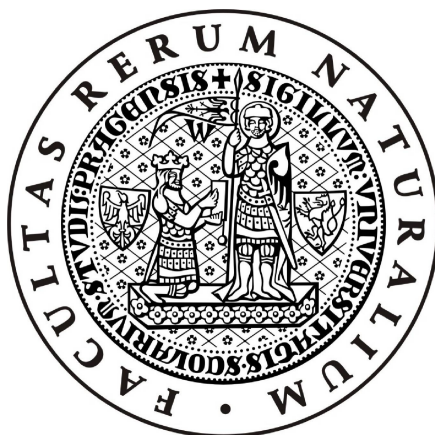


**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



**Metody modelování odtoku ze sněhové pokrývky:  
Případová studie pramenné oblasti ostrovské Bystřice**

Methods of modelling the runoff from snow cover

Case study: Headwater area of Bystřice River

Bakalářská práce

Martin Hasa

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

Praha 2010

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena ve fondu knihovny.

V Praze dne 25. srpna 2010

.....

Martin Hasa

Poděkování:

Zde bych rád poděkoval vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi Ph.D. za trpělivost při vedení práce, mnoho cenných rad, důležitých připomínek a poskytnutá data.

## **Abstrakt**

Tématem bakalářské práce jsou metody modelování odtoku ze sněhové pokrývky. Hlavním cílem je zhodnocení základních používaných metod: metody degree-day a metody energetické bilance. Součástí práce je aplikace metody degree-day v pramenné oblasti Bystřice v Krušných horách. Použitím údajů o teplotě vzduchu a průtocích v závěrovém profilu byly vypočteny teplotní faktory pro období tání v letech 2009 a 2010. Teplotní faktory byly využity k modelaci odtoku ze sněhové pokrývky. Výsledky studie byly následně srovnávány s poznatky publikovanými v odborné literatuře.

**Klíčová slova:** teplotní faktor, metoda degree-day, energetická bilance sněhové pokrývky, modelování odtoku ze sněhu

## **Abstract**

This bachelor thesis deals with the issue of modelling the runoff from melting snow. The main objective is to evaluate two basic methods: degree-day approach and energy balance method. Part of the thesis is the application of degree-day approach in the headwater area of Bystřice River in the Krušné Mountains. Degree day factors were calculated using air temperature and flow rates in the closure profile for the spring snowmelt period in years 2009 and 2010. Degree Day factors were used for modelling the runoff from melting snow. Study results were compared with the findings published in the literature.

**Key words:** temperature index, degree-day approach, energy balance of snow cover, snowmelt modelling

## OBSAH

1 ÚVOD .....	6
2 PŘEHLED DOSAVADNÍCH POZNATKŮ .....	7
2.1 Sněhová pokrývka .....	7
2.1.1 Fyzikální vlastnosti sněhové pokrývky .....	7
2.1.2 Vývojové fáze sněhové pokrývky .....	10
2.1.3 Metody měření sněhové pokrývky .....	12
2.2 Klasifikace hydrologických modelů .....	14
2.3 Metody modelování odtoku ze sněhové pokrývky .....	16
2.3.1 Metoda indexová .....	16
2.3.2 Metoda energetické bilance .....	20
2.4 Použití metod modelování odtoku ze sněhu .....	26
3 MATERIÁL A METODY .....	28
3.1 Použitá data .....	28
3.2 Zpracování dat .....	28
3.3 Fyzicko-geografická charakteristika povodí horní ostrovské Bystřice .....	30
4 VÝSLEDKY .....	35
4.1 Teplotní faktory na základě teploty vzduchu a množství tání sněhu .....	35
4.2 Teplotní faktory na základě hustoty sněhu a krajinného pokryvu .....	38
4 DISKUZE .....	40
4.1 Nejistoty spojené s měřením a zpracováním dat .....	40
4.2 Zhodnocení použité metody .....	40
4.2 Náměty pro další výzkum .....	42
5 ZÁVĚR .....	43
6 POUŽITÉ ZDROJE .....	44
7 SEZNAM OBRÁZKŮ .....	48
8 SEZNAM TABULEK .....	48
9 FOTOGRAFIE .....	49

# 1 ÚVOD

V horských povodích a pramenných oblastech tvoří sníh významnou vodní zásobu, která v období tání sehrává většinou roli v procesu odtoku (Krejčí a Zezulák, 2000). Náhlé tání sněhu znamená v oblastech bohatých na sněhové zásoby potenciální riziko vzniku povodní. Povodně patří v Evropě mezi nejrozšířenější a nejničivější přírodní katastrofy. V minulých letech jsme byli svědky katastrofických povodní, jak na úrovni lokálních povodní z přívalových dešťů (tzv. bleskové povodně), tak i povodňových událostí regionálních, které postihly rozsáhlá území. Při rozhodovacím procesu v rámci protipovodňové ochrany se uplatňuje vypracování možných scénářů jarního tání sněhu a následného odtoku za pomoci hydrologického modelu (Hrušková a Kyselová, 2007).

Tvorbu a tání sněhové pokrývky včetně procesů s nimi spojených lze do určité míry fyzikálně popsat. Znalosti těchto procesů umožňují formulovat základní metody modelování odtoku ze sněhu a kvantifikovat podíl sněhu na srážko-odtokovém procesu.

Hlavním cílem práce je seznámení s problematikou metod modelování odtoku ze sněhové pokrývky a zhodnocení těchto metod. Součástí práce je také případová studie na experimentálním povodí horní Bystřice v Krušných horách spočívající v aplikaci metody degree-day.

Práce je z hlediska logické struktury rozdělena na dvě části. První část se zabývá rešerší literatury z oblasti modelování odtoku ze sněhu a druhá část je zaměřena prakticky. Nejprve je nastíněna metodika postupu práce a jsou popsána použitá data. Dále jsou prezentovány výsledky praktické části, které jsou pak následně diskutovány.

Metodám modelování odtoku ze sněhové pokrývky se na Katedře fyzické geografie a geoekologie PřF UK (dále jen Kfgg) již dříve věnovaly například diplomové práce Kutlákové (2010) a Pospíšila (2009) či bakalářská práce Němečkové (2007).

## 2 PŘEHLED DOSAVADNÍCH POZNATKŮ

Následující kapitola shrnuje současné poznatky týkající se metod modelování odtoku ze sněhové pokrývky. Samotný popis modelovacích metod je navíc doplněn o některá neodmyslitelně spjatá témata. Úvodem do problematiky je pohled na sněhovou pokrývku z hlediska fyzikálních vlastností, vývojových fází a metod jejího výzkumu. Pro pochopení hydrologického modelování je třeba získat určitý nadhled a seznámit se s rozdíly v principu fungování hydrologických modelů. Z toho důvodu je začleněna podkapitola klasifikace hydrologických modelů. Nakonec jsou nastíněny praktické možnosti a využití metod modelování odtoku ze sněhu.

### 2.1 Sněhová pokrývka

Sníh v podobě sněhové pokrývky ovlivňuje celou fyzicko-geografickou sféru. Sněhová pokrývka má v mnoha ohledech velmi specifické vlastnosti. Významným způsobem ovlivňuje energetické toky, neboť sníh plní funkci tepelného izolantu. Dokáže zabránit zamrznutí nebo naopak rozmrznutí půdy, případně tyto procesy výrazně zpomaluje. Sněhová pokrývka také výrazným způsobem ovlivňuje okolní teplotní poměry. Významný je také její podíl na odtokovém procesu (Jelínek, 2008).

#### 2.1.1 Fyzikální vlastnosti sněhové pokrývky

Základním prvkem ve složení sněhové pokrývky jsou ledové krystaly. Mimo nich sněhová pokrývka obsahuje vzduch a vodu v kapalném a plynném skupenství. Dále mohou být ve sněhové pokrývce přítomny další příměsi a nečistoty, které mohou významně ovlivňovat její vlastnosti (Dub a Němec et al., 1969).

Tabulka 1: Hustota různých sněhových forem (Singh a Singh, 2001)

typ sněhu	hustota [ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ]
nový sníh (za nízkých teplot v bezvětří)	0,01-0,03
nový sníh	0,05-0,07
navlhlý nový sníh	0,10-0,20
sesedlý sníh a dutinová jinozatka	0,20-0,30
větrem zhuštěný sníh	0,35-0,40
firn	0,40-0,65
velmi mokrý sníh a firn	0,70-0,80
ledovcový led	0,85-0,91

### **Hustota sněhu**

Hustota je jednou ze základních fyzikálních charakteristik sněhu. Vyjadřuje poměr objemu vody, která by vznikla okamžitým roztátím sněhu k jeho objemu před roztátím (Hříbík a Škvarenina, 2007a). Obvykle se stanovuje vážením sněhu o známém objemu. V tabulce 1 je zaznamenána hustota různých forem sněhu.

### **Vodní hodnota**

Vodní hodnota (SWE – snow water equivalent) je definována jako výška vodního sloupce roztátého sněhu. Většinou se uvádí v mm (Singh a Singh, 2001).

Velikost SWE, případně její změna je výslednicí (rovnice 1) cyklu tří základních procesů: srážkového přísunu  $P$ , výměny vodních par vypařováním, sublimací či kondenzací  $E$  a odtoku ze sněhové pokrývky  $O$  (DeWalle a Rango, 2008).

$$SWE = P \pm E - O \quad (1)$$

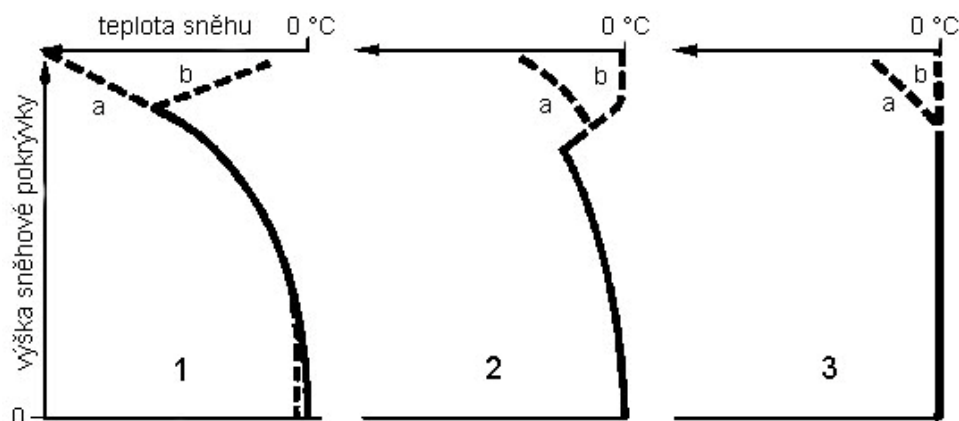
### **Vodní kapacita sněhové pokrývky**

Stejně jako půda má i sněhová pokrývky schopnost díky pórovité stavbě udržet určité množství vody v tekutém skupenství. Maximální možné nasycení se nazývá vodní kapacita sněhu (%). Tato veličina závisí na druhu sněhu. Pro čerstvý sníh se pohybuje v rozmezí 35 až 52 % , u jemnozrnného a střednozrnného 25-35 % a u hrubozrnného 15-25 % (Dub a Němec et al., 1969).

