^3$ )

Indexy u symbolů objemu  $V$

$s$  sníh (snow)

$w$  kapalná voda (water)

$a$  vzduch (air)

Póry jsou vyplněny vzduchem a vodní párou pro teplotu sněhu pod bodem tání.

Při teplotách okolo  $0^\circ C$  mohou póry obsahovat i kapalnou vodu (Dingman, 2002).

### 3.2.6. Vlhkost sněhu

Obsah kapalné vody  $\theta$  ve sněhové pokrývce je dán poměrem objemu kapalné vody  $V_w$  k celkovému objemu sněhu  $V_s$ . Vztah je definován podle Dingmana (2002) jako:

$$\theta = \frac{Vw}{Vs} \quad (3)$$

kde:

$V$  objem ( $m^3$ )

Indexy u symbolů objemu  $V$

$w$  kapalná voda (water)

$s$  sníh (snow)

Kapalná voda ve sněhu pochází buď z tajícího sněhu, deště, nebo kombinací těchto dvou variant. Obsah kapalné vody nebo vlhkosti ve sněhu může být vyjádřen, poměrem objemovým nebo hmotnostním.

Kapalná voda je pohyblivá pouze v případě, když je překročena hodnota nesnižitelný obsahu vody. Nesnižitelný obsah vody ve sněhu odpovídá objemovému podílu okolo 3-6 % v závislosti na typu sněhu.

K dispozici existuje několik metod pro určení kapalného obsahu vody sněhu v terénu. Patří mezi ně kalorimetrie, zřed'ovací metoda nebo dielektrické měření (Fierz a kol., 2009).

### 3.2.7. Hustota sněhu

Hustota sněhu  $\rho_s$  je definována jako poměr hmotnosti na jednotku objemu a vyjadřuje se v jednotkách  $[\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}]$  nebo  $[\text{g}\cdot\text{m}^{-3}]$ . Dingman (2002) uvádí vyjádření hustoty sněhu jako:

$$\rho_s = \frac{M_i + M_w}{V_s} = \frac{\rho_i \cdot V_i + \rho_w \cdot V_w}{V_s} \quad (4)$$

$M$  hmotnost (kg)

$V$  objem ( $\text{m}^3$ )

Indexy u symbolů objemu  $V$  a hmotnosti  $M$

$i$  led

$w$  voda

$s$  sníh

$\rho_i$  hustota ledu ( $917 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ )

$\rho_w$  hustota vody ( $1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ )

Hustota nově napadlého sněhu je dána uspořádáním sněhových vloček, které jsou ovlivněné teplotou vzduchu, stupněm nasycení vzduchu vodními parami, rychlostí větru apod. Vyšší rychlost větru láme krystaly a poté se shlukují do hustších vrstev (Dingman, 2002).

Hustota sněhu se určuje pomocí sněhového hustoměru o známé odběrové ploše. Při měření hustoty celé sněhové pokrývky odebereme vzorek sněhu od povrchu sněhu až po povrchu terénu. Vzorek s válcem se zváží a po odečtení známé hmotnosti válce se



určí hmotnost. Objem je dán podle výšky odebraného sněhu ve válci (Hrádek a Kuřík, 2002).

### 3.2.8. Zásoba vody ve sněhové pokrývce

Pro hydrologii je nejdůležitější charakteristikou množství vody (led i kapalná fáze) ve sněhové pokrývce, protože určuje velikost vstupu vody do půdy v rámci hydrologického cyklu. Zásoba vody ve sněhové pokrývce (Snow Water Equivaent)  $hm$  vyjadřuje výšku vody, která by vznikla z úplného roztání sněhu na dané ploše. Tento vztah je možno vyjádřit podle Dingmana (2002) v rovnici:

$$hm = \frac{Vm}{A} \quad (5)$$

$Vm$  objem vody, který by vznikl kompletním roztáním sněhové pokrývky na zájmové ploše ( $m^3$ )

$A$  plocha ( $m^2$ )

Zásoba vody ve sněhové pokrývce je obvykle vyjádřena v milimetrech vodního sloupce nebo ekvivalentní je kilogram na čtvereční metr (Fierz a kol., 2009).

## 3.3. Tepelné vlastnosti sněhu

Obsah vzduchu v pórech sněhu způsobuje snížení tepelné vodivosti, a proto výměna tepla mezi sněhem a půdou je velmi malá. Tím sněhová pokrývka zabraňuje promrzání půdy do větších hloubek a na jaře brání rychlému oteplování půdy (Hrádek a Kol., 2002).

### 3.3.1. Teplota

Teplota sněhu by měla být uváděna ve stupních Celsia ( $^{\circ}C$ ). Někdy je žádoucí zaznamenávat i jiné zájmové teploty. Navrhované symboly pro běžné používání:

$T_s(H)$ : Teplota sněhu ve výšce  $H$  v cm nad zemí

$T_s(-H)$ : Teplota sněhu v hloubce  $-H$  v cm pod povrchem

$T_{ss}$ : Povrchová sněhová teplota

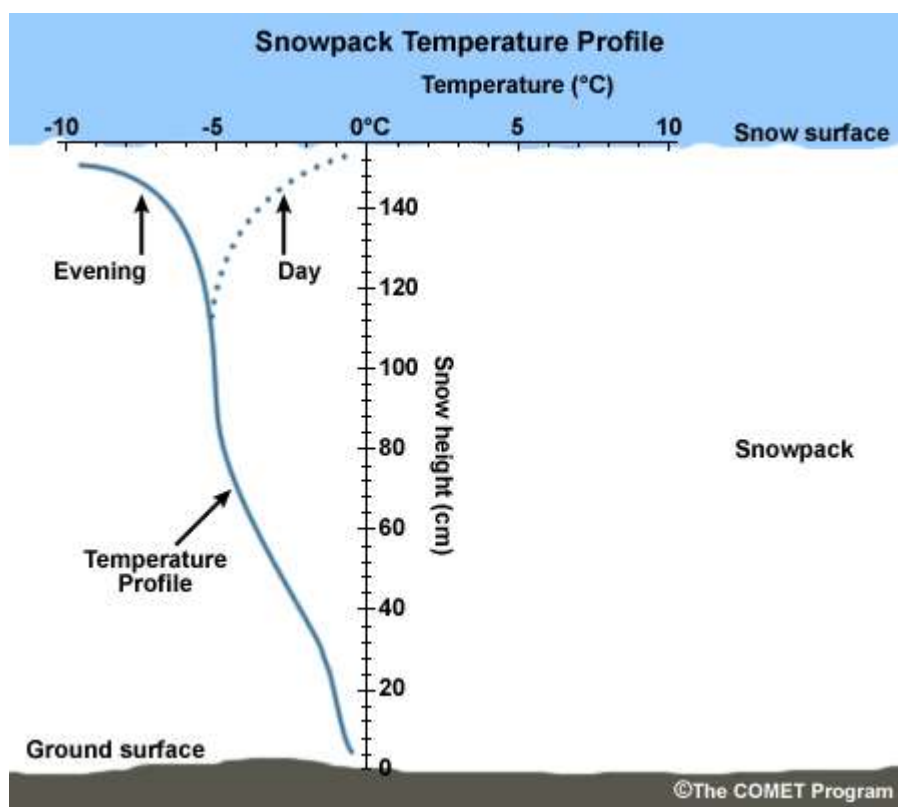
$T_a$ : Teplota vzduchu 1,5m nad povrchem sněhu

$T_g$ : Teplota povrchu země (stejná jako spodní teplota sněhu) (Fierz a kol., 2009).

### 3.3.2. Teplotní gradient

Fyzikální procesy, které se vyskytují v rámci sněhové pokrývky, jsou velmi závislé na tom, zda existuje teplotní gradient mezi horní a spodní částí sněhové pokrývky. Teplotní gradient je většinou přítomen ve sněhové pokrývce, díky relativnímu geotermálnímu teplu prostřednictvím kontaktu spodní části se zemí a relativnímu studenému vzduchu v horní části. Teplota v horní části sněhové pokrývky často denně kolísá, vlivem měnící se sluneční radiace. Výkyv teplot během dne je zobrazen v obrázku 3. Střední část může být ohřívána tající, nebo dešťovou vodou, která znovu zmrzne a uvolní se latentní teplo.

Izotermická situace nastane, když neexistuje teplotní gradient skrze sněhovou pokrývku. Pokud nastane izotermická situace s teplotou kolem 0°C, pak sněhová pokrývka při dalším dodání energie podléhá rychlému tání (UCAR'S, 2011).



Obrázek 2: Teplotní profil ve sněhové pokrývce (UCAR'S, 2011).

### **3.4. Optické vlastnosti**

#### **3.4.1. Albedo**

Albedo sněhové pokrývky je podíl odražené sluneční radiace od sněhové pokrývky a radiace dopadající na její povrch. Hodnota albeda je závislá na výšce slunce nad obzorem, vlnové délce dopadajícího záření, velikost sněhových zrn, výšce sněhové pokrývky a dalších faktorech (Jeníček, 2011).

Albedo je důležitým určujícím faktorem pro vstup energie do sněhové pokrývky. Významná část slunečního záření je absorbována zemí a může zahřát mělkou sněhovou pokrývku od spodu.

Hodnoty změřeného albeda sněhu zastoupeného na stromech v jehličnatém lese, jsou výrazně nižší než pro sněhovou pokrývku na zemi, což má za následek rychlejší tání a sublimaci většiny zachyceného sněhu v korunách stromů (Dingman, 2002).

### **3.5. Metamorfóza sněhu**

Metamorfóza sněhu začíná již při akumulaci sněhu na povrchu a končí úplným roztáním sněhové pokrývky (Dingman, 2002).

Čtyři zásadní mechanismy metamorfózy sněhu podle Dingmana (2002):

- 1) gravitační sedání
- 2) destruktivní metamorfóza
- 3) konstruktivní metamorfóza
- 4) metamorfóza táním

1) Gravitační sedání sněhové vrstvy odpovídá zvyšující se hmotností nadložního sněhu a teploty vrstvy. Klesá se zvyšující se hustotou vrstvy. V ledovcích působí tlak mocné vrstvy akumulujícího sněhu, jako hlavní faktor vedoucí k tvorbě kompaktního ledu.