### **Teplota sněhové pokrývky**

Vnitřní tepelné toky a energetické výměny s okolním prostředím udávají teplotní podmínky sněhové pokrývky (DeWalle a Rango, 2008). Teplota sněhové pokrývky nemusí být s přibývajícím hloubkou konstantní, přičemž její hodnoty se mění v průběhu dne a roku (obrázek 1).





Obrázek 1: Teplota sněhové pokrývky v závislosti na její výšce; 1 – zima, 2 – jaro, 3 – přelom jara a léta; a – v noci, b – ve dne (Dietrich a Schöniger, 2003)

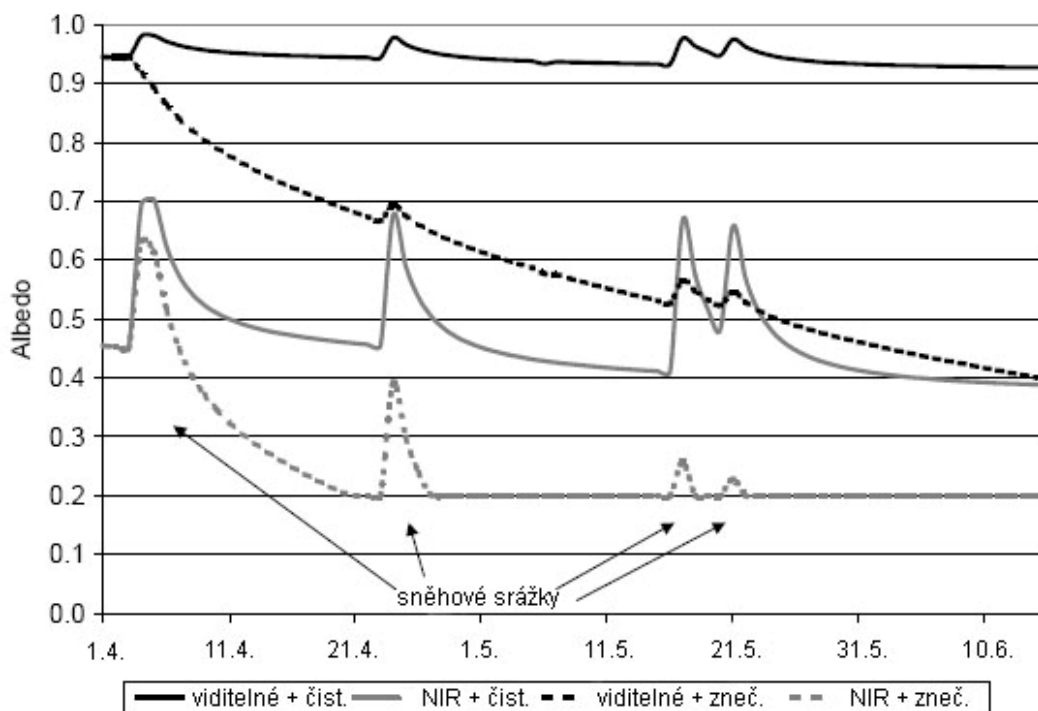
### Albedo

Albedo patří mezi nejdůležitější veličiny ovlivňující tání sněhu. Lze popsat jako schopnost odrazet sluneční záření. Albedo je tedy poměrem odraženého záření ku záření dopadajícímu. Zejména čerstvý sníh má ve srovnání s ostatními přírodními povrchy jedinečnou odrazivost (tabulka 2).

Tabulka 2: Albedo vybraným přírodních povrchů (Singh a Singh, 2001)

typ povrchu	albedo
čerstvý sníh	0,75-0,95
starý sníh	0,40-0,80
ledovcový led	0,30-0,40
travní porost	0,16-0,28
les	0,10-0,18
holá půda	0,08-0,19
voda	0,04-0,13

Stárnutím sněhu a zvyšujícím se podílem nečistot se hodnota albeda snižuje, což má za následek rychlejší tání. Obrázek 2 znázorňuje rozdíl mezi albedem čistého a znečištěného sněhu a zároveň poukazuje na značný nárůst albeda příbytkem čerstvého sněhu.



Obrázek 2: Albedo čistého a znečištěného sněhu a čerstvě napadlé pokrývky; NIR – blízké infračervené záření (Garen a Marks, 2005)

### 2.1.2 Vývojové fáze sněhové pokrývky

Pro účely modelování odtoku ze sněhové pokrývky je vhodné rozdělit vývoj sněhové pokrývky na tři období:

- Akumulace
- Dozrávání
- Tání

Před započítáním vlastního procesu tání lze vyčlenit období maximální akumulace zásob sněhu v povodí, které je pro modelování odtoku ze sněhu klíčové (Hrušková, 2006). Je ovšem třeba si uvědomit, že jednotlivé procesy se mohou odehrávat ve všech obdobích (Jelínek, 2008). Fyzicko-geografické faktory ovlivňující tyto procesy je možno rozdělit do tří kategorií:

- Geomorfologické faktory: nadmořská výška, sklonitost, orientace svahů, zastínění terénu
- Meteorologické faktory: srážky, teplota, směr a rychlost větru, radiace
- Struktura vegetace

Problematice vlivu těchto faktorů na akumulaci a tání sněhové pokrývky se na Kfgg podrobněji věnovali ve svých bakalářských pracích Fliegl (2009), Podzimek (2009) a Pevná (2010).

### **Akumulace**

Proces akumulace sněhové pokrývky začíná vypadáváním srážek při teplotě 0 °C či nižších, tedy v pevném skupenství ve formě sněhu. Množství vypadlých srážek je stejně jako u srážek dešťových primárně dáno atmosférickou cirkulací a tvarem reliéfu. Pro tvorbu sněhové pokrývky je nutnou podmínkou, aby byla teplota povrchu nižší než 0 °C, jinak by došlo k jejímu okamžitému tání. Výška sněhové pokrývky se obvykle zvyšuje se stoupající nadmořskou výškou, tedy pokud se ostatní faktory s nadmořskou výškou výrazně nemění (Tolasz et al., 2007). Výraznými faktory v distribuci sněhu bývají topografie terénu a vegetace. Padající sníh může být zachycen přímo korunami stromů a později sublimovat. Dále při sněhových srážkách turbulence vzduchu nad a mezi korunami stromů ovlivňuje vstupní rychlosti padajícího sněhu, což vede k rozdílnému zatížení půdy sněhem (Daňhelka et al., 2003).

### **Dozrávání sněhu**

Ihned po dopadu sněhu na povrch je započata postupná přeměna (metamorfóza) sněhu. Při tomto procesu dochází k přeměně struktury sněhu. Ledové krystaly postupně ve sněhové pokrývce mění tvar a velikost. Vzhledem k jejich poměru povrchu a objemu jsou krystaly velmi nestabilní a brzy se přeměňují na ledová zrna. Procesy přeměny se liší u mokrého a suchého sněhu (DeWalle a Rango, 2008). Základní typologie procesů je nastíněna v tabulce 3.

*Tabulka 3: Procesy dozrávání sněhu (DeWalle a Rango, 2008)*

<b>proces</b>	<b>efekt</b>	<b>doba výskytu</b>
destruktivní metamorfóza (ET – equi.temperature)	vznik dobře spojených ledových zrn	krátce po sněhových srážkách
Konstruktivní metamorfóza (TG – temperature gradient)	vznik nedokonale spojených ledových zrn a dutinové jinovatky	během zimy v pokrývce za teplot nižších než 0 °C
opakované tání a mrznutí (MF – melt-freeze cycles)	dobře spojená ledová pokrývka tvořená velkými zrny	v období tání a za deště
působení tlaku	postupná přeměna na fír a ledovcový led	v případě trvalé sněhové pokrývky

## **Tání sněhu**

Proces tání sněhu znamená přeměnu ledu na vodu v kapalném skupenství. Tání jako fázová přeměna spotřebovává energii, je tedy potřeba sněhové pokrývky dodat dostatečné množství tepla. Nejdůležitějšími fyzicko-geografickými faktory ovlivňujícími dobu a rychlost tání sněhu v povodí jsou nadmožská výška, expozice a vegetační kryt (Pobříšlová, Kulasová, 2000). Porostní mikroklima lesa tlumí restrukturalizaci sněhové pokrývky a advekční tání, mikroklima mýtin velice výrazně tlumí tání sněhu a tím prodlužuje trvání sněhové pokrývky. (Kantor et al., 2003). Odtok ze sněhu je od začátku tání opožděn o určitý časový úsek stejně jako odtoková odezva na dešťové srážky, které dopadnou na sněhovou pokrývku (Jelínek, 2008). První část tohoto zpoždění má na svědomí teplotní doplněk (někdy také teplotní deficit - cold content) sněhové pokrývky. Udává množství vody (mm), které by muselo zmrznout ve sněhové pokrývce, aby ji oteplilo na 0 °C. Další zpoždění představuje schopnost sněhu zadržet v pórech určité množství vody - vodní kapacita sněhové pokrývky. Nakonec se ještě musí kapalná voda zralé sněhové pokrývky přemístit na půdní povrch. Jakmile tavná voda dosáhne půdního povrchu dochází k infiltraci anebo odtoku. Odtokovou odezvu výrazně zkracuje, je-li půda zmrzlá či nasycená (DeWalle a Rango, 2008).

Energetické toky způsobující proces tání sněhové pokrývky jsou podrobněji popsány v kapitole 2.3.2 *Metoda energetické bilance*.

### **2.1.3 Metody měření sněhové pokrývky**

V současnosti využívanými metodami výzkumu zaměřeného na sněhovou pokrývku jsou staniční a terénní metody a metody distanční používající nástroje dálkového průzkumu Země. Základní měřené údaje sněhové pokrývky jsou výška a vodní hodnota. Vodní hodnota sněhu je obtížněji měřitelná než výška pokrývky, ale z vodohospodářského hlediska představuje daleko cennější údaj (Řiřicová et. al, 2006).

#### **Staniční a terénní metody výzkumu**

Sníh je na území pravidelně měřen na klimatických i srážkoměrných stanicích ČHMÚ, jichž je dohromady kolem 800. (Řiřicová et al., 2006). Měření sněhu se provádí v pozorovacím termínu 07 (7:00), přičemž výška sněhové pokrývky je měřena denně a její vodní hodnota každé pondělí. Zvlášť se měří celková výška sněhové pokrývky a výška sněhu nově napadlého. Nový sníh se měří pomocí sněhoměrného prkénka, ze kterého se po každém

měření musí odstranit. Celková sněhová pokrývka je měřena sněhoměrnou tyčí nebo latí (Žídek, Lipina, 2003). K měření vodní hodnoty sněhu se používá na většině stanic v nižší polohách srážkoměr, ve vyšším nadmořských výškách pak váhový sněhoměr. K nepřesnostem při měření váhovým sněhoměrem může dojít především v případě zmrzlého sněhu. Je-li průřez odběrného zařízení příliš velký, bývá problém vzorek sněhu odebrat najednou. V případě příliš úzkého odběrného válce zas dochází k hrnutí sněhu před válcem, tudíž je změřená vodní hodnota nižší. Kromě staničního měření se provádí expediční měření v tzv. profilech. Profily (obvykle kolem 100 m) by se měly nacházet ve stejné nadmořské výšce a naopak v místech odlišné expozice svahu a různého vegetačního krytu (les a otevřené prostranství). Tímto způsobem se v zimním období v povodí Jizery provádí měření pravidelně každý týden (Řičicová et al., 2006). Mezi další staniční metody měření vodní hodnoty sněhu patří například použití radioizotopického sněhoměru či sněhového polštáře. Radioizotopický sněhoměr funguje na principu rozdílné míry absorpce gama záření sněhovou pokrývkou o různé vodní hodnotě. Skládá se z gama zářiče a Geiger-Müllerova detektoru. Sněhový polštář určuje vodní hodnotu sněhu na základě tlaku sněhové pokrývky na polštáře naplněné nemrznoucí kapalinou. Několik zařízení pracujících na tomto principu lze nalézt i u nás. Například ČHMÚ vyhodnocuje zásoby sněhové sněhu pomocí dat ze čtyř automatických sněhoměrných stanic, které jsou umístěny v Desné – Souši v Jizerských horách, na Hanapetrově pasece v Krkonoších, na Churáňově na Šumavě a stanice Svatouch (obrázek 3) v Herálci ve Žďárských vrších. (Bercha a Řičicová, 2009a).



Obrázek 3: Automatická sněhoměrná stanice Svatouch (Bercha a Řičicová, 2009b)

## ***Distanční metody***

Vývoj metod dálkového průzkumu Země v posledních dekadách umožňuje efektivní distanční výzkum sněhové pokrývky. Sněhová pokrývky se ve fyzikálních a především optických vlastnostech výrazně odlišuje od ostatních přírodních povrchů. Tato specifická vlastnost umožňuje k dálkovému průzkumu široké možnosti využití různých oblastí elektromagnetického spektra: především viditelné, blízké infračervené, mikrovlnné a gama záření. Oblast viditelného a blízkého infračerveného záření umožňuje získávat informace o rozsahu pokrytí sněhovou pokrývkou. Pozorování pomocí mikrovlnného a gama záření nám poskytují navíc data vodní hodnoty sněhové pokrývky (DeWalle a Rango, 2008).

## **2.2 Klasifikace hydrologických modelů**

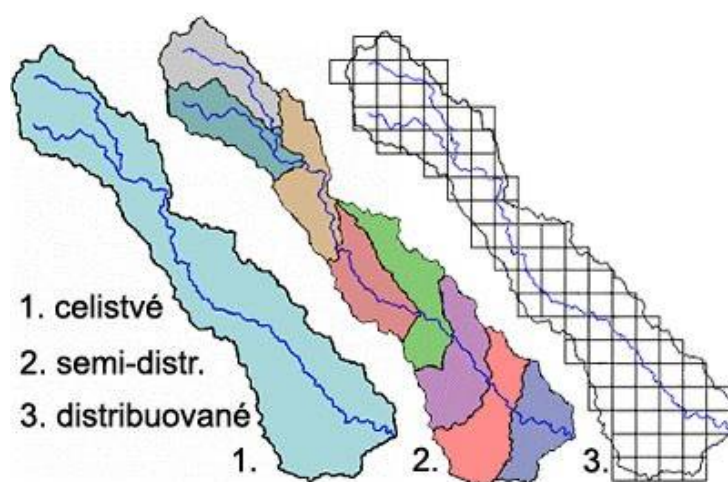
V současnosti existuje celá řada hydrologických modelů. Z různých úhlů pohledu na tyto modely je lze kategorizovat dle vzájemných odlišností. Soustavným vývojem postupně dochází k jejich zdokonalování a specializaci z hlediska specifického účelu, popřípadě pro potřeby použití na konkrétním území.

Z hlediska použití je možno hydrologické modely dělit do tří kategorií (Jeníček, 2005). První kategorii představují modely používané v operativní hydrologii. Vstupní data obsahující údaje získané automatizovanými meteorologickými stanicemi a radary jsou zpracovávána modelem. Cílem je rychlé převedení na krátkodobou předpověď vodního stavu či průtoku. Tyto modely jsou základem pro předpovědní systém (FFS – Flood Forecast System). Druhá kategorie zahrnuje modely aplikované pro návrhovou a projekční činnost v oblasti vodního hospodářství. Jsou to modely aplikované pro dlouhodobější řešení protipovodňové ochrany a nejrůznější technické stavby. Třetí kategorií jsou modely využívané ve výzkumu. Důvodem použití je další vývoj modelu, zdokonalování jeho komponenta a jejich přesnější popis. Tyto modely jsou obvykle aplikovány na tzv. experimentální povodí, jako například v případové studii této práce.

Dále se hydrologické modely dělí na základě příčiny a důsledku na deterministické a stochastické. Pro modely deterministické je charakteristická funkční vazba mezi vstupními veličinami a na nich závislými veličinami výstupními. Dle struktury a složitosti vnitřních vazeb se dále dělí na hydrodynamické, koncepční a black-box. Naopak v případě stochastických modelů chybí vazba mezi příčinou a důsledkem v rámci hydrologického jevu. Rozlišují se modely pravděpodobnostní, které jsou reprezentovány funkcemi s daným pravděpodobnostním rozdělením, a modely pro generování časových řad. Většina

hydrologických modelů má deterministickou stavbu, avšak obsahuje stochastické elementy (Daňhelka et al., 2003).

Hydrologické modely můžeme také dělit v časovém a prostorovém měřítku. V případě časové diskretizace se modely rozlišují ve vztahu k časovému kroku. Časový krok hydrologických dat vstupujících do modelu ovšem nemusí nutně souhlasit s krokem dat zpracovávaných při výpočtech a s krokem dat výstupních. Z tohoto hlediska rozlišujeme modely kontinuální nebo epizodní, modely s krátkým výpočtovým krokem (tj. 1 minuta až 1 hodina) a modely s dlouhým výpočtovým krokem (denní, dekadní, měsíční či roční) (Daňhelka et al., 2003)



Obrázek 4: Prostorová diskretizace hydrologických modelů (UCAR, 2010)

Prostorová diskretizace kategorizuje modely na dvě hlavní větve modely celistvé (lumped) a distribuované (obrázek 4). Často se také vyčleňuje kategorie semi-distribuovaných modelů. (Jeníček, 2005). Celistvé modely jsou označovány jako modely se soustředěnými parametry, tedy v rámci zjednodušení je povodí rozčleněno na subpovodí, jež jsou považována za homogenní. Tyto modely jsou snadno aplikovatelné, a tudíž často používané při operativním předpovědích. Distribuované modely člení povodí na menší jednotky, jejichž rozlišení se snaží zachovat prostorovou variabilitu zkoumaných jevů. S ohledem na možnosti zpracování geoinformačními systémy se nejčastěji používá dělení na buňky (gridy) či do nepravidelné trojúhelníkové sítě (TIN) (Hrušková, 2006).

Principem prostorové diskretizace u semi-distribuovaných modelů je rozdělení povodí na menší celky uživatelem na základě definovaných kritérií. Při jejich vytváření by mělo být

respektováno prostorové rozdělení hydrologických parametrů a půdních a topografických charakteristik, které mohou ovlivnit typ a režim odtoku (Daňhelka et al., 2003).

Nejčastěji se při klasifikaci hydrologických modelů vychází z přístupů shrnutých v metodikách Světové meteorologické organizace WMO. Bližší seznámení s nimi přináší například práce Jeníčka (2005).

## **2.3 Metody modelování odtoku ze sněhové pokrývky**

Pro modelování odtoku ze sněhové pokrývky jsou uplatňovány dvě základní metody (Jeníček, 2009), jsou to:

- Metoda indexová (degree-day)
- Metoda založená na energetické bilanci

### **2.3.1 Metoda indexová**

Metoda teplotního indexu (faktoru) vytváří vztah mezi naměřenými teplotami vzduchu a množstvím odtáté sněhové pokrývky. Výraz degree-day je definován jako rozdíl 1 °C mezi průměrnou denní teplotou a určitou danou teplotou, kterou nazýváme teplotou kritickou (DeWalle, Rango, 2008). Tuto metodu poprvé použili pro studii tání ledovce v Alpách Finsterwalder a Schunk (1887). Zde je ovšem vhodné poznamenat, že metoda teplotního indexu nemusí vždy počítat s denním časovým krokem. Taktéž nemusí být nutně počítáno s průměrnou denní teplotou, alternativními variantami mohou být maximální denní teplota, průměrná teplota od východu do západu slunce, průměr z hodinových teplot vyšších než kritická teplota a jiné (DeWalle, Rango, 2008). Metoda teplotního indexu se stala velmi hojně používanou, a to především z těchto důvodů (Hock, 2003):

- dobrá dostupnost údajů o teplotě vzduchu
- jednoduchá interpolace teploty vzduchu a možnosti její předpovědi
- relativně dobré výsledky modelu navzdory jeho jednoduchosti
- nenáročnost výpočtu

Oblíbenost této metody dokládá například srovnávací studie WMO (1986), ve které byly porovnávány výsledky z 11 odtokových modelů tání sněhu a 10 z nich bylo založeno na metodě degree-day (Singh a Singh, 2001). Martinec a Rango (1995, in Beven, 2001) zdůrazňují, že úspěšnost této metody a její potenciál využití tkví především v její nenáročnosti na vstupní data, spíše než v její jednoduchosti.