2) K destruktivní metamorfóze dochází rozdílných parciálních tlaků vodní páry. Tlak vodních par je vyšší nad konvexním povrchem menšího poloměru křivosti, takže

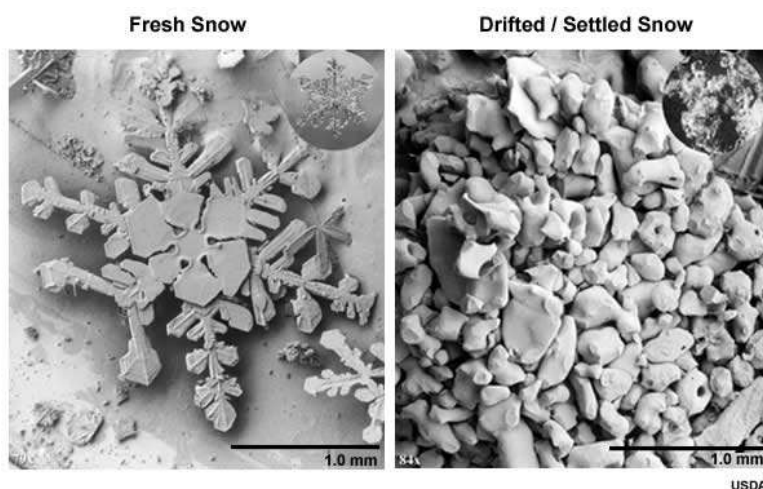
částičky sněhové vločky mají tendenci se vypařovat. Vodní páry se usazují na okolním méně konvexním povrchu. S časem tyto události vedou ke vzniku větších, kulovitých sněhových krystalů. Tento proces probíhá nejrychleji ve vločce, která právě spadla. To způsobuje růst hustoty nové sněhové vrstvy o přibližně 1 % za hodinu. Proces přestává být důležitý při dosažení hustoty zhruba  $250 \text{ kg.m}^{-3}$  (Anderson, 1976 in Dingman, 2002).

- 3) Konstruktivní metamorfóza je nejdůležitější proces přeměn a tvorby sněhových krystalů předcházející tání v sezonní sněhové pokrývce. Na krátké vzdálenosti probíhá tento proces jako sdružení (spojování). Molekuly vody desublimují v konkávních prostorech v blízkosti dotyku sněhových zrn a postupně utváří můstky mezi sousedními zrny. Na delší vzdálenosti může konstruktivní metamorfóza nastat v důsledku přenosu páry uvnitř pokrývky, díky teplotnímu gradientu. Sublimace se vyskytuje v teplejších částech sněhové pokrývky. Vzniklá pára se pohybuje směrem k chladnější části, kde kondenzuje. Velmi studený vzduch ležící nad relativně mělkou sněhovou pokrývkou, často vytváří silný vzestupně-klesající gradient. Za těchto podmínek se sníh vyskytující se blízko spodní části, vypařuje ve vysokých hodnotách, což vytváří vrstvu charakteristickou velkými plošnými krystaly s nízkou hustotou a pevností tzv. pohárkové krystaly.
- 4) Tání probíhá ve dvou procesech. V prvním, kapalná voda vzniklá táním na povrchu země, nebo ve formě deště zamrzne v chladné sněhové pokrývce. Tento proces vede k zahušťování a mohou vznikat vrstvy pevného ledu, které se rozšiřují na dlouhé vzdálenosti. Zmrazením v hloubce se uvolňuje latentní teplo, které přispívá k oteplení sněhové pokrývky a urychlení přenosu páry. Druhý metamorfózní proces doprovázející tání, je rychlý úbytek menších sněhových zrn a růst větších zrn, za přítomnosti kapalné vody. Proces aktivního tání sněhové pokrývky je typický zaoblenými zrny o velikosti hrubého písku (průměr 1-2 mm) (Colbeck, 1978 in Dingman, 2002).

Kořízek (2009) uvádí pouze tři typy metamorfózy:

- 1) bortící přeměna
- 2) výstavbová přeměna
- 3) tavící přeměna

- 1) Bortící přeměna je zobrazena na obrázku 4, kdy na nově napadlý sníh začíná působit především vítr, který postupně začíná ulamovat jednotlivé větvičky krystalu a tím se zbývající části vloček do sebe navzájem zaklíňují. Nový sníh se vyznačuje velkou nesoudržností (je velmi porézní). Vzniká zlomkový (plstnatý) sníh. Polámané zbytky původních krystalků vlivem tlaku větru mezi sebe zaklíňují, dochází k větší soudržnosti. Za působení mírného oteplení dochází k postupnému odtávání zbylých rozvětvených částech krystalu a vzniká okrouhlozrnitý sníh. Tvoří přechodnou fázi mezi bortící a výstavbovou přeměnou.



**Obrázek 3: Nový sníh**

**Navátý sníh ( UCAR'S, 2011).**

- 2) Výstavbová přeměna vlivem změn teplot (nízké teploty – mráz) se začíná vyvíjet z původního zborceného krystalku nová forma. Velké teplotní a dlouhodobé změny vyvolávají změny v koncentraci vodních par ve vzduchu obsaženém v pórech sněhové pokrývky. Zvýšená difuze vodních par a jejich přesycení, je základním předpokladem pro výstavbové přeměny. Vznikají ledová zrnka hranatého tvaru - hranatozrnitý sníh.
- 3) Tavící přeměna – zaoblená ledová zrna (firn) vznikají další změnou krystalu. A to především dlouhodobým působením střídání zvýšených a klesajících teplot.

Colbeck (1982) rozlišuje podle vlhkosti sněhu sníh mokrý a sníh suchý:

- 1) Suchý sníh je dále rozdělen do dvou kategorií. Krystalický tvar je charakterizován buď jako rovnovážná forma nebo růstová kinetická forma. Rovnovážná forma vzniká při nižším teplotním gradientu sněhové pokrývky a pomalém tempu růstu krystalu. Když teplotní gradient zvýší gradient tlaku páry, způsobí termální konvekci. Růst krystalu se zvyšuje s nasycením par. Když překročí růstovou hodnotu, dochází k přechodu na kinetickou růstovou formu. V nepřítomnosti teplotního gradientu podléhají sněhové vločky destruktivní metamorfóze.  
Kinetická růstová forma závisí na teplotním gradientu okolo 10 °C/m a rychlém růstu krystalu.
- 2) Mokrý sníh se dělí v závislosti na obsahu kapalné vody.  
Přechod mezi vysoce nenasyceným mokrým sněhem (pendulární režim, kde vzduch obklopuje souvislé pásmo po celém pórovém prostoru) a vysoce nasyceným mokrým sněhem (funikulární režim, kde kapalina zaujímá souvislé pásmo v celém pórovém prostoru) nastane u nasycení kapalinou okolo 14 % z objemu pórů.  
Pevně uskupená zrna dominují mokrému sněhu s nízkým kapalným obsahem. Nesoudržné částice se objevují při vysokém kapalném obsahu (Colbeck, 1982).

### **3.6. Vodní režim a povodí**

Střídavé plnění půdy srážkami, prázdňení transpirací a občasným výtokem do podložních vrstev utváří děj, který se označuje jako vodní režim půd (Tesař a kol., 2000). Vodní režim lesních ekosystémů je závislý na atmosférických srážkách, dále na spotřebě vody v lese (intercepce + transpirace + evaporace z půdy) a změnách zásoby vody v půdě. Transpirace je výdej vodní páry z povrchu organismů. Voda je v půdě čerpána kořeny stromů pro zajištění nejen transpirace, ale i dalších fyziologických procesů. Evaporace je část půdní vláhly, která se vypaří z povrchu půdy (Kantor a Šach, 2002).

Rovnici vodní bilance pro lesní porost můžeme znázornit v této podobě (Kantor a Šach, 2002):

$$O = S - ITE \pm \Delta Vp \quad (6)$$

kde:

$O$  odtok (mm)

$S$  srážky volné plochy (mm)

$ITE$  sumární výpar (Intercepce, Transpirace, Evaporace z půdy) (mm)

$\Delta Vp$  změna zásoby vody v půdě (mm)

Hlavní hydrologickou charakteristikou půdy je retenční kapacita, což je schopnost zadržovat vodu na delší časové období (Tesař a kol., 2000). Retence půdy tedy celoročně vyrovnává rozdíly mezi teplým obdobím (vodu do půdy doplňuje déšť a spotřebovává transpirace) a studeným obdobím (teplota pod nulou výrazně snižuje doplňování vody do půdy, ale také příliš neodčerpává transpirací) (Tesař a kol., 2004).

Při velkých srážkách se půda vodou rychle nasytí a přestane akumulovat vsakující vodu. Odtékající voda do horninového podloží vytváří objemově významné výtokové oscilace, které se na velkém povodí díky plošné heterogenitě srážek, půd a rostlinného krytu neprojevují nikdy současně, takže jejich vliv na průtok v závěrovém profilu povodí není výrazný. Na malém povodí dochází k plošné synchronizaci výtokových oscilací, což může být častou příčinou tvorby výrazných odtokových vln (Tesař a kol., 2004).

### 3.6.1. Hydrologické účinky lesa

Lesy zaujímají 33,7 % rozlohy ČR a představují významný druh protipovodňové ochrany (Cenia, 2012). Pro tvorbu zásob vody v povodí a roční cyklus odtoku mají zimní srážky u nás rozhodující význam (Hrádek a Kuřík, 2002).

Část srážek je zadržena v korunách stromů, kde se později odpaří (intercepce). Zbývající část srážek propadne skrze koruny k půdě, popř. steče po kmenech stromů. Po dopadu na lesní půdu se srážky v rozhodující míře vsakují. Kromě nasycení

půdních pórů a následného prosakování se také vsáknutá voda dostává systémem vodních cest (kanálků vytvářených v lesní půdě kořeny dřevin, živočichy atd.) k horninovému podloží, po němž stéká a přitom se i v jeho prohlubních i zadržuje. Pokud je horninové podloží nepropustné, přechází vsáknutá voda do podpovrchového odtoku půdou, je-li puklinová propustnost, prostupuje dále do podzemních vod jako odtok podzemní (Kantor a Šach, 2002).

Podstatný rozdíl je ve vodohospodářské účinnosti lesů ve srovnání se zemědělskými půdami, jejíž vsakovací vlastnosti bývají zpravidla nižší (Kantor a Šach, 2002). Lesní půda může mít retenční kapacitu 5-9krát větší než půda zemědělská především díky struktuře lesní půdy, objemu nekapilárních pórů a možné intenzitě infiltrace (Krečmer a kol., 2006).