Přes všechny klady je třeba zmínit i nedostatky této metody (Beven, 2001):

- Přestože metoda obvykle používá delší časové řady, její přesnost se snižuje s rostoucím časovým rozlišením.
- Rychlost tání sněhu je prostorově variabilní, mění se v závislosti na topografických podmínkách, jako je expozice, sklon nebo úhel dopadu slunečních paprsků.

Použití této metody předpokládá lineární závislost úbytku sněhové pokrývky na průměrné denní teplotě (DeWalle a Rango, 2008), ve studii Braithwaite a Olesen (1989) byl prokázán koeficient korelace 0,96. Hock (2003) takto těsnou závislost vysvětluje rozhodujícím vlivem teploty vzduchu na dopadající dlouhovlnné záření a sensitivního tepla. Tyto dva faktory dohromady tvoří 3/4 podíl na celkové energetické bilanci sněhové pokrývky. Navíc je teplota vzduchu zčásti ovlivněna globální radiací, jež je druhotným zdrojem tepla způsobujícího tání.

Beven (2001) formuloval hlavní zásady použití metody degree-day, jsou to:

- množství úbytku zralé sněhové pokrývky táním je lineární funkcí rozdílu průměrné denní teploty a teploty kritické.
- hodnota teplotního faktoru tání v průběhu období tání vzrůstá
- změny v plošném pokrytí sněhovou pokrývkou by měly být sledovány a brány v úvahu, a to pomocí křivek úbytku sněhu či dálkového průzkumu Země

Základní formulaci pro určení množství tání sněhu metodou degree-day představuje následující vztah (rovnice 2) (DeWalle a Rango, 2008):

$$M = a \cdot (T - T_c) \quad (2)$$

kde  $M$  (mm.d<sup>-1</sup>) představuje úbytek vodní hodnoty sněhové pokrývky,  $a$  teplotní index (mm.°C<sup>-1</sup>.den<sup>-1</sup>),  $T$  (°C) je průměrná denní teplota ve a  $T_c$  (°C) teplota kritická.

Kritická teplota je předpokládanou teplotou tání sněhu. Nejčastěji se jako hodnota parametru kritické teploty používá 0 °C, metoda degree-day je ovšem nejlépe použitelnou, překračuje-li průměrná denní teplota 2 °C (Singh a Singh, 2001). Nedostatky modelů založených na metodě teplotního indexu s denním krokem se totiž projevují především kolísají-li denní teploty kolem bodu mrazu. Průměrná denní teplota vzduchu může indikovat nulové tání sněhu, přesto však v průběhu dne mohly nastat podmínky, které tání umožnily (Hock, 2003).

Především v horských oblastech je třeba uvažovat teplotní gradient a nadmořskou výšku. Obvykle se zájmová oblast rozdělí do několika výškových zón a teplota vzduchu je

měřena v zóně nejnižší. Pro následující výškové stupně se pak přičítá teplotní úbytek odpovídající změně nadmořské výšky. V práci Singha a Singha (2001) se uvádí doporučené rozdělení výškových zón do intervalů o velikosti 500 m pro vysokohorské oblasti a 100-200 m pro oblasti s nízkým reliéfem. Krejčí a Zezulák (2000) navrhují 300 m pro vysokohorské oblasti a pro níže položené přiměřeně menší. Volbu vertikálního rozdělení provádí uživatel dle vlastního uvážení, a to vzhledem k jedinečnosti podmínek každého území.

Martinec (1977, in Singh a Singh, 2001) uvádí empiricky získaný vztah vyjadřující teplotní faktor jako násobek podílu hustoty sněhu a hustoty vody (rovnice 3).

$$a = 11 \cdot \rho_s / \rho_w \quad (3)$$

kde  $a$  je teplotní faktor ( $\text{mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ ),  $\rho_s$  je hustota sněhu a  $\rho_w$  hustota vody. Tvar rovnice sice poukazuje na bezrozměrnost teplotního faktoru, ale je nutno brát tento vztah jako zjednodušující. Tento vztah především ukazuje na vzestupnou tendenci teplotního faktoru v průběhu období tání, a to díky závislosti na hustotě sněhu, která se jeho zráním zvyšuje.

Kuusisto (1980) ve své práci odvozuje obdobnou formulaci, ve které je nezávislou proměnnou opět hustota sněhu, ve své verzi ale rozlišuje, taje-li sníh na otevřeném prostranství nebo v lese (rovnice 4,5):

- pro les:  $a = 0,0104 \cdot \rho_s - 0,7$  (4)

- pro otevřená prostranství:  $a = 0,0196 \cdot \rho_s - 2,3$  (5)

Lesní porost tedy výrazně ovlivňuje teplotní index. Les v bezesrážkovém období svým zastíněním omezuje přijaté teplo sněhové pokrývky, a tím zpomaluje její tání (Jeníček, 2009). Změnu závislosti teplotního faktoru na krajinném pokryvu dokumentoval již dříve Federer et al. (1972 in DeWalle, Rango, 2008). V podmínkách severovýchodu USA odvodil teplotní faktor tání v rozmezí 4,5 až 7,5  $\text{mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  pro otevřená prostranství, 2,7-4,5  $\text{mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  pro opadané listnaté lesy a 1,4-2,7  $\text{mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  pro lesy jehličnaté. Přibližný poměr teplotních faktorů otevřená prostranství : listnaté : jehličnaté lesy tedy vychází 3:2:1.

Kuusisto (1980) dále vyjádřil proměnnost degree-day faktoru v závislosti na hustotě pokryvu u jehličnatých lesů (rovnice 6):

- $a = 2,92 - 0,0164 \cdot C_c$  (6)

kde  $C_c$  představuje podíl pokrytí korunami stromů. Jehličnatým lesům odpovídají hodnoty v rozmezí 0,1-0,7. Z tohoto vztahu vyplývá, že s 10% nárůstem hustoty se teplotní

faktor zvyšuje o  $0,16 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ . Další činitele ovlivňující teplotní faktor tání jsou uvedeny v tabulce 4:

Tabulka 4: Faktory ovlivňující teplotní index (DeWalle a Rango, 2008)

faktor	příčina	odezva teplotního indexu
Sezónní vliv	Postupně klesá teplotní deficit a albedo, zvyšuje se krátkovlnná radiace a hustota sněhu	Postupně se zvyšuje
Otevřená plocha vs. lesní porost	Stínění a ochrana proti větru	V lese nižší teplotní index a menší prostorová variabilita
Reliéf	Variabilita krátkovlnného záření a expozice vůči větru	Vyšší teplotní index na jižních svazích
Plošné pokrytí sněhovou pokrývkou	Nečistoty snižují albedo	Zvyšuje se
Oblačnost	Oblačnost snižuje sluneční radiaci	Teplotní index nižší ve dnech, kdy převládá zatažená obloha
Srážky	Srážky dodávají teplo	Teplotní index se zvyšuje
Ledovce vs. sněhová pokrývka	Ledovcový led má nižší albedo než sníh	Vyšší teplotní index u ledovcových povodí
Další meteorologické podmínky pro danou teplotu vzduchu	Větší míra tání při vyšších rychlostech větru, radiaci a vlhkosti vzduchu při dané teplotě vzduchu	Zvyšuje se

Jak ukazuje tabulka 4 teplotní faktor při dešťových srážkách zvyšuje. Existuje možnost (rovnice 6) odstranění tání způsobeného deštěm jakožto vedlejšího efektu od teplotního faktoru (Singh a Singh, 2001).

$$a = a' + 0,0126 \cdot P \quad (6)$$

Kde  $a$  značí teplotní faktor s vlivem dešťových srážek,  $a'$  teplotní faktor bez vlivu tání způsobeného deštěm a  $P$  (mm) úhrn srážek.

Je-li to potřeba, úhrn srážek a takto modifikovaný teplotní faktor pak mohou vstupovat do dalších výpočtů odděleně. Tabulka 5 ukazuje příklad vlivu dešťových srážek na teplotní index pro les a otevřená prostranství.

Tabulka 5: Vliv dešťových srážek na teplotní index pro les a otevřená prostranství (Singh a Singh, 2001)

dešťové srážky (mm)	$a$ (mm.°C <sup>-1</sup> .den <sup>-1</sup> ) otevřená prostranství	$a$ (mm.°C <sup>-1</sup> .den <sup>-1</sup> ) les
0-1	3,21	2,16
1-10	3,33	2,33
10 a více	3,38	2,79

Výrazně nižší hodnoty teplotního indexu můžeme očekávat v oblastech, kde teplotní toky výrazně ovlivňuje sublimace. Jde především o horské oblasti tropů a subtropů, především kvůli vysoké intenzitě slunečního záření a relativně nízké vlhkosti vzduchu. Sublimace také převažuje v horských údolích ovlivněných větry typu föhn nebo chinook (Hock, 2003).

### 2.3.2 Metoda energetické bilance

Metoda energetické bilance představuje fyzikálně korektní přístup k modelování odtoku ze sněhové pokrývky. Podstatou této metody je především kvantifikace toků jednotlivých složek energetické bilance na rozhraní atmosféra – sníh – půda. (Hrušková, 2006). Pro většinu vzniklých podmínek platí, že majoritní podíl energetických toků probíhá na rozhraní sníh – vzduch (Krejčí a Zezulák, 2000).

Výhodou této metody je její možnost všestranného použití v různých klimatických podmínkách. Metoda energetické bilance také vyniká schopností z fyzikálního hlediska poměrně přesně popsat jednotlivé procesy probíhající ve sněhové pokrývce. Její nevýhodou je náročnost na vstupní údaje nezbytné pro kalibraci, validaci a vlastní modelování. Těchto dat požaduje širokou škálu a v praxi obvykle nejsou dostupná potřebná terénní měření (Hrušková, 2006).