Při porovnání smrkového a bukového porostu na povrchový odtok srážkových vod zaujal během akumulace a tání sněhu nepatrnou položku ve vodní bilanci (smrk 1,4 % a buk 2,1 % celkových zimních srážek volné plochy) v důsledku značného jímání vody lesní půdou. Nízké hodnoty povrchového odtoku ovlivnilo nepromrznutí půdy během pozorovaných třech zimních období (Kantor, 1981). Dalším hodnotícím kritériem pro hydrickou účinnost byla dynamika průsaku, která byla mnohem závažnější v zimě. Dynamika průsaku – rozložení vertikálního průsaku a tím i podzemního odtoku v čase (Kantor, 1981).

Smrkový dospělý porost se z hlediska dynamiky průsaku projevil výrazně příznivěji, kdy 41,6 % celkových zimních srážek prosáklo, zatímco v bukovém porostu, kde průsak se pohyboval 27,2 % srážek. Při intenzivním jarním tání prosáklo půdou a oteklo v bukovém porostu 72,8 % celkových srážek v zimním období oproti 58,4 % v porostu smrkovém. Ve smrkovém porostu probíhal průsak a odtok tedy vyrovnaněji než v porostu bukovém. Podobně nižší intenzita jarního tání ve smrku působila příznivěji na vodní režim a odtok vody z horských lesů (Kantor, 1981).



### 3.7. Faktory ovlivňující sněhovou pokrývku

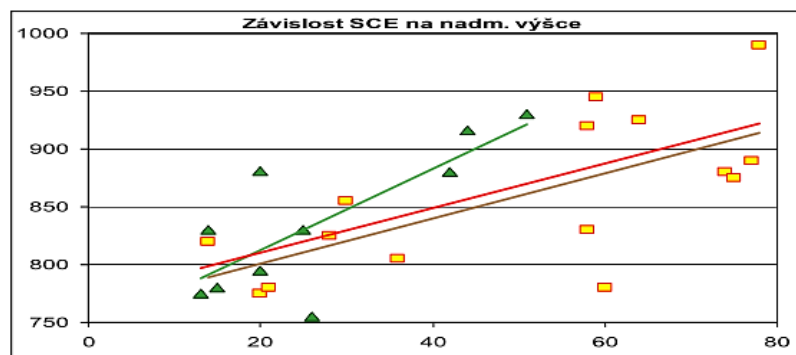
#### 3.7.1. Nadmořská výška

Rozložení sněhové pokrývky na území je závislé především na teplotních a srážkových poměrech území (Hrádek a Kuřík, 2002; Křístek a kol., 2011), zejména na nadmořské výšce a zeměpisné poloze území. Tudiž důležité kvantitativní vlastnosti sněhové pokrývky (především její výška a zásoba vody ve sněhu) těsně korelují s nadmořskou výškou (Křístek a kol., 2011).

Zásoby sněhu stoupají s nadmořskou výškou, pokud je sněhová pokrývka chráněná lesem před větrem. Lesy se většinou nevyskytují ve vyšších polohách (u nás přibližně 1500 m n. m.) a zásoby sněhu s nadmořskou výškou vlivem větru klesají (Hrádek a Kuřík, 2002).

Z monitoringu Hřibika a Škvareniny (2006) v Biosférické rezervaci CHKO Poľana (horská poloha 600-1281 m n. m.) se potvrdilo, že výška sněhu zákonitě roste s nadmořskou výškou. Max. výšku sněhu naměřili v nejvyšší situované volné ploše BR Poľana 89 cm v roce 2004, v roce 2005 až 147 cm. Nejvyšších hodnot dosahovaly zásoby vody ve sněhové pokrývce (SWE) v roce 2005, kdy se v hřebenových polohách BR Poľana nacházelo až 500 mm (cca 40 % ročního úhrnu srážek) a ve stejné nadmořské výšce v lesním porostu SWE klesla na 332 mm.

V experimentálním povodí Bílé a Černé Smědé Jizerských horách v zimě 2007/2008 byla naměřená data výšky sněhové pokrývky, SWE a hustoty sněhu. Pro každý týden byl proveden výpočet závislosti SWE na nadmořské výšce všech profilů v Jizerských horách a použita lineární regrese s hodnotou korelačního koeficientu  $k = \langle 0,6-0,75 \rangle$ . V grafu 1 je zobrazena těsná závislost výšky sněhové pokrývky na nadmořské výšce. Vliv však mají mnohé další faktory a jejich kombinace (expozice svahů, tvar údolí, poloha v povodí, typ a výška vegetace, atd.) (Vajskebr, 2009).



**Graf 1: Závislost výšky sněhu na nadmořské výšce (Vajskebr, 2009).**

**Legenda:** žlutý čtverec- profily na mýtině, zelený trojúhelník – profily v lese, červená regrese pro profily na mýtině, zelená regrese pro profily v lese, hnědá regrese – pro všechny profily.

Ve vyhodnocení profilových měření sněhu v souboru 19ti lokalit v zimní sezóně 2008/2009 byl zachycen vztah profilového měření v lese a mýtině na stanicích Hřebínek a Dvoračky. Z hlediska výšky a SWE byla sezóna 2008/2009 mírně podprůměrná pro oblasti s nadmořskou výškou do zhruba 800 m n. m., horské oblasti nad 800 m n. m. se vyznačovaly mírně nadprůměrnými hodnotami. Ve vyšších polohách v době akumulace sněhu převládá SWE na mýtině, v období těsně po maximu SWE se obě hodnoty vyrovnávají a v průběhu tání sněhové pokrývky vykazuje vyšší SWE v lese. Ve středních polohách byl průběh celé zimní sezony SWE na mýtině vždy vyšší než v lese. Důvodem byla rozkolísanost teplot vzduchu a srážek v průběhu zimního období, což v nižších polohách vedlo k častému střídání tání a akumulace (Bercha a Řičicová, 2009). V porovnání se zimní sezónou 2005/2006 byla i v nižších a středních polohách nadprůměrná výška sněhu a SWE. V období tání v březnu 2006 se i na níže položených stanicích projevil typický trend, kde SWE v lese vykazuje vyšší hodnoty než SWE na mýtině. Při porovnání klimatologických, srážkoměrných stanic a profilových měření SWE měla opět narůstající trend s nadmořskou výškou (Bercha a Řičicová, 2009).

Při dalším párovém profilovém měření výšky a SWE v Jizerských horách (sedm povodí v rozmezí nadmořské výšky 756 - 996 m n. m.) v zimě 2005 byla menší výška a SWE v lese než na otevřené ploše kromě konce zimy. Porovnání měření se stejnou vegetací, ale jinou nadmořskou výškou v zimě 2005 ukázalo, že SWE a výška sněhu byla vyšší na profilech ležících ve větší nadmořské výšce (Jirák, 2005).

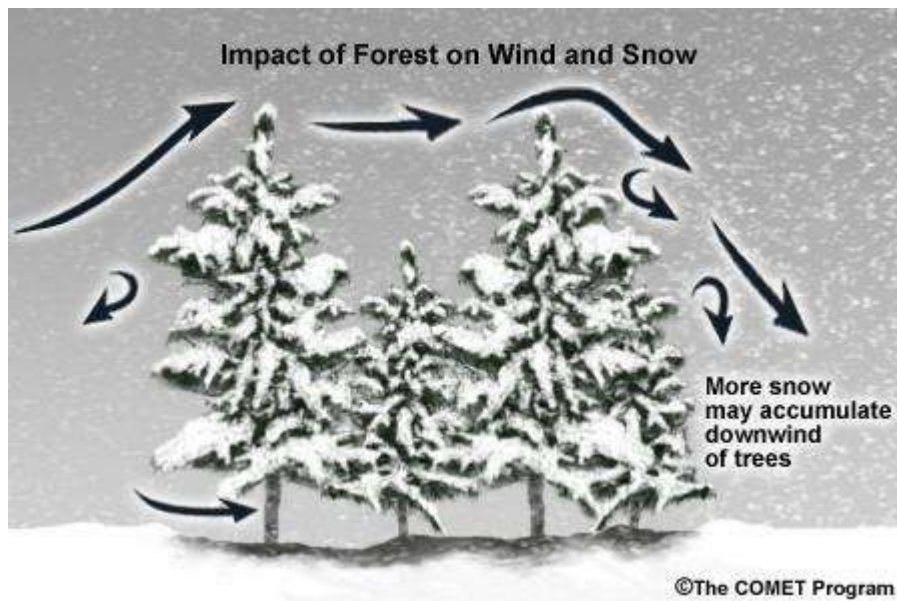
U monitoringu, který se uskutečnil na jižním svahu Kráľovy hole (ve výškovém rozpětí 900 - 1900 m n. m.), byly vzorky odebírány paralelně v porostech smrku a také na volných plochách se stejnou expozicí a sklonem, kde se jednoznačně prokázal nárůst výšky a SWE se vzrůstající nadmořskou výškou. Tento stav platil jen přibližně do nadmořské výšky 1600 m. Polohy vyskytující se od této nadmořské výšky jsou charakterizovány úplným ústupem vysokého lesa a ubýváním porostů kosodřevin. V nadmořské výšce od 900 - 1500 m n. m. jsou kompaktně pokryté stejnověkými smrkovými porosty (od 60-90 let). SWE roste do nadmořské výšky 1600 m n. m. a následně s nadmořskou výškou nastane prudký zlom a pokles. V dubnu 2006 byly nulové SWE zaznamenány v nadmořských výškách do 1000 m n. m., ale i v nejvyšších polohách (nad 1600 m n. m.). Příčinou tohoto stavu byly v nejnižších polohách vysoké teploty a tání sněhu, v nejvyšších polohách zánik sněhové pokrývky způsobil odnos větrem (Hrúbik a Škvarenina, 2007).

V povodí Jaloveckého potoka v Západních Tatrách proběhlo od roku 1987 do 2008 měření výšky a SWE v nadmořských výškách 750-1900 m n. m. Pokud jde o prostorové rozdělení charakteristik sněhu, průměrné hodnoty výšky, hustoty a SWE za celé zkoumané období 1987-2008 mají dobrý lineární vztah (růst) s nadmořskou výškou. Při zhodnocení všech měřených údajů je však zřejmé, že vztah s nadmořskou výškou je lineární jen přibližně po horní hranici lesa. Od této hranice charakteristiky sněhu s nadmořskou výškou v podstatě nerostou (Holko a Kostka, 2009).

### 3.7.2. Vítr

Terénní podmínky a pokryv vegetace mohou mít také velký vliv na akumulaci sněhu vlivem rychlosti a proudění místních větrů.

Turbulentní proudění vzduchu může vést k rozdílům nahromaděného sněhu na zemi. Na obrázku 5 je typická relativně větší akumulace po směru větru u lesních ploch.



**Obrázek 4: Akumulace po směru větru u lesních ploch ( UCAR'S, 2011).**

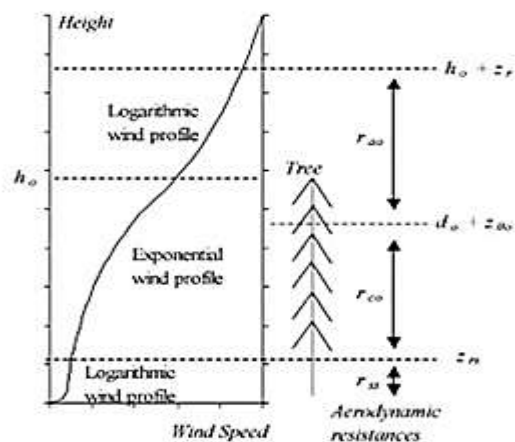
Velikost volných ploch je kritický faktor. Pokud vodorovná vzdálenost je podstatně větší než výška stromů, plocha může být návětrná. Navátý sníh se může vlivem větru hromadit v lese ( UCAR'S, 2011).

Již z výše popsané studie Hříbika a Škvařeniny (2006) bylo pozorováno, že kromě klimatu malých pasek přispívá k hromadění sněhu systém vzdušného proudění, který strhává srážkové elementy z okolí. Velké paseky mají příjem srážek stejný s bezlesou plochou. Výšky sněhu i zásoby vody ve sněhu jsou zde menší, než pod porostem, což je podmíněno zejména tím, že zde dochází k odvátí sněhu, ale i tím, že na volných prostranstvích je intenzivnější výpar a tání sněhu. Jednou ze základních příčin pomalejšího a delšího tání sněhu v porostech v porovnání s volnou plochou je malá intenzita výměny tepla v porostu mezi ovzduším a sněhem v důsledku oslabeného proudění vzduchu (Hříbik a Škvarenina, 2006). Dále Hříbik a Škvarenina (2007) v monitoringu ukázaly, že lesní porosty smrku a částečně kosodřeviny zabraňují odvátí sněhu větrem.

Koivusalo a Kokkonen (2002) prováděli výzkum na plochách, které se nachází v jižním Finsku, kde zimy jsou mírné vzhledem k zeměpisné šířce. Sledované období zahrnovalo několik období tání (intenzita tání je citlivá na teplotu vzduchu) a akumulaci. V této studii byla sledována sněhová akumulace a tání v průběhu let 1996

až 2000 ve dvou přilehlých lokalitách. Jednalo se o mýtinu v Siuntio a povodí v Rudbäck pokryto dospělým jehličnatým lesem.

Čtyři období zimy vykazovaly značné rozdíly v dynamice sněhu na mýtině. V roce 1996/1997 byl pouze jeden cyklus akumulace a tání. Teplý závan nebyl dostatečně dlouhý k roztání celé sněhové pokrývky. Pouze malý rozdíl mezi minimální a maximální hodnotou SWE byl naměřen na začátku zimy, který byl zejména v důsledku relativně nízké rychlosti větru během sněžení. Později prostorová variabilita SWE značně vzrostla v důsledku vyšších rychlostí větru během sněžení. Tyto výsledky naznačují, že na mýtině sněhové návěje mají významnou úlohu v prostorové distribuci sněhové hmoty. Zima 1997/1998 měla několik teplých období, které vedly ke zvýšení dočasného tání a k nízkým maximálním hodnotám SWE. Prostorová variabilita SWE byla vyšší než v předchozí zimě. Tato variabilita je výsledkem sněhových závějí i tání. V lese mají sněhové závěje malý dopad, protože rychlost větru pod korunami stromů je nízká. Energetické toky byly vypočítány pomocí odhadu hodnot z meteorologických veličin pod zápojem. Ve výpočtu se předpokládalo, že zápoj má vliv na složky záření, rychlost větru, zatímco teplota vzduchu a relativní vlhkost jsou brány jako rovny s hodnotami nad zápojem. Účinek zápoje na energetický turbulentní tok kvůli snížení rychlosti větru, byl zahrnut ve výpočtu aerodynamického odporu mezi povrchem sněhu a referenční výškou nad zápojem. Předpokládalo se, že rychlost větru klesá exponenciálně v zápoji a navazuje na logaritmický profil větru nad sněhovou pokrývkou ve výšce 2 m viz obrázek 6 (Koivusalo a Kokkonen, 2002).



**Obrázek 5: Schéma rychlosti větru a aerodynamického odporu v/nad zápojem (Koivusalo a Kokkonen, 2002).**

Na příkladu povodí Modrého potoka v Krkonoších (2,62 m<sup>2</sup>, 1010 – 1554 m n. m.) lze upozornit na nemalý podíl navátého sněhu na vodní bilanci horských povodí, který nelze zachytit měřením srážek. Součástí vodní bilance je zásoba vody z navátého sněhu v malém horském povodí v oblasti Modrého dolu. Navátý sníh silným větrem je z přilehlých oblastí ležících mimo hranice samotného povodí. Jedná se o místa, kde se ve dvou směrech kříží větrné proudy. Směry velmi silných větrů (hlavní systém je ve směru Z-V a k němu napříč probíhá často proudění SZ-JV až SV-JZ), které často doprovází mohutné sněžení, jsou společně s vhodnými geomorfologickými podmínkami příčinou velkých kumulací sněhu v povodí. Oblast s velkou kumulací sněhu zabírá plochu zhruba 25 ha (10 % celkové plochy) ve vrcholových partiích povodí při jeho severním a severozápadním okraji (Dvořák a kol., 2006).

Působení větru zaznamenali také Murray a Buttleb (2003) v níže podrobněji popsané studii. Rozdíly akumulace byly největší na vrcholu hřebene a na mýtině jižního svahu, pravděpodobně díky převládajícímu severnímu větru v zimě.

V experimentálním povodí v Jizerských horách (povodí Uhlířská a Jezdecká) se uskutečnila pozorování v období 2005/2006, která byla bohatá na sněhové srážky. Větrné družice klimatických stanic, které se nacházejí v bezprostřední blízkosti povodí, zobrazují převahu severního směru (46,3 % v Desné a 32,3 % v Bedřichově) a druhým nejčastějším směrem větru je jižní (16,4 % v Desné a 17,4 % v Bedřichově). Zvýšené průtoky odtoku v období tání sněhu v roce 2005 byly způsobeny hlavně vysokými teplotami vzduchu v kombinaci s poměrně silným větrem ve vyšších polohách. Jižní směr větru může mít za určitých podmínek velký vliv na intenzitu tání sněhové pokrývky (Bercha a kol., 2008).

### 3.7.3. Orientace svahu

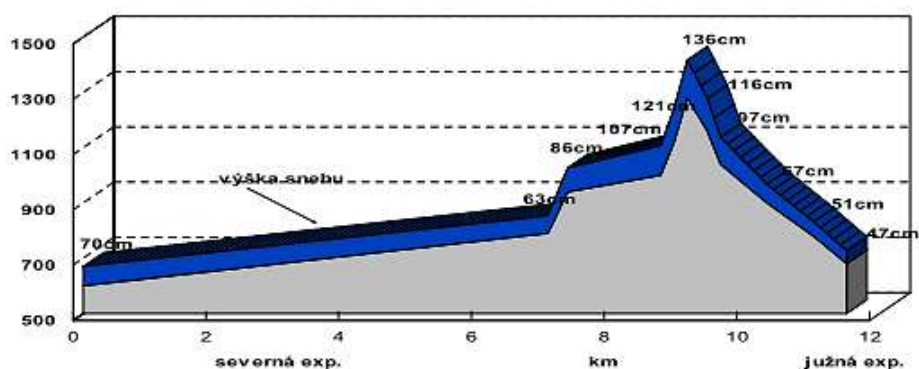
V experimentálním povodí Uhlířská v Jizerských horách proběhla sněhová měření a většina lokalit byla párových (les a mýtina), ale lišily se nadmořskou výškou a expozicí terénu. Z devítiletého období byly použity výsledky měření sněhu pro vstup do hydrologického modelu pro zimní období.

Měření proběhlo v lokalitě č. 1, která se nachází v lese ve výšce 750 m n.m. a je exponována severozápadně. Druhá lokalita je na mýtině ve výšce 860 m n.m. a je exponovaná jižně. Efekt vegetačního pokryvu a expozice svahu mohou způsobit značné rozdíly a zakrýt vliv menších rozdílů v nadmořské výšce. Sněhová pokrývka na mýtině ubývá rychleji, než bylo modelováno pro jižní expozici modelu (Pobřislová a Kulasová, 2000).

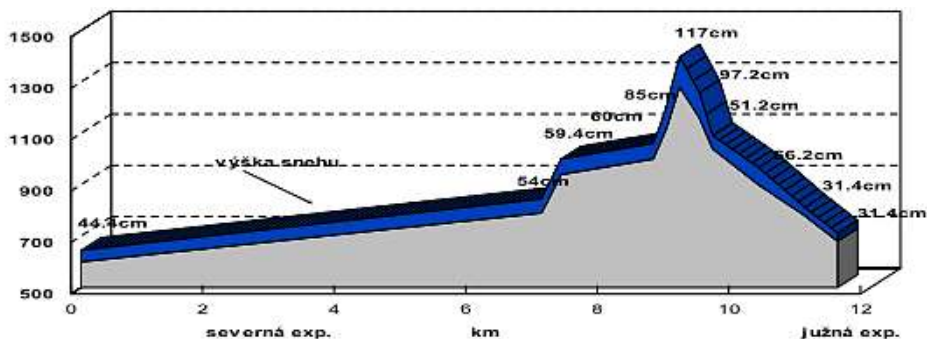
Naměřené údaje z experimentálního povodí Bystrianky a Jaloveckého potoka v Západních Tatrách umožnily vyhodnocení zásob sněhu od roku 1969. Podle těchto údajů je na jižní straně Západních Tater více sněhu než na jižní straně Nízkých Tater. Největší zásoby sněhu byly v roce 1971 a 2000 (Holko a kol., 2005).

Při porovnání jižního a severního výškového profilu území BR Poľana pozorovali Hříbik a Škvarenina (2006), že se celkově na severní straně vyskytovalo více sněhu.

Avšak při nástupu zimy a měření vykonaných 29. 1. 2005 a částečně 24. 2. 2005 vlivem nástupu oblačnosti z jihu a působení horstva Polana jako určité bariéry, se v jižním výškovém transektu vyskytovalo více sněhu. Průběh výšky sněhu v porostu a na volné ploše je zobrazen na obrázku 7 a 8. Na severních svazích se vliv lesa na trvání tání sněhu projevuje méně než na jižních svazích (Hrúbik a Škvarenina, 2006).