Změnu zásoby tepla ve sněhové pokrývce je možno vyjádřit jako součtovou bilanci (rovnice 7) jednotlivých složek energetických procesu, které se na ní podílejí. (Singh a Singh, 2001).

$$Q_m = Q_n + Q_e + Q_h + Q_g + Q_p + Q_q \quad (7)$$

kde:  $Q_m$  ~ saldo energetické bilance, energie dostupná k tání sněhu

$Q_n$  ~ přenos radiace

$Q_e$  ~ přenos latentního tepla

$Q_h$  ~ přenos sensitivního tepla

$Q_g$  ~ přestup tepla přes rozhraní sníh-půda

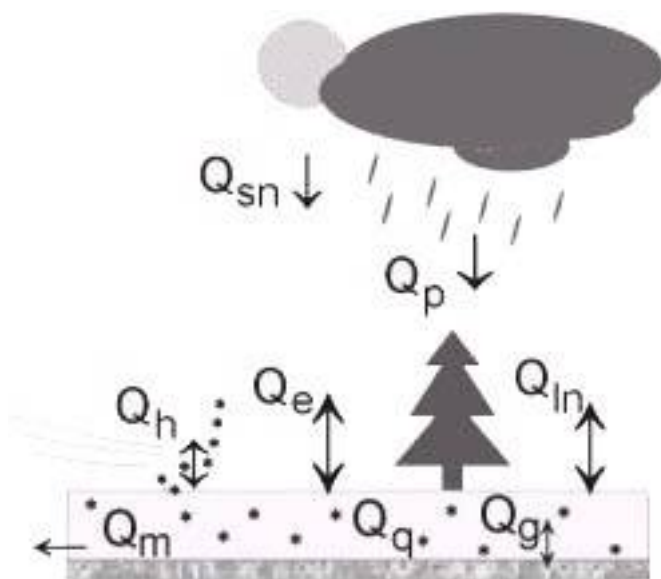
$Q_p$  ~ energie dodaná srážkami

$Q_q$  ~ změna vnitřní energie ve sněhové pokrývce

(všechny uvedené veličiny mají jednotku  $J.m^{-2}$ )

Je možné setkat se i s jinými formami této rovnice, jednotlivé složky se mohou nadále rozdělovat či slučovat, vždy by si však měla energetická bilance udržovat svou úplnost.

Obrázek 5 zobrazuje schematické znázornění procesů energetické bilance. Radiace je zde rozdělena na krátkovlnné záření  $Q_{sn}$  (shortwave radiation) a záření dlouhovlnné (longwave).



Obrázek 5: Energetická bilance sněhové pokrývky (Parajka et. al, 2001)

Na základě výsledku energetické bilance lze pomocí jednoduchého vztahu rovnice 8 vypočítat množství vody z tajícího sněhu (Singh a Singh, 2001).

$$M = 0,0031 \cdot Q_m \quad (8)$$

Kde  $M$  ( $mm.den^{-1}$ ) je množství vody z tajícího sněhu a  $Q_m$  ( $kJ.m^{-2}.den^{-1}$ ) je denním výstupem energetické bilance. Uvažujeme-li  $Q_m$  jakožto energii tání sněhové pokrývky, má smysl pouze v kladných hodnotách. Hodnota 0,0031 je odvozená pro zralý sníh z výpočtu, v němž jako proměnná figuruje teplotní kvalita sněhu, není tudíž konstantou. Pro řešení energetické bilance může být sněhová pokrývka uvažována jako jedna vrstva nebo je možno rozeznávat více vrstev s ohledem na vertikální zvrstvení sněhové pokrývky (Hrušková, 2006).

## **Radiace**

Slunce je základním a takřka jediným zdrojem energie pro naši planetu. Jeho záření nazýváme vzhledem k vlnovým délkám jako krátkovlnné. Energie slunečního záření může být druhotně transformována na energii dlouhovlnného záření, jenž vyzařují pozemská tělesa (Netopil et al., 1984). Celková intenzita slunečního záření dopadajícího na horní hranici atmosféry při střední vzdálenosti Země od Slunce je  $1,35 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-2}$  ( $\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ), nazývá se solární konstanta. Při průchodu atmosférou je ale přes 50 % záření odraženo, pohlceno (především vodní parou, ozónem, kyslíkem a oxidem uhličitým) a molekulárně nebo aerosolově rozptýleno (Assaf, 2007).

Celkovou radiační bilanci sněhové pokrývky  $Q_n$  lze dle Singha a Singha (2001) stanovit na základě následující formulace (rovnice 9):

$$Q_n = (1 - \alpha)S_i + (L_i - L_o) \quad (9)$$

Kde  $Q_n$  značí celkovou radiaci,  $\alpha$  hodnotu albeda,  $L_i$  příchozí a  $L_o$  odchozí dlouhovlnnou radiaci.  $S_i$  představující příchozí krátkovlnnou radiaci je někdy nahrazeno globální radiací  $G$ , která zahrnuje přímé i rozptýlené krátkovlnné záření dopadající na zemský povrch.

Pozemská tělesa krátkovlnné záření (rozmezí asi  $0,3\text{-}3 \mu\text{m}$ ) absorbují, ale již jej nedokážou vyzařovat. V případě sněhu jsou absorpce a rozptýlení dopadajícího krátkovlnného záření funkcí vlnové délky záření, úhlu dopadu velikosti sněhových zrn a koncentraci absorbujících nečistot ve sněhové pokrývce (Marks a Dozier, 1992).

Radiační bilance krátkovlnného zářením jednoduše vyjádřitelná jako rozdíl toků energie záření dopadajícího a odraženého (rovnice 10).

$$Q_{sn} = S_i - S_o \quad (10)$$

Spojovacím článkem vytvářejícím poměr mezi dopadajícím a odraženým krátkovlnným zářením je albedo (rovnice 11).

$$S_o = \alpha \cdot S_i \quad (11)$$

Množství dopadajícího krátkovlnného záření na sněhovou pokrývku závisí na několika faktorech. Jsou to především sklon, expozice, roční doba, zeměpisná délka, intenzita rozptylu v atmosféře a samozřejmě také krajinný pokryv, který může přímému dopadu zamezovat. (Assaf, 2007).

Energie dopadajícího krátkovlnného záření lze kvantifikovat (rovnice 12) jako součet rozptýleného dopadajícího záření  $D$  a energie slunečních paprsků přímo prošlých atmosférou  $I_b$ . Sklon dopadajících paprsků v rovnici reprezentuje zenitová vzdálenost Slunce  $Z$  (DeWalle a Rango, 2008).

$$S_i = D + I_b \cdot \cos Z \quad (12)$$

Zdroji dlouhovlnného záření (rozsah 6,8-100 $\mu\text{m}$ ) jsou atmosféra a zemský povrch (Singh a Singh, 2001). Vyzařování aktivního povrchu je v atmosféře z velké části pohlcováno, a to především oxidem uhličitým a vodní parou. Výjimkou je záření o intervalu 8-12  $\mu\text{m}$ , jež téměř veškeré uniká do meziplanetárního prostoru. Tento spektrální interval se nazývá atmosférické okno. (Netopil et al., 1984) Na rozdíl od krátkovlnného je dlouhovlnné záření atmosférou sice silně pohlcováno, ale nedochází k jeho rozptylu (Singh a Singh, 2001).

Obdobně jako u záření krátkovlnného lze odvodit i radiační bilanci sněhové pokrývky pro záření dlouhovlnné (rovnice 13).

$$Q_{in} = L_i - L_o \quad (13)$$

Na základě Stefan-Boltzmannova zákona je možno za použití údaje o emisivitě  $\varepsilon$  a teplotě  $T_s$  sněhové pokrývky vyjádřit vztah mezi příchozím a odchozím dlouhovlnným zářením (rovnice 14).

$$L_o = \varepsilon \sigma T_s^4 + (1 - \varepsilon)L_i \quad (14)$$

Kde  $\sigma$  označuje Stefan-Boltzmannovu konstantu ( $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ).

Energii dopadajícího dlouhovlnného záření pro oblohu bez oblačnosti lze vypočítat následovně (rovnice 15):

$$L_i = (0,575 \cdot e_a^{1/7}) \sigma T_a^4 \quad (15)$$

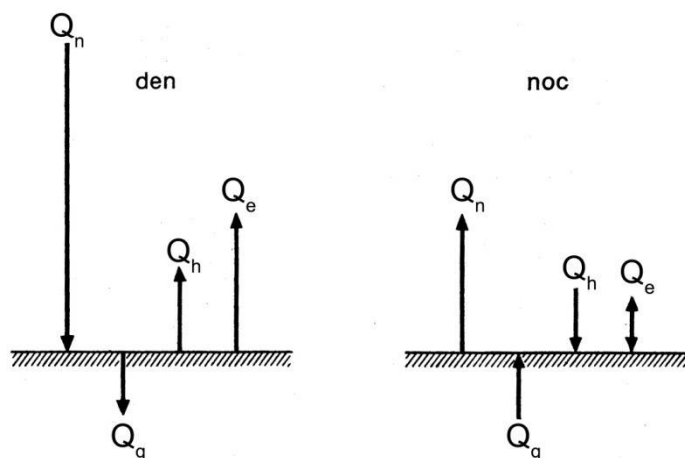
Kde  $e_a$  (mbar) značí napětí vodní páry v atmosféře a  $T_a$  teplotu vzduchu

Uvažujeme-li oblohu bez oblačnosti, teplotu vzduchu 2 °C, teplotu sněhové pokrývky 0 °C, její emisivitu rovnu 1 a 50% relativní vlhkost vzduchu, získáme za použití rovnic 13 až 15 výsledek radiační bilance dlouhovlnného záření sněhové pokrývky roven  $-92 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ . Za těchto poměrně standardních podmínek znamená tento úbytek pro sněhovou pokrývku většinovou energetickou ztrátu (DeWalle a Rango, 2008).

### **Sensitivní teplo**

Pokud mezi teplotami vzduchu a sněhové pokrývky existuje rozdíl, probíhá mezi nimi konvekční přenos sensitivního tepla způsobený turbulentním prouděním v atmosféře. Směr a velikost energického toku závisí na velikosti rozdílu teplot, rychlosti větru, drsnosti povrchu sněhové pokrývky a teplotní stabilitě vzduchu. K velkým energickým ziskům sněhové pokrývky například dochází na přelomu jara a léta, kdy může být teplotní rozdíl mezi sněhem a atmosférou více než 20 °C. Naopak v zimě a během nocí v průběhu jarního tání mívá často sněhová pokrývka teplotu vyšší než okolní vzduch a dochází u ní tedy k energetickým ztrátám

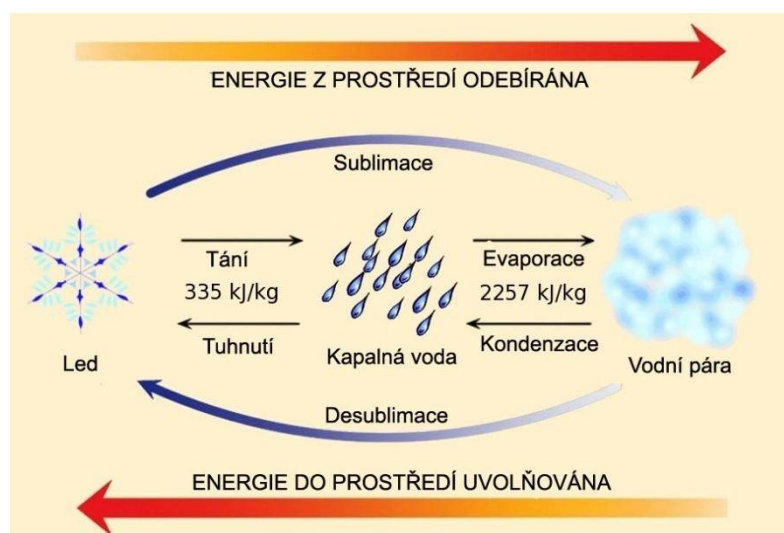
ve prospěch atmosféry (DeWalle a Rango, 2008). Tepelné toky v denních a nočních hodinách jsou zachyceny na obrázku 6.