**Obrázek 6: Průběh výšky sněhu na výškovém profilu BR Poľana 17.3.2005 – otevřená plocha (Hrúbik a Škvarenina, 2006).**



**Obrázek 7: Průběh výšky sněhu na výškovém profilu BR Poľana 17.3.2005 – porost (Hrúbik a Škvarenina, 2006).**

Sněhová akumulace a tání sněhu byly pozorovány na severním a jižním svahu v povodí Turkey lakes v Ontariu pro dospělý listnatý javorový porost, přilehlou mýtinu a vrchol hřebene v období 2000/2001. Během průzkumu proběhlo měření ve všech třech lokalitách 17. 3. 2000 (po značném tání v polovině února) a výsledky analýzy Anova ukázaly, že průměrné SWE na mýtině se významně nelišilo od SWE v



přilehlém lese na severním svahu, jižním svahu nebo na hřebeni na úrovni 0,05( $p=0,0513;0,0588;0,2818$ ).

Výsledky z průzkumu 16. 2. 2001 ukazují, že průměrné SWE byly vyšší na mýtině a na vrcholu hřebene jižního svahu, než v přilehlém lese. Les a mýtina severního svahu se v průměrné SWE významně nelišily. To bylo pravděpodobně způsobeno převládajícím severním větrem v zimním období, který redistribuoval sníh z mýtiny na severním svahu. Tání bylo významně vyšší na mýtině a v lese jižního svahu vzhledem k severně orientovanému svahu. Les jižního svahu zaznamenal veškerou ztrátu sněhové pokrývky 27 dní před mýtinou na severním svahu v roce 2000 a 4 dny před mýtinou na severním svahu v roce 2001. V roce 2000 bylo tání vyšší v důsledku velkých rozdílů ve vstupu slunečního záření na jižním a severním svahu. Denní průměrné sluneční záření v období 21.2.-10.3.2001 bylo na jižním svahu v rozmezí 2-30MJ.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup> a severním svahu v rozmezí 0-5MJ.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>. Úhel slunečního záření byl 29°, což znamená, že severní svah byl celý den zastíněný. V roce 2001 sníh přetrval mnohem déle v lese jižního svahu, průměrné denní teploty v povodí se nezvýšily nad 0°C, dokud úhel slunečního záření nebyl 40°. Jižní svah přijal výrazně více celkového průměrného příchozího slunečního záření 19 MJ.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup> než severní svah 8 MJ.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup> během období 16.3-20.4.2001. Energetické vstupy na severním svahu byly přesto dostatečné k vyvolání tání (Murraya a Buttleb, 2003).

#### 3.7.4. Lesní porost

##### 3.7.4.1. Druhá skladba

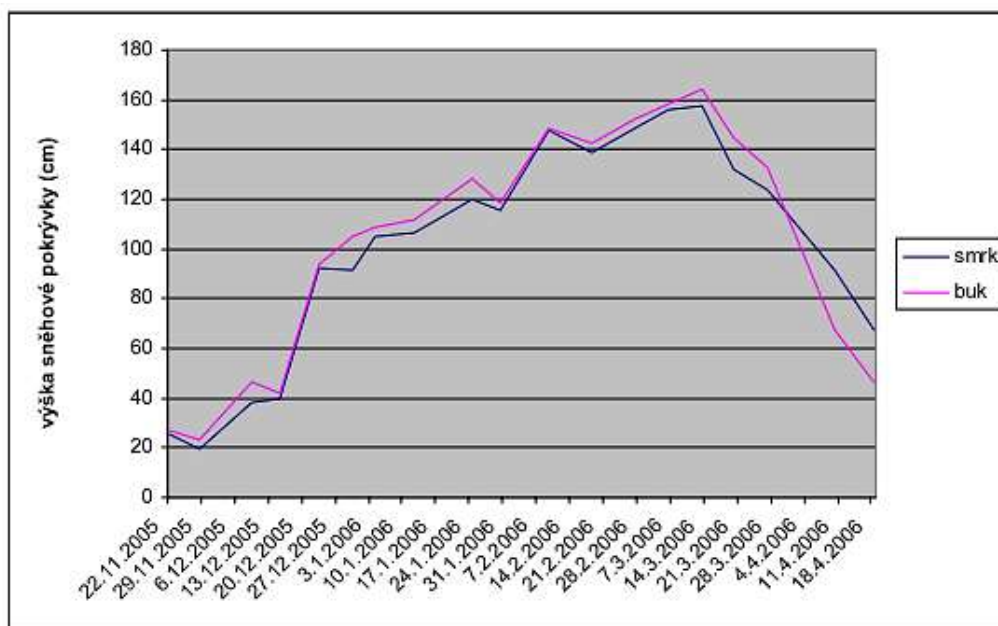
Ve studiích Kantora (1979, 1981) byly vybrány dvě hlavní středohorské dřeviny (smrk a buk). Výzkum se uskutečnil v Orlických horách na srovnávacích plochách ve smrkovém a bukovém porostu v zimním období 1975/1976 a 1976/1977. Jde o dospělé porosty ve věku smrk – 100 let a buk – 117 let ležící na svahu ZJZ expozice, s průměrným sklonem 16°, v nadmořské výšce 890 m n. m.

V bukovém porostu bylo vždy ukládání sněhové pokrývky vyšší během celé zimy 1975/1976. V bukovém porostu byla naměřena výška sněhu o 8-27 cm (8-24 %)

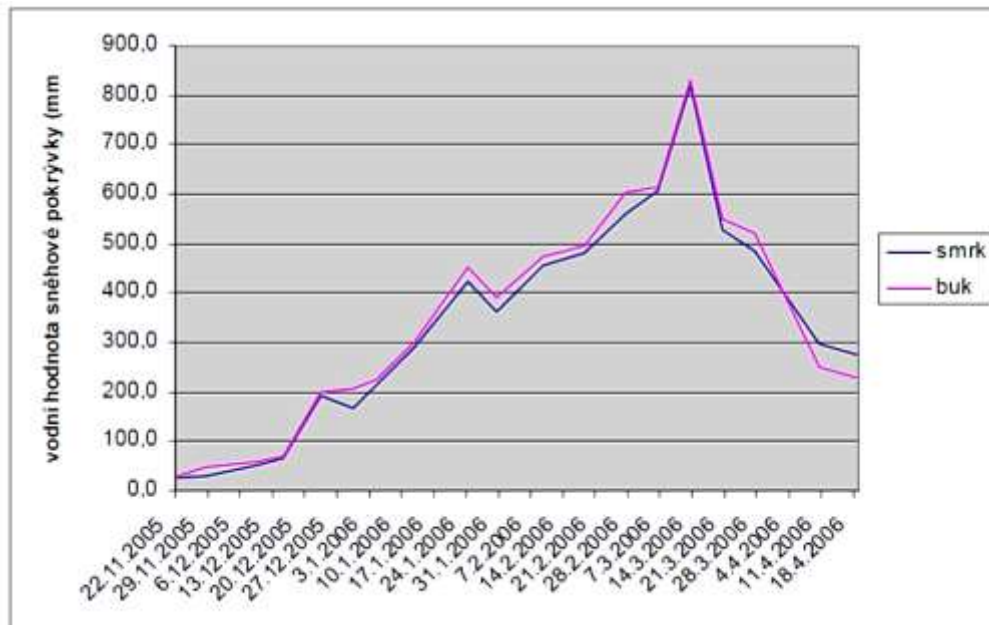
větší než ve smrkovém porostu. V zimě 1976/1977 činil rozdíl výšek sněhu 5-34 cm (33-71 %) ve prospěch bukového porostu (Kantor, 1979).

Podobně jako výška sněhu, byla i SWE větší v bukovém porostu během celého zimního období. Na začátku měření 23. 12. 1975 byla SWE v porostu bukovém 82 mm a ve smrkovém 54 mm. Rozdíl SWE mezi srovnávanými porosty byl v zimě 1975/1976 9-73 mm (3-21 %) ve prospěch bukového porostu. V období 1976-1977 byl průběh zásoby vody ve sněhu vzestupný až do první dekády v únoru (buk 236 mm, smrk 169 mm) a rozdíly zásob vody byly ještě větší (Kantor, 1979).

Výjimkou bylo zimní období 2005/06, kdy nebyly zaznamenány v průběhu akumulace sněhu výrazné rozdíly ve výšce, ani v SWE ve smrkovém a bukovém porostu viz obrázek 9 a 10. Tento jev nastal po poškození smrkového porostu vrcholovými zlomy v důsledku extrémního zatížení mokrým sněhem (Kantor a kol., 2007)



**Obrázek 8: Porovnání průběhu výšky sněhu po poškození smrkového a bukového porostu (Kantor a kol., 2007).**



**Obrázek 9: Porovnání průběhu SWE po poškození smrkového a bukového porostu (Kantor a kol., 2007).**

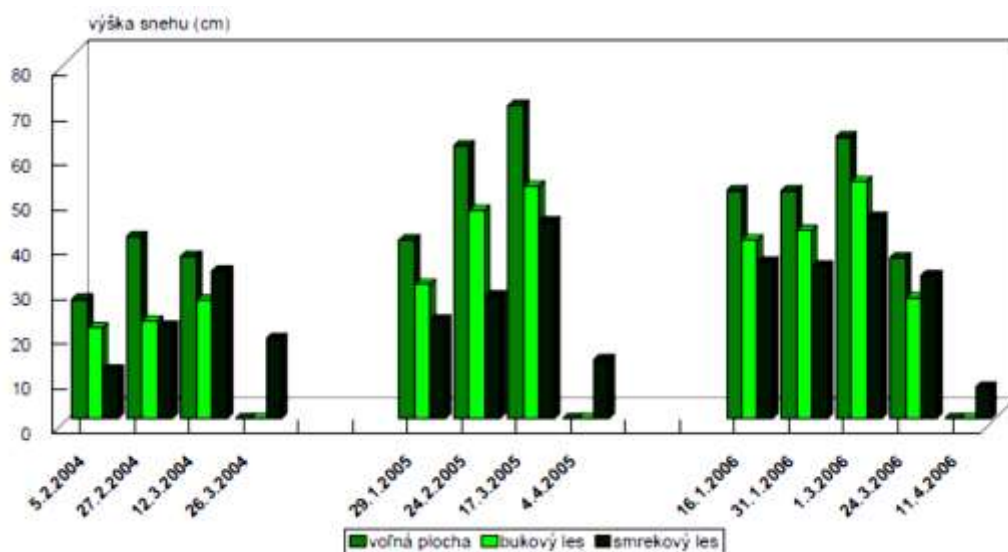
Roztání sněhu v roce 1976 proběhlo o 9 dní později ve smrkovém než v porostu bukovém. V roce 1977 roztál sníh o 5 dní dříve ve smrkovém porostu než v bukovém, období tání trvalo 21 dní v bukovém porostu a ve smrkovém pouze 16 dní. Na pokusných plochách roztál sníh na jaře 1976 dříve v bukovém porostu (SWE zde byla o 21 % větší než ve smrkovém porostu), ale v dalším roce na jaře byla beze sněhu smrková plocha (SWE v bukovém porostu byla o 70 % větší). Intenzita jarního tání byla ve smrkových porostech nižší (ve srovnání s porosty bukovými v roce 1976 o 76 %, v roce 1977 o 29 %) (Kantor, 1979).

Ve stejné výzkumné oblasti v dalších sledovaných zimních obdobích (1976/1977, 1977/1978, 1978/1979) způsobila větší SWE v bukovém porostu (rozdíl v porovnání se smrkovým porostem 44-82 %), že sníh roztál během všech tří hodnocených období dříve ve smrkovém než v bukovém porostu. Na základě hodnocení tří období tání sněhu lze konstatovat, že sněhová pokrývka tála v bukovém porostu vždy intenzivněji (v roce 1977 o 30 %, v 1978 o 9 %, v 1979 o 57 %) než v porostu smrkovém (Kantor, 1981).

Monitoring v Biosférické rezervaci CHKO Poľana v nadmořské výšce 600 m n. m. provedli Hříbik a Škvarenina (2007). Měřili hydrofyzikální vlastnosti (výška, vodní

hodnota a hustotu sněhové pokrývky) v porostu buku-25let, porostu smrku-20let a na bezlesé ploše. Měření probíhalo v zimním období 2003/2004, 2004/2005 a 2005/2006.

Vliv druhů dřevin na průměrnou výšku sněhu podle obrázku 11 ukazuje následující zákonitost (výška sněhu klesala v následujícím pořadí) volná plocha-bukový porost-smrkový porost.

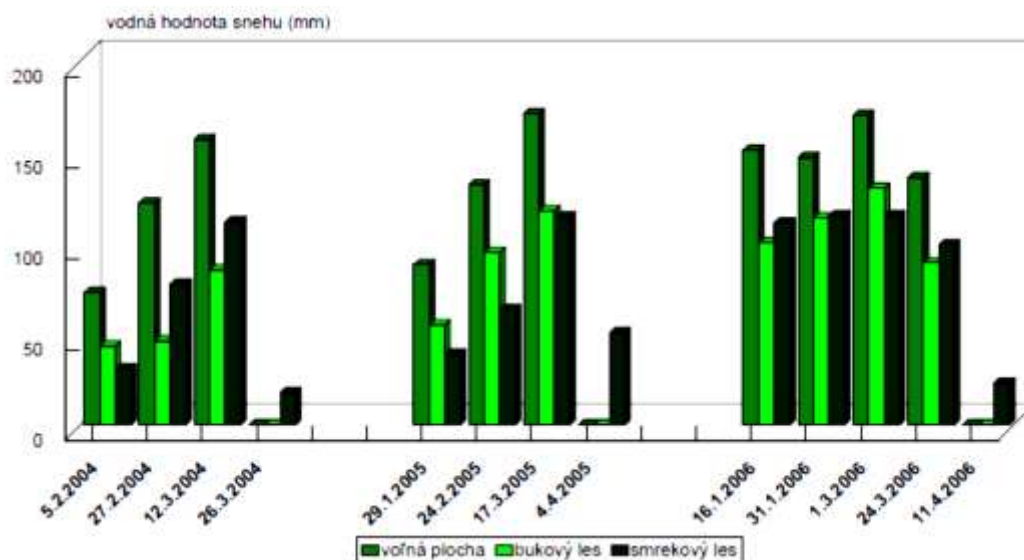


**Obrázek 10: Vliv dřevin na výšku sněhu v biosférické rezervaci CHKO Pořana (Hříbik a Škvarenina, 2007).**

Výsledky poukazují na to, že do vrcholu zimy má vždy nejvyšší výšku sněhu volná plocha, pak následuje s malými odchylkami bukový les. Výška ve smrkovém lese však i přes poměrně teplejší počasí lépe odolává díky lepšímu zápoji jehličnatých větví (Hříbik a Škvarenina, 2007).

Podle Hříbika a Škvareniny (2007) je při vývoji SWE rozhodující typ počasí. Ve smrkovém lese je větší SWE v oceánickém typu počasí (rok 2004). Pokud probíhá kontinentální typ počasí, SWE do vrcholu zimy je vyšší v bukovém lese.

Podle obrázku 12 klesá SWE v pořadí volná plocha-bukový porost-smrkový porost. SWE je také nejvyšší na volné ploše do vrcholu zimy (Hříbik a Škvarenina, 2007).



**Obrázek 11: Vliv dřevin na SWE v biosférické rezervaci CHKO Poľana (Hříbik a Škvarenina, 2007).**

Hříbik a Škvarenina (2007) vypočítali průměrný denní úbytek vodní složky ve sněhové pokrývce v  $\text{mm}\cdot\text{den}^{-1}$  (hodnoty ablace). V jarním období probíhalo nejintenzivnější tání v mladém bukovém porostu, kde denní průměr za tři sezony pohyboval od 14,8 do 19,6  $\text{mm}\cdot\text{den}^{-1}$ , méně intenzivní tání probíhalo na volný ploše 13,6 do 17,1  $\text{mm}\cdot\text{den}^{-1}$ , nejpomalejší tání bylo zaznamenáno ve smrkovém porostu od 3,9 do 6,8  $\text{mm}\cdot\text{den}^{-1}$ . Při tání sněhu se i zde projevoval tlumivý účinek jehličnatých porostů. Na konci zimy dochází ke zlomu. Kvůli rozdílům v mikroklimatu je zásoba vody v smrčtině vyšší.

Bučina bez olistění propouští vysoké dávky přímého slunečního záření, ale zároveň poměrně účinně brání dlouhovlnnému vyzařování přijatého tepla a to hlavně v noci. Současně svým aktivním povrchem zamezuje ventilaci v důsledku proudění vzduchu i advekci chladného vzduchu při horských cirkulacích. V porostech buku se vytváří typické jarní mikroklima. Tání sněhu pod porosty buku urychluje i opad organických látek, které snižují albedo sněhové pokrývky. Úbytek sněhu v bučinách se projevuje nejdříve kolem kmenů, vznikají sněhové "trychtýře". Předpokládá se, že jejich vznik byl způsoben vlivem vedení tepla při okrajích kmene a přímému slunečnímu záření na kmen. Vliv má také dlouhovlnné záření za spoluúčasti dalších činitelů (stékání tekutých srážek po kmeni) (Hříbik a Škvarenina, 2007).

#### **3.7.4.2. Lesní zápoj**

Ve studii Davise a kol. (1997) byl posuzován vliv charakteristiky jehličnatých zápojí na energetickou bilanci v lese. Tato bilance významně ovlivňovala procesy tání sněhové pokrývky. Měření proběhla v kanadských provinciích Saskatchewan a Manitoba v průběhu zimy a období tání v roce 1994. Sledovány byly následující charakteristiky: krátkovlnné a dlouhovlnného slunečního záření, vlhkost a rychlost větru nad lesním zápojem a teplota uvnitř zápoje. Přibližně 50 % jehličnatých lesů v severní studované oblasti (Manitoba) měla hustotu zápoje menší než 50 %. Jižní studovaná oblast (Saskatchewan) měla okolo 87 % jehličnatých lesů s hustotou zápoje větší než 55 %. Výška stromů byla menší na severu než na jihu.

Hustota zápoje, výška a druh stromů řídí vstupní sluneční záření a čisté záření na povrchu sněhu pod jehličnatým zápojem. Vlastnosti porostů byly odvozeny z lesních inventarizací a měření v terénu. Pro oblast boreálních lesů je pro přenos slunečního záření na povrch sněhu stejně důležitá hustota zápoje jako výška stromu (Davis a kol., 1997).

Velký význam při tání má také věk lesních porostů. V dospívajících lesních porostech, které se obvykle vyznačují hustým zápojem, trvá tání sněhu déle v porovnání s dospělým porostem (Hříbik a Škvarenina, 2006).

V prvních fázích zimy bylo v lese podstatně méně sněhu. Situace se změnila v druhé polovině zimy, kdy jsou výšky sněhu a zásoby vody ve sněhu vyšší v lesních porostech v porovnání s bezlesím do nadmořské výšky 1300 m n. m. Tento jev byl pravděpodobně následkem izolační funkce lesa vůči slunečnímu záření a mikroklimatu porostu. Na základě jedno sezónního monitorování parametrů sněhové pokrývky v masivu Kráľovej Hole byla potvrzena klíčová role lesních porostů na ukládání zásob vody ve sněhové pokrývce (Hříbik a Škvarenina, 2007).

#### **3.7.5. Intercepce a bilance záření**

Další jev je přímá intercepce sněhu na pokryvu vegetace. Sníh, který se zachytí na vegetaci, je vystaven většímu větru a slunečnímu záření než sníh na zemi. Také je díky vyšší povrchové ploše náchylnější k sublimaci nebo k tání. Ztráta ze sublimace sněhu v jehličnatých korunách stromů může být velmi významná, až okolo 40 % sezónního sněhu podle regionu. Koruny stromů nám mohou kompenzovat ztrátu

sublimací stínem. Vegetace snižuje sublimaci na zemi okolo 60 %. Volné plochy mohou mít relativně větší akumulace sněhu o 20-45 % ( UCAR'S, 2011).

Podle Hříbika a Škvareniny (2006) rozlišujeme intercepci okamžitou, to je intercepce spojená s činiteli působícími v čase srážky a intercepce celkovou spojenou s činiteli působícími během delšího období. Intercepce celková je zpravidla vždy menší než intercepce okamžitá, protože část sněhu, původně zachyceného v korunách stromů, se dostává na zem vlivem větru (sfoukávání sněhu) a vlivem teploty (skapávání vody ze sněhu při kladných teplotách).

Kantor (1981) uvádí, že naměřené intercepční ztráty byly v bukovém porostu nepatrné v průměru 3,2 %. Ve smrkovém porostu za tři zimní období dosáhly intercepční ztráty hodnoty 10,3 %. V porovnání s bukovým porostem byly tedy ztráty o 7,1 % vyšší u smrkového porostu.