Obrázek 6: Energetická bilance aktivního povrchu v denních a nočních hodinách (Netopil et al., 1984)

### Latentní teplo

Přenosem latentního tepla se rozumí přenos vodní páry mezi atmosférou a sněhovou pokrývkou. Směr pohybu vodní páry je dán gradientem tlaku vzduchu a rychlost tohoto pohybu udává turbulence vzduchu, která je závislá na rychlosti větru (Krejčí, Zezulák, 2000). Jak naznačuje schéma na obrázku 7 sněhová pokrývka ztrácí energii při výparu a sublimaci do atmosféry a naopak získává při kondenzaci páry či přímé desublimaci na jejím povrchu (DeWalle a Rango, 2008)



Obrázek 7: Změny skupenství vody (Hoffman, 2009)



### **Energie dodávaná srážkami**

V případě vypadávání dešťových srážek na sněhovou pokrývku dochází k jejich ochlazení na teplotu sněhu. Teplo dodané sněhové pokrývce je rovno rozdílu její energie před vypadáváním srážek a po dosažení teplotní rovnováhy. Rovnice 16 vyjadřuje denní množství přenesená energie  $Q_p$  ( $\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{den}^{-1}$ ) přímou úměrou k úhrnu spadlých srážek  $P_r$  ( $\text{mm}\cdot\text{den}^{-1}$ ) a velikosti teplotního rozdílu (Singh a Singh, 2001).

$$Q_p = \frac{(\rho_w c_p (T_r - T_s) P_r)}{1000} \quad (16)$$

Kde  $\rho_w$  označuje hustotu vody,  $c_p$  měrnou tepelnou kapacitu vody ( $4,20 \text{ kJ}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$ ),  $T_r$  teplotu dešťových srážek a  $T_s$  teplotu sněhové pokrývky.

### **Přenos energie přes rozhraní sněh – půda**

Energie dodávaná sněhu půdním povrchem povětšinou hraje menšinovou až zanedbatelnou roli v energetické bilanci sněhové pokrývky. Důvodem je obecně malá tepelná vodivost půdy a v případě vyšší sněhové pokrývky také díky nedostatku energie dodávané půdě solárním zářením a tudíž jejím nízkým teplotám. Během zimního období akumulace sněhu způsobuje teplo dodané půdním povrchem pomalé zrání a odtávání spodní vrstvy sněhové pokrývky. Tento proces ovšem postupně ztrácí na významu v jarním období tání. Větší důležitosti nabývá přenos energie přes toto rozhraní v pozdním období tání, kdy se dostatečně zmenší výška sněhové pokrývky a dovolí tak krátkovlnnému záření zahřát půdní povrch (DeWalle a Rango, 2008).

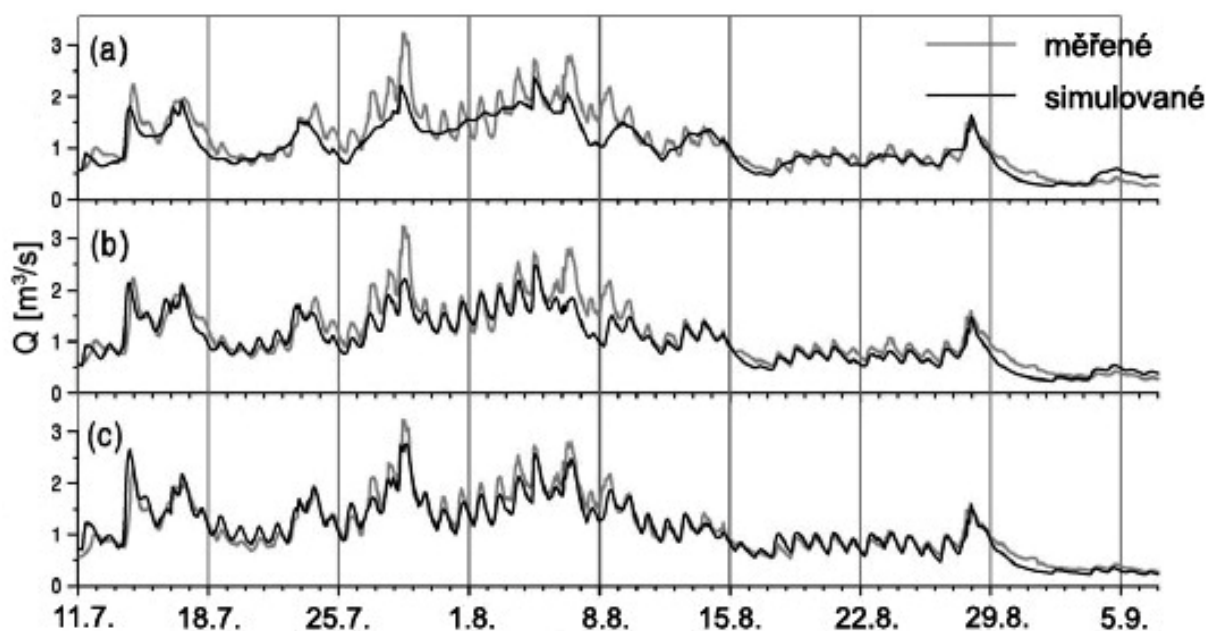
### **Změna vnitřní energie sněhové pokrývky**

Sněhová pokrývka má svou vnitřní energii závislou na její teplotě. Vnitřní energie sněhové pokrývky může být vyjádřena jako součet vnitřních energií tří složek sněhu: ledu, vody a páry. Vnitřní energie páry se za předpokladu 100% vlhkosti vzduchu ve sněhové pokrývce rovná 0. Pokud je teplota sněhové pokrývky nižší než  $0 \text{ °C}$ , je její vnitřní energie rovna pouze vnitřní energii ledové složky. Změna vnitřní energie nehraje v celkové energetické bilanci sněhové pokrývky velkou roli, a proto se většinou při výpočtech zanedbává (Singh a Singh, 2001).

## 2.4 Použití metod modelování odtoku ze sněhu

Metody modelování odtoku ze sněhové pokrývky se uplatňují v různých podobách a modifikacích. Sněhové modely se buď dají použít samostatně, nebo je možno je napojit na srážko-odtokový model. Sněhové modely je možno rozdělit na modely bodové a distribuované (Daňhelka et al., 2003). Mezi bodové modely se řadí modely na bázi metody degree-day (popsána v kapitole 2.3.1) a semi-fyzikální modely. Metoda degree-day se pro efektivní použití často modifikuje začleněním více proměnných jako je rychlost větru, tlak vodní páry či složky radiace.

Postupné přidávání dalších veličin do jednoduché formulace degree-day metody je vlastně přechodem k metodě energetické bilance (Hock, 2003). Na obrázku 8 je tento vývoj reprezentován srovnáním grafů modelovaných průtoků klasickou metodou degree-day (a), modelem založeným na teplotním indexu zohledňujícím přímé sluneční záření (b) a modelem založeným na energetické bilanci (c).



Obrázek 8: Srovnání simulací průtoků v případě tání ledovce Storglaciären v roce 1994 (Hock, 2003)

Modely, které používají srážkové a teplotní řady a navíc zahrnují i fyzikální procesy ovlivňující tvorbu a tání sněhové pokrývky se nazývají semi-fyzikální. Rozšířenou metodou je rozlišení suchých a deštivých období, kdy model používá metodu degree-day a v případě a v případě dešťových srážek přejde na metodu energetické bilance (Anderson, 2006). Takovým modelem je například model SNOW-17, který je součástí předpovědního systému AquaLog. Tento systém používá ČHMÚ pro operativní předpovědi průtoků v povodí Labe (Daňhelka, 2006).

Distribuované sněhové modely lze dělit na modely fyzikálně založené, modely používající gridy a polygony a tzv. asimilační systémy. Příkladem asimilačního systému může být Snow Data Assimilation System (SNODAS). Tento systém obsahuje fyzikálně založený model pracující s údaji o sněhové pokrývce získanými dálkovým průzkumem Země (Barrett, 2003). Sofistikované distribuované sněhové modely počítají energetickou a hmotnou bilanci jednotlivých prostorových jednotek a zohledňují faktory jako plošný rozsah sněhové pokrývky, nadmořskou výšku, sklonitost, expozici, lesní pokryv, či redistribuci sněhu způsobenou větrem (DeWalle a Rango, 2008). Distribuované modely ale mohou používat i degree-day metody. Například Daly et al. (2000) ve své studii používá model s prostorovým rozlišením 2×2 km, který je založený na prosté formulaci teplotního faktoru odvozeného z teplotních řad navíc doplněný o údaje vodní hodnoty sněhu získané z družicových snímků.

### 3 MATERIÁL A METODY

Následující kapitola se zabývá původem a popisem zpracování dat použitých v případové studii. Součástí je také stručná charakteristika pramenné oblasti ostrovské Bystřice.

#### 3.1 Použitá data

Pro účely studie byly použity tři primární zdroje měřených dat. Prvním je klimatologická stanice Hřebečná, dále pak hladinoměr v závěrovém profilu Abertamy a také terénní měření na zkoumaném území.

Klimatologická stanice Hřebečná zaznamenává od konce roku 2008 úhrn srážek, teplotu vzduchu, vlhkost vzduchu, směr a rychlost větru. Od listopadu 2009 navíc také výšku sněhové pokrývky, teplotu půdy a globální radiaci. Většina dat je měřena v intervalu 10 minut.