Ve smrkových porostech tuhé srážky (námraza, sníh), zadržené v korunách stromů, tály v kapalně formě a dostaly se skrze sněhovou pokrývku do nezamrzlé půdy. Takto mohou smrkové porosty ovlivňovat vyrovnanost odtoku srážek v zimním období. Zatímco v bukových porostech se sníh z větší části pouze zhutňoval při dočasných oblevách (Kantor, 1979).

Koivusalo a Kokkonen (2002) naměřili průměrné sněhové intercepční ztráty 26 % pro zimní období. Tuto skutečnost vysvětlují především advekcí energie a jako důsledek turbulentního proudění uvnitř a nad lesním zápojem.

Nejvýznamnější rozdíly byly v bilanci celkového a zjevného záření. Na otevřených plochách dominuje stoupající tok dlouhovlnného záření do jarního období, kdy intenzita slunečního záření roste. V polovině zimy byly bilance záření mnohem méně negativní v lese, kde zápoj významně přispívá ke snížení dlouhovlnného záření. Na jaře je bilance záření nižší v lese vlivem stínění zápoje. Ztráta radiační energie na otevřených plochách má za následek účinné ochlazení na povrchu sněhu v polovině zimy, které spolu s vyšší rychlostí větru vyvolává mnohem větší tok zjevného tepla ve srovnání s lesem (Koivusalo a Kokkonen, 2002).

Výzkum provedený Storckem a Lettenmaierem (2002) severozápadně Crater Lake, v Oregonu v nadmořské výšce 1200 m n. m. probíhal během zimních období 1996/1997, 1997/1998 a 1998/1999. Dospělé lesní porosty v experimentálním území

se vyskytovaly ve věkovém rozmezí 110-130 let. Dominantní dřevinou byla douglaska tisolistá (*Pseudotsuga menziesii*). Další porosty byly přítomny: jedle ojíňená (*Abies concolor*), jedlovec západní (*Tsuga heterophylla*), borovice těžká (*Pinus ponderosa*), borovice pokroucená (*Pinus contorta*).

Hlavní závěry, které byly vyvozeny z výzkumu, jsou následující:

Sněhová intercepce dospělých zápojů působí silný řídicí prvek sněhové akumulace pod zápojem v přímořském podnebí. Převládající procesy při snižování intercepce zadrženého sněhu jsou odkapávání tající vody, a hmotnostní úbytek (sklouzávání sněhu). Sněhová intercepce byla popsána jako lineární funkce (60 %) ze sněžení pro méně než 50mm SWE (spodní limit byl stanoven nejméně 40mm). Za příznivých podmínek pro tání bylo přibližně 70 % intercepčního sněhu odstraněno odkapáváním vody a zbývající 30 % tvořil hmotnostní úbytek. Z výsledků je patrné, že oba dominantní procesy na ubývání sněhové intercepce tvoří většinu rozdílů v akumulaci sněhu mezi lesem a otevřenou plochou (Storck a Lettenmaier, 2002).

Sublimace byla důležitým mechanismem pro zachycení sněhu v době po sněžení, kdy teplota vzduchu byla pod bodem mrazu s průměrnými ročními úhrny 100 mm SWE. Sublimace sněhové intercepce je v přímořských horských oblastech méně významná, vzhledem ke ztrátám (Storck a Lettenmaier, 2002).

V průběhu třech zimních sezon bylo uříznuto šest stromů (čtyři druhy) a byly váženy pro vyčíslení rozdílů v růstu sněhové intercepce a intercepční kapacity kvůli rozdílné morfologii. Jednotlivé sněhové události ukazují značnou variabilitu v růstu sněhové intercepce. Přes morfologické rozdíly mezi douglaskou tisolistou, jedlí ojíňenou, borovicí těžkou, borovicí pokroucenou se neobjevil vliv na velikosti sněhové intercepce v čase a místě pozorování. Přímé pozorování neukázalo rozdíl hodnoty intercepční kapacity mezi druhy, ale je nutné poznamenat, že proběhlo jen málo větrných a chladných událostí, a proto je nutné brát tyto pozorování spíše orientačně. Sněhová intercepce dospělé douglasky tisolisté působí vlivně na sněhovou akumulaci pod korunou v přímořském horském podnebí (Storck a Lettenmaier, 2002).

Další studie sněhových procesů byla provedena Gelfanem a kol.(2004) ve dvou malých povodích Tazgny a Usadievsky v severozápadním Rusku. Hlavní část 73 % Tazgny povodí tvoří dospělý smrkový les ve věku 90-110 let a zbývající část je



bažinatá pokryta borovým porostem ve věku 70-90 let. V povodí Usadievsky je 81 % využívána pro zemědělství (pole a travní porost).

Dlouhovlnné a turbulentní energetické toky jsou primárními přispěvateli ablace pozemního sněhu v období zimního slunovratu, krátkovlnné toky jsou v tuto roční dobu ve vysokých zeměpisných šířkách malé. Méně intenzivní turbulentní výměna v lese, kvůli snížení rychlosti větru, je do značné míry kompenzována dalším zdrojem příchozího dlouhovlnného záření vyzařovaného zápojem ve srovnání s otevřenou plochou (Gelfan a kol., 2004).

Sublimace zachyceného sněhu byla hlavním procesem přispívající k rozdílu ve sněhové akumulaci a tání mezi otevřeným a zalesněným povodím, což vedlo ke ztrátě 39 mm a odpovídá 21 % sezonních srážek. Tento fakt způsobil, že povodí Usadievsky mělo o 13 % vyšší hodnotu SWE před obdobím tání než zalesněné povodí Tazgny. Průměrná maximální akumulace pro otevřené povodí byla 146 mm, což naznačuje, že v tomto klimatu (kde převládání sněhu je bezvýznamné) budou mít lesy s nízkou hodnotou indexu listové plochy podobnou max. sněhovou akumulaci jako na otevřené ploše (Gelfan a kol., 2004).

#### 4. Diskuze

Z vybraných článků platí obecný vztah, že výška sněhu a SWE roste s nadmořskou výškou (Hřibík a Škvarenina 2006, 2007; Vajskebr, 2009; Bercha a Řičicová, 2009; Jiráček, 2005; Holko a Kostka, 2009). Podle Vajskebra (2009) mají vliv další faktory a jejich kombinace. Růst výšky sněhu a SWE s nadmořskou výškou byl zaznamenán jen do polohy než ustoupil les (Hřibík a Škvarenina, 2007; Holko a Kostka, 2009; Hrádek a Kuřík, 2002). Podle Jost a kol.(2007) nadmořská výška, lesní porost a orientace svahu měly silné vazby s akumulací a táním sněhu. Jejich relativní vliv se mění mezi roky, že není možné je empiricky zobecnit. Nadmořská výška byla hlavním řídicím prvkem pro akumulaci sněhu.

Vzdušné proudění přispívá k hromadění sněhu na zemi vlivem odváti srážkových elementů z okolí (UCAR'S, 2011; Hřibík a Škvarenina, 2006). V porostech v porovnání s volnou plochou dochází ke snížení rychlosti větru a tudíž i k menší intenzitě výměny tepla mezi sněhem a ovzduším (Hřibík a Škvarenina, 2006; Koivusalo a Kokkonen, 2002; Gelfan a kol., 2004). Turbulentní toky byly 2-3krát nižší v zalesněných plochách než na mýtině (Boon, 2009). Ve vrcholových partiích povodí byly zaznamenány rozdíly v akumulaci sněhu vlivem větru (Murraya a Buttleb, 2003; Dvořák a kol., 2006).

Vliv lesa na trvání tání sněhu se projevuje méně na severních než na jižních svazích (Hřibík a Škvarenina, 2006; Murraya a Buttleb, 2003). Podle Joste a kol.(2007) vliv lesního porostu na SWE vzhledem k orientaci svahu závisel na průběhu zimy.

Porovnání charakteristik sněhu ukázalo, že v lese je typicky méně sněhu než na otevřené ploše (Holko a Kostka, 2009; Hřibík a Škvarenina, 2006). Hřibík a Škvarenina (2006) uvádí rozdíl přibližně o 20-30 % nižší v lesních porostech než na volné ploše. Podle UCAR'S (2011) volné plochy mohou mít relativně větší akumulaci sněhu o 20-45%. Jost a kol. (2007) uvádí akumulaci sněhu v lese o 39 % menší než na mýtině pro rok 2005 a pro rok 2006 o 27 %.

Ve vyšších polohách byla SWE v období akumulace sněhu větší na mýtině, v období tání sněhové pokrývky vykazuje vyšší SWE les (Bercha a Řičicová, 2009).

V bukovém porostu byla akumulace sněhu vyšší než ve smrkovém porostu (Kantor, 1979; Hřibík a Škvarenina, 2007). Podobně jako výška sněhu byla SWE vyšší v

bukovém porostu (Kantor, 1979; Hříbik a Škvarenina, 2007). Výjimkou bylo období 2005/06, kdy nebyly významné rozdíly výšky sněhu a SWE mezi bukovým a smrkovým porostem. Tato situace nastala po poškození 98 % smrků vlivem extrémních srážek a dlouhodobého trvání sněhové pokrývky. Koncem zimního období bylo tání vyšší v bukovém porostu (Kantor a kol., 2007).

Sněhová pokrývka roztála dříve ve smrkovém porostu 1977,1978,1979 a SWE byla větší o 42-82 % v bukovém porostu (Kantor, 1979; 1981).

Sublimace zachyceného sněhu byla hlavním procesem v rozdílu akumulace a tání mezi zalesněnou a volnou plochou (Gelfana a kol., 2004). Naopak sublimace zachyceného sněhu je méně významná v přímořských oblastech (Storck a Lettenmaier, 2002).

## 5. Závěr

Nadmořská výška je hlavním faktorem v akumulaci sněhu, ale jen do poloh s výskytem lesa. Lesní porost zabraňuje distribuci sněhu.

Porovnání lesního porostu s volnou plochou ukázalo, že v lese je méně sněhu přibližně o 20-38 %. Faktory větru a intercepce se podílí na výsledku rozdílu akumulace sněhu. V bukovém porostu byla akumulace sněhu větší než ve smrkovém porostu. Toto tvrzení by mohlo platit pokud nenastane situace, že dojde k extrémním srážkám nebo jiným vlivům, které mohou silně poškodit smrkový porost.

Rozdíly trvání tání sněhu mezi bukovým a smrkovým porostem ovlivňovala hodnota SWE. Vyšší SWE v rozmezí 44-82 % v bukovém porostu, způsobilo dřívější tání ve smrkovém porostu.