V závěrovém profilu se nachází tlakový hladinoměr zaznamenávající výšku vodní hladiny od konce listopadu 2008.

Přehledové výstupy ze stanic Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK a další informace o nich lze nalézt na webu Hydrodata online (<http://hydro.natur.cuni.cz/hydrodata>).

Na území experimentálního povodí jsou v rámci monitoringu sněhové pokrývky prováděna měření výšky a vodní hodnoty sněhové pokrývky. Měření probíhala ve vytyčených profilech. V roce 2009 bylo měřeno v 200m intervalu ve čtyřech profilech protínajících povodí. Pro měření v roce 2010 byla vyzkoušena nová metodika. Vybráno bylo několik míst v povodí tak, aby jej co nejlépe reprezentovala. Na těchto místech se pak měřilo v kratších 100m profilech v 10m intervalech. Měření bylo prováděno pomocí sněhoměrné tyče a 150 cm dlouhého váhového sněhoměru s průřezem 50 cm<sup>2</sup>. Údaje použitá ve studii pocházejí z měření provedených ve dnech 24. 3. 2009 a 18. 3., 24. 3. a 30. 3. 2010. Pro některé výpočty byla také využita údaje o krajinném pokryvu Corine landcover 2000.

#### 3.2 Zpracování dat

Primárním cílem případové studie bylo určení teplotních faktorů pro období jarního tání v letech 2009 a 2010 na území experimentálního povodí. Bylo tak učiněno dvěma způsoby. Prvním byl výpočet pomocí rovnice 17, která je základní formulací metody degree-day.

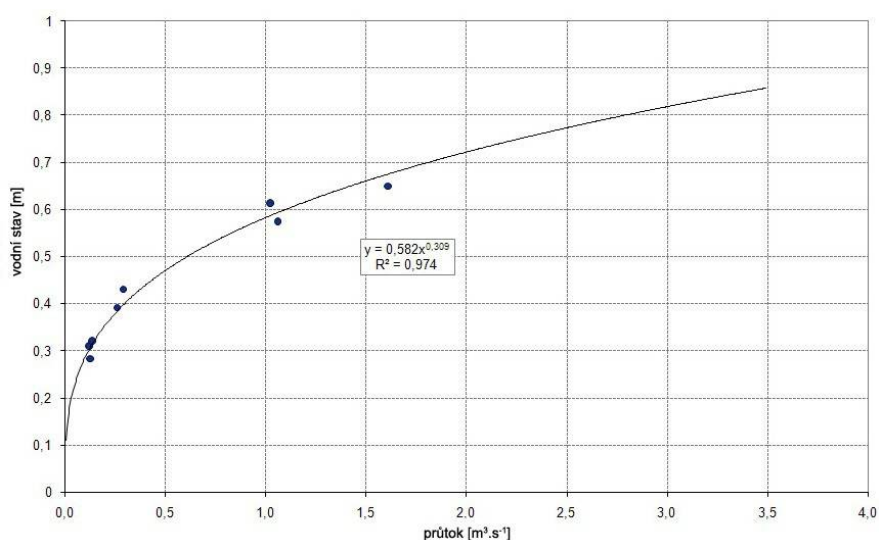
$$M = a \cdot (T - T_C) \quad (17)$$

kde  $M$  ( $\text{mm.d}^{-1}$ ) představuje úbytek vodní hodnoty sněhové pokrývky,  $a$  teplotní index ( $\text{mm.}^{\circ}\text{C}^{-1}.\text{den}^{-1}$ ),  $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) je průměrná denní teplota ve a  $T_c$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) teplota kritická (v tomto případě  $0^{\circ}\text{C}$ ).

Bylo tedy třeba údajů o průměrné denní teplotě vzduchu a denní odtokové výšce z tání sněhu. Dále pak byly použity empiricky odvozené vztahy popsané v kapitole 2.3.1. K jejich použití bylo využito výsledků měření, konkrétně průměrné hustoty sněhu v povodí.

Průměrná denní teplota byla vypočtena jako průměr z desetiminutových dat naměřených klimatologickou stanicí Hřebečná. Denní odtoková výška z tání sněhu byla vypočtena jako denní objem vody proteklé závěrovým profilem dělený plochou povodí. Jelikož výsledkem má být pouze odtok z tání sněhu, byl od této hodnoty navíc odečten denní úhrn srážek. Použitá metoda tedy vychází ze zjednodušeného předpokladu, že rozhodující objem vody, který proteče závěrovým profilem v určitém časovém úseku, tvoří roztátá sněhová pokrývka.

Vzhledem ke skutečnosti, že je v závěrovém profilu sledován vodní stav, bylo ke zjištění objemu odtoku z povodí nutné odvodit vztah mezi průtokem a výškou hladiny. K odvození takového vztahu slouží konsumpční křivka. K její konstrukci byly měřeny průtoky pomocí hydrometrické vrtule, přičemž je snahou měřeními pokrýt co největší rozpětí vodních stavů (obrázek 9).



Obrázek 9: Konsumpční křivka pro závěrový profil Abertamy

Minimálnímu naměřenému průtoku  $0,125 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  odpovídal vodní stav 30 cm. Maximální průtok  $1,611 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  byl změřen na počátku jarního tání 10. 4. 2009. Hladinoměr ukazoval vodní stav 65 cm. Z měřených desetiminutových dat byl vypočten průměrný denní průtok. Pro určení konce období tání byly využity v terénu naměřené vodní hodnoty sněhu.

Byl použit průměr z měření, která proběhla daný den. Kvůli eliminaci vlivu odlehlých naměřených hodnot byl použit alfa useknutý průměr ( $\alpha=0,1$ ). Stejně bylo postupováno k získání průměrné hodnoty hustoty sněhu.

Výsledné teplotní faktory byly použity k modelování odtoku ze sněhu v období jarního tání. Pro účely modelování byly použity třídní klouzavé průměry teploty vzduchu namísto jednodenních, se kterými nebylo dosaženo uspokojivých výsledků. K ověření úspěšnosti byla použita kritéria chyby kulminační vlny MF (rovnice 18) a relativní objemové chyby VE (rovnice 19).

$$MF = \frac{Q_{max}^{sim} - Q_{max}^{skut}}{Q_{max}^{skut}} \quad (18)$$

$$VE = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{sim} - Q_i^{skut})}{\sum_{i=1}^n Q_i^{skut}} \quad (19)$$

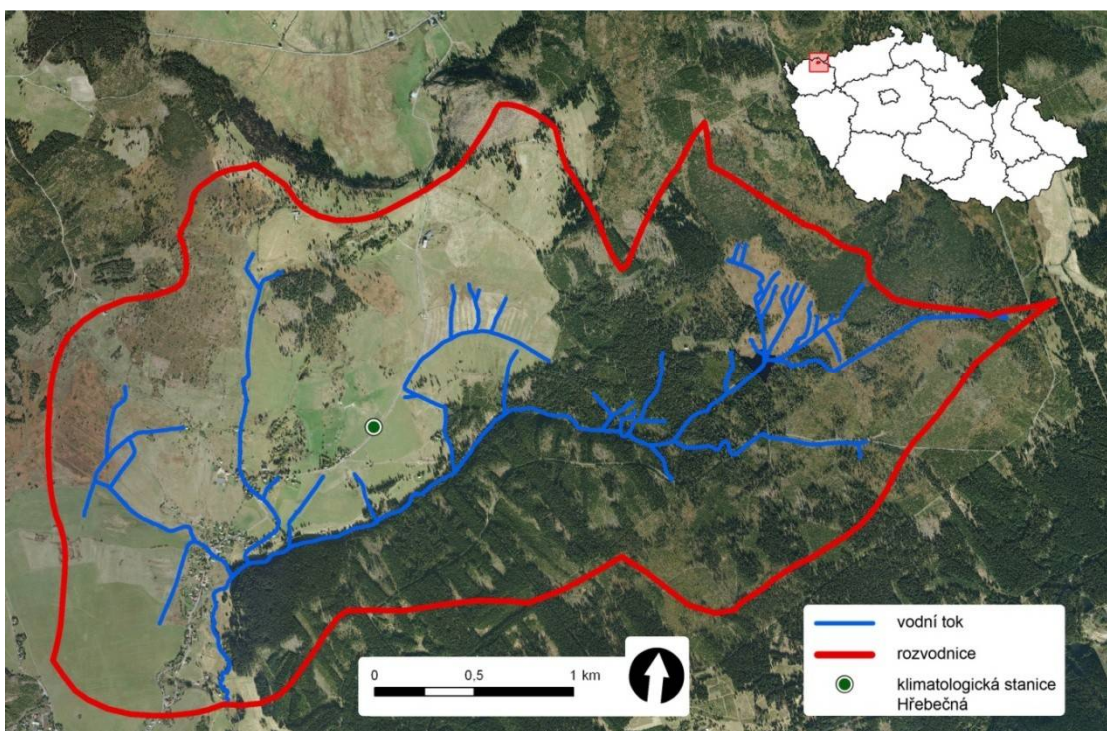
kde  $Q^{sim}$  značí průtok simulovaný  $Q^{skut}$  průtok skutečný a  $Q_{max}$  maximální průtok ve sledovaném období.

### 3.3 Fyzicko-geografická charakteristika povodí horní ostrovske Bystřice

Tato část se zabývá vybranými fyzicko-geografickými vlastnostmi experimentálního povodí, přičemž byl kladen důraz především na činitele ovlivňující vývoj sněhové pokrývky a odtok z tajícího sněhu.

#### **Poloha zájmového území**

Zájmový územím je experimentální povodí horní ostrovske Bystřice. Je situováno v západní části Krušných hor v blízkosti obce Abertamy. Zájmové území se nachází v pramenné oblasti řeky Bystřice, která dále protéká Ostrovem a vzápětí se vlévá do Ohře. Nejvyšším bodem území je vrch Nad rýžovnou ležící v nadmořské výšce 1053 m n.m. Povodí o rozloze 9 km<sup>2</sup> vymezuje rozvodnice vycházející ze závěrového profilu Abertamy. V zájmové oblasti se také nachází klimatologická stanice Hřebečná (obrázek 10). Do oblasti zasahuje v její východní části Národní přírodní rezervace Božídarské rašeliniště.