Intenzita tání v lese může být menší než na otevřené ploše vlivem zmírněného slunečního záření, snížení rychlosti větru a tudíž snížení intenzity tepelné výměny.

V této bakalářské práci shrnuji základní informace o sněhu a sněhové pokrývce. Práce obsahuje ucelený pohled výsledků účinků lesních porostů na sněhovou pokrývku. Celkový přehled může sloužit jako podkladový materiál pro další práci v této oblasti. Poznatky z účinků lesního porostu mohou být také využívány k upřesnění simulačních modelů.

## 6. Seznam použité literatury

BERCHA, Š., BUBENÍŘKOVÁ, L., JIRÁK, J., ŘIČICOVÁ P., 2008: Zásoby vody ve sněhové pokrývce a charakteristiky odtoku v experimentálních povodích v Jizerských horách. XIII.medzinárodné stretnutie snehárov. Chata Kosodrevina, Slovenská republika

BERCHA, Š., ŘIČICOVÁ, P., 2009: Vyhodnocování sněhových zásob v ČHMÚ. XIV.Medzinárodné stretnutie snehárov, Kubova Hut'

BOON, S., 2009: Snow ablation energy balance in a dead forest stand.Hydrological Process. 23, 2600–2610 (2009). DOI: 10.1002/hyp.7246

CENIA, 2012: Plocha lesů v procentech rozlohy státu. [online]. Dostupné z: <http://issar.cenia.cz/issar/page.php?id=187> [cit. 2012-11-14].

COLBECK, S. C.,1982: An overview of seasonal snow metamorphism.Rev. Geophys. 20(1). DOI: 10.1029/RG020i001p00045.

DAVIS, R.E., HARDY, J.P., NI, W., WOODCOCK, C., MCKENZIE, J.C., 1997: Journal of geophysical research, VOL.102, NO. D24, Pages 29, 389-29,395

DINGMAN, S. L.,2002: Physical Hydrolog, 2nd edition. Prentice Hall, s. 646. ISBN 9781577665618.

DOLEŽAL, E., POLLAK, T., 2004: Vlastnosti sněhu. Kurz zimní ekologie - kurz 2004, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci [online]. Dostupné z: <http://ekologie.upol.cz/ku/zhoek/kurz2004/vlastnosti.pdf> [cit. 2012-10-01].

DVOŘÁK, I.J., TESAŘ, M., HARČARIK, J., 2006: Vliv navátého sněhu na vodní bilanci malého horského povodí, Modrý důl v Krkonoších, Česká republika.11stretnutie snehárov.OHV pracoviště Jablonec nad Nisou

FIERZ, C., ARMSTRONG, R.L., DURAND, Y., ETCHEVERS, P., GREENE, E., MCCLUNG, D.M., NISHIMURA, K., SATYAWALI, P.K. AND SOKRATOV, S.A. 2009. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. IHP-VII Technical Documents in Hydrology N°83, IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP, Paris.

GELFAN, A.N., POMEROY, J.W., KUCHMENT, L.S., 2004: Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt. American Meteorological Society

HOLKO, L., KOSTKA, Z., 2009: Hydrológia snehu na ústave hydrológie SAV od posledného snehárskeho stretnutia. XIV. Medzinárodné stretnutie snehárov

HOLKO, L., KOSTKA, Z., 2007: Aktivity Ústavu hydrológie SAV v oblasti hydrológie snehu od snehárskeho stretnutia v roku 2006. 12.stretnutie snehárov.Telgárt

HOLKO, L., KOSTKA, Z., PECUŠOVÁ, Z., PARAJKA, J., 2005: Výskum akumulácie a topenia snehu na Ústave hydrológie SAV. 10.stretnutie snehárov, Experimentální hydrologická základňa Liptovský Mikuláš

HRÁDEK, F., KUŘÍK, P., 2002: Hydrologie. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze. ISBN 80-213-0950-4. 271 s.

HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J., 2007: Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. 12.stretnutie snehárov.Telgárt

HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J., 2007: Dynamika snehovej pokrývky na výškovom tranzekte Kráľovej hole - Nízke Tatry, v zime 2005/06.12.stretnutie snehárov.Telgárt

HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J., 2006: Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v biosférickej rezervácii Poľana, v zimách 2003/04, 2004/05. 11.stretnutie snehárov.OHV pracovište Jablonec nad Nisou

JENÍČEK, M., TAUFMANOVÁ, A., 2010: Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu – výběr z výsledků výzkumu katedry fyzické geografie a geoekologie PŘF UK v letech 2009 a 2010. XV.Medzinárodné stretnutie snehárov.Hrubý Jeseník, Kouty nad Desnou

JENÍČEK, M., 2011: Základy hydrologie sněhu a ledu.

Univerzita Karlova v Praze Přírodovědecká fakulta [online]. Dostupné z: <http://hydro.natur.cuni.cz/jenicek/download.php?akce=dokumenty&cislo=51>[cit.2012-10-02].

JIRÁK, J., 2005: Meranie výšky a vodnej hodnoty snehu v Jizerských horách.10.stretnutie snehárov, Experimentální hydrologická základňa Liptovský Mikuláš

JONES, J.A., ACHTERMAN, G.L., AUGUSTINE, L.A., CREED, I.F., FFOLIOTT, P.F., MACDONALD, L., WEMPLE, B.C., 2009: Hydrologic effects of a changing forested landscape challenges for the hydrological sciences. Hydrological Processes.23. DOI: 10.1002/hyp.7404

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 (2007) 347, 101– 115. DOI:10.1016/j.jhydrol.2007.09.006

KANTOR, P. A ŠACH, F., 2002: Možnosti lesů při tlumení povodní. Lesnická práce.11/2002

KANTOR, P., 1979: Vliv druhové skladby lesních porostů na ukládání a tání sněhu v horských podmínkách.Lesnictví, 25 č.3. 1979

KANTOR, P., 1981: Hydrická účinnost horských lesů v zimě. Lesnická práce.1981

KANTOR, P., Karl, Z., Šach, F., 2007: Ukládání a intenzita tání sněhu v mladém smrkovém a bukovém porostu v zimním období 2005/2006. Klima lesa. [online]. Dostupné z: <http://www.cbks.cz/konfer07/prispevky/Kantor-klima%20lesa-2007.pdf> [cit. 2013-10-01].

KOIVUSALO, H., KOKKONEN, T., 2002: Snow processes in a forest clearing and in a coniferous forest. Journal of Hydrology 262

KOŘÍZEK, V., 2009: Sníh a jeho přeměna - přeměny a druhy sněhu. Alpy4000.cz [online]., Dostupné z: <http://www.alpy4000.cz/> [cit. 2012-10-01].

KREČMER, V., ŠVIHLA, V., ŠACH, F., KANTOR P., ČERNOHOUS V., 2006: Lesy a povodně- souhrná zpráva [online]. Dostupné z: <http://www.silvarium.cz/lesnicka-prace-c-08-03/lesy-a-povodne-souhrnna-zprava> [cit. 2013-10-10].

- KŘÍSTEK, Š., URBAŇCOVÁ, N., HOLUŠA, J., TOMEČEK, P., 2011: Měření Vlastností sněhové pokrývky v lese a mimo les. Lesnický průvodce [online]. Dostupné z: [http://www.vulhm.cz/sites/File/vydavatelska\\_cinnost/lesnicky\\_pruvodce/LP\\_2\\_2011.pdf](http://www.vulhm.cz/sites/File/vydavatelska_cinnost/lesnicky_pruvodce/LP_2_2011.pdf) [cit. 2013-10-10].
- LIBBRECH, K. G., 2006: A Guide to Snowflakes [online]. Dostupné z: <http://www.its.caltech.edu/~atomic/snowcrystals/class/class.htm> [cit. 2013-02-13].
- MURRAYA, C.D., BUTTLEB, J.M., 2003: Impacts of clearcut harvesting on snow accumulation and melt in a northern hardwood forest. *Journal of Hydrology* 271 (2003) 197–212
- PINZER, B. R., 2009: Dynamics of temperature gradient snow metamorphism Universität at Augsburg. [online]. Dostupné z: <http://e-collection.library.ethz.ch/eserv/eth:694/eth-694-02.pdf>. Doctor of Sciences. [cit. 2013-02-20].
- POBŘÍŠLOVÁ, J., KULASOVÁ, A., 2000: Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných partiích Jizerských hor. *Opera concortica* 37:113-119
- PŘEUČIL, P., 2008: Tajemství sněhových vloček. 21. STOLETÍ, č. 2. ISSN 1214-1097. [online]. Dostupné z: [21století.cz/blog/2008/02/19/tajemstvi-snehovych-vlocek/](http://21století.cz/blog/2008/02/19/tajemstvi-snehovych-vlocek/) [cit. 2012-10-01].
- STORCK, P., LETTENMAIER, D. P., 2002: Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States. *Water resources research*, VOL. 38, NO. 11, 1223, DOI:10.1029/2002WR001281
- TESAŘ, M., ŠÍR, M., DVOŘÁK, I. J., 2004: Vliv vegetačního porostu a jeho změn na vodní režim půd v pramenných oblastech Krkonoš. In: Štursa J., Mazurski K. R., Palucki A., P Otocká J. (eds.), *Geoekologické problémy Krkonoš. Sborn. Mez. Věd. Konf., Listopad 2003, Szklarska Poręba. Opera Corcontica*, 41 [online]. Dostupné z: <http://opera.krnapp.cz/pdf/41/oc41-4.pdf> [cit. 2013-10-01].



TESAŘ, M., ŠÍR, M., SYROVÁTKO, O., DVOŘÁK, J., 2000: Vodní bilance půdního profilu v pramenné oblasti Labe-Krkonoše. Opera Corcontica, 37: 127–142 [online]. Dostupné z: <http://opera.krnep.cz/pdf/37/OC-37-17.pdf> [cit. 2013-10-01].

UNIVERSITY CORPORATION FOR ATMOSPHERIC RESEARCH'S (UCAR'S). Snowmelt processes. MetED [online]. 2011 Dostupné z: [http://www.meted.ucar.edu/hydro/basic\\_int/snowmelt/print.htm#page\\_3.3.0](http://www.meted.ucar.edu/hydro/basic_int/snowmelt/print.htm#page_3.3.0) [cit. 2013-02-20].

VAJSKEBR, V.,2009:Sněhová pokrývka v experimentálních povodích ČHMÚ v Jizerských horách (ČR) a její vliv na vodní bilanci.XIV.Medzinárodné stretnutie snehárov, Kubova Huť