Obrázek 10: Satelitní snímek zájmového území (MŽP, 2010)

### **Geologická stavba a geomorfologická charakteristika**

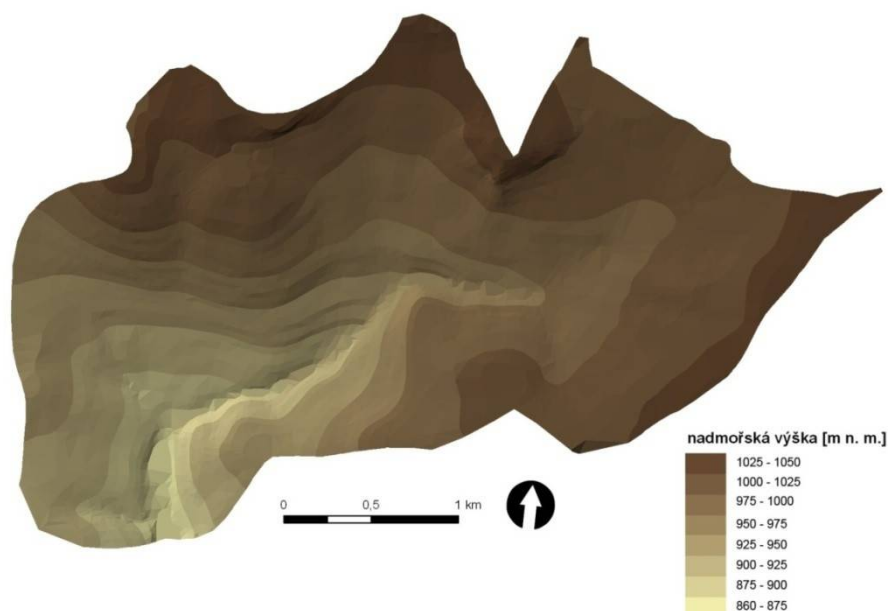
Geologicky jsou Krušné hory samostatnou jednotkou Českého masívu. Jako celek představují vyzdviženou kru krystalinika s jednostranným úklonem k severozápadu, která je porušena mnoha zlomy. V zájmové oblasti převažují paleozoické fylity a svory, v severní části se ovšem vyskytují i autometamorfované žuly a neovulkanity. Ve východním cípu území lze nalézt kvartérní sedimenty (Škvor, 1975).

Výzdvihem Krušných hor byl starý plochý reliéf porušen hloubkovou erozí vodních toků. Údolí na české straně hor jsou obvykle hluboká a mají sevřený profil. Prameniště bývají v mělkých plochých depresích (Škvor, 1975). Zájmové území dle geomorfologického členění spadá do podokrsku Abertamská hornatina (tabulka 6).

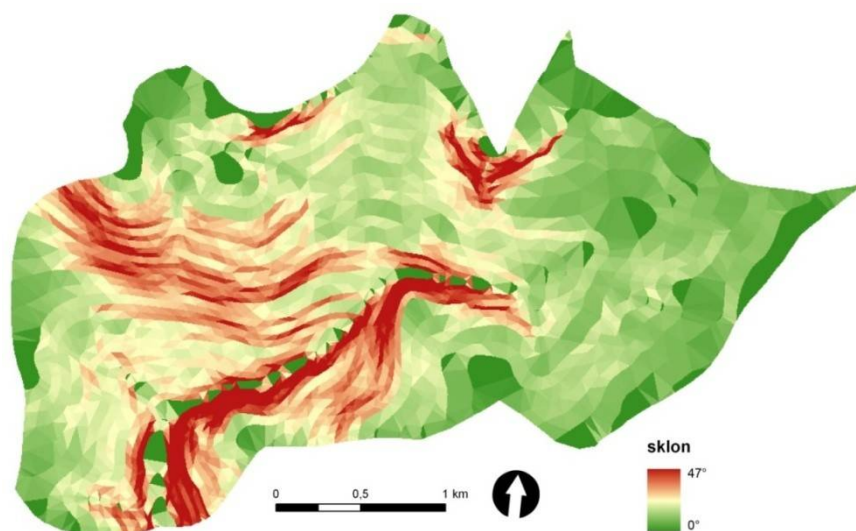
Tabulka 6: Geomorfologické zařazení zájmového území (Balatka a Kalvoda, 2006)

<b>geomorfologická jednotka</b>	<b>značení</b>	<b>název jednotky</b>
subprovincie	III	Krušnohorská subprovincie
oblast	IIIA	Krušnohorská hornatina
celek	IIIA2	Krušné hory
podcelek	IIIA2A	Klínovecká hornatina
okrsek	IIIA2A2	Jáchymovská hornatina
podokrsek	IIIA2A2b	Abertamská hornatina

Průměrná nadmořská výška experimentálního povodí je 978 m n. m. Povrch není příliš členitý (obrázek 11), rozpětí nadmořských výšek je pouze 193 m, což může mít vliv na delší setrvání vody v povodí, a tím pádem zpožděný odtok. Průměrný sklon svahů povodí je jen 4,6° (obrázek 12). Expozice svahů je převážně jihovýchodní až jihozápadní, dá se tedy předpokládat značný vliv slunečního záření na tání sněhu (MŽP, 2010).



Obrázek 11: Výšková členitost zájmového území (VGHMÚř, 2010)



Obrázek 12: Sklonitostní poměry zájmového území (VGHMÚř, 2010)

### **Půdy a krajinný pokryv**

Z půdních typů nalezneme na většině území podzoly. Jsou to velmi kyselé půdy s nízkou úrodností. Podzoly se díky své kyprosti hydrologicky uplatňují velmi pozitivně, mají

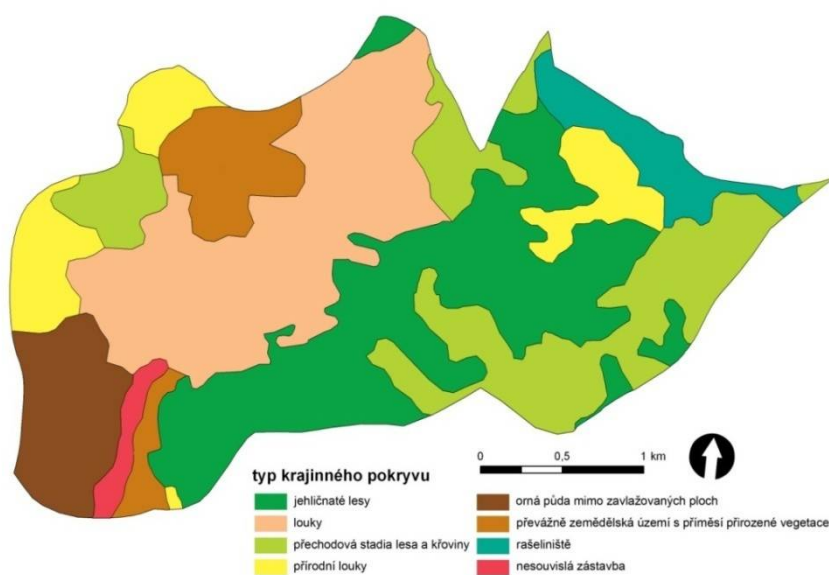


vysokou retenční schopnost (Horník et al., 1986). Typickou vegetační jednotkou pro tento půdní typ jsou podmáčené smrčiny (Tomášek, 2003). V blízkosti vodních toků se nacházejí gleje a v severní části území na vulkanickém podkladu jsou také kyselé kambizemě (MŽP, 2010). Na východě se vyskytují vrchovištní organozemě, jež jsou předmětem ochrany na úrovni Národní přírodní rezervace Božídarská rašeliniště (Patzelt, 2008).

Značný vliv na distribuci sněhu, jeho tání a následný odtok má vegetace. Ve sledované oblasti z hlediska krajinného pokryvu zauímají největší plošný podíl louky a smrkové lesy (tabulka 7, obrázek 13). Lesní porost má tendenci zadržovat vodu v povodí a navíc svým zastíněním zpomaluje tání sněhové pokrývky, zejména to platí právě u lesů jehličnatých (Hrúbik a Škvarenina, 2007b).

Tabulka 7: Krajinný pokryv zájmového území (MŽP, 2010)

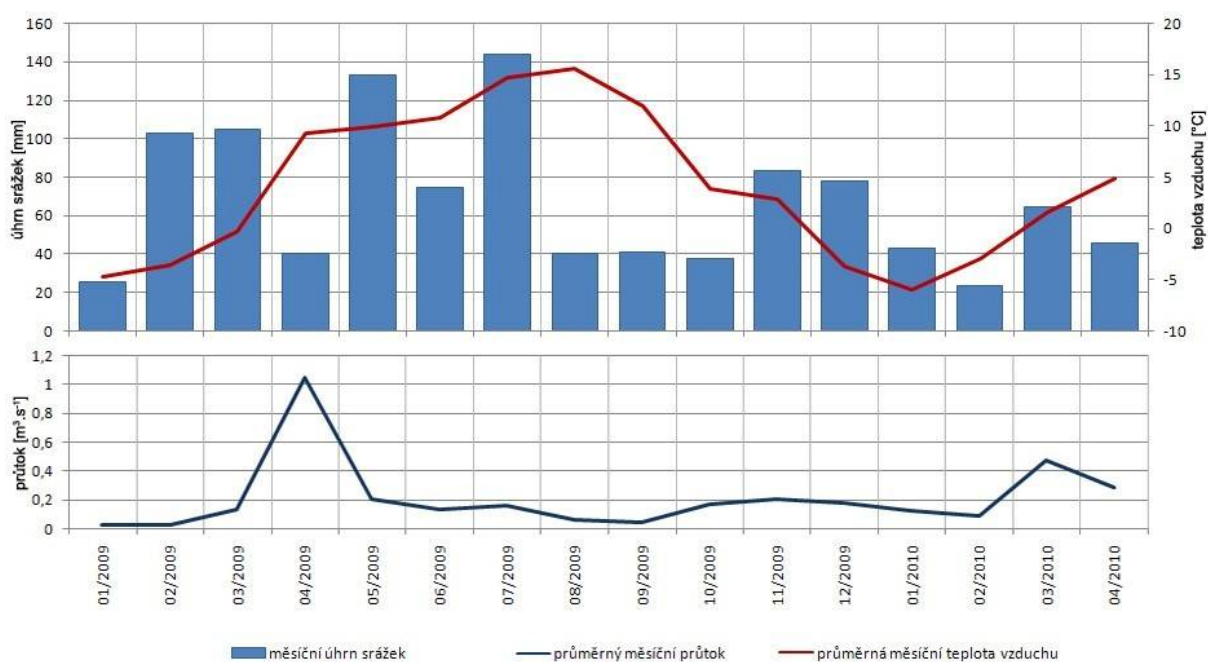
typ krajinného pokryvu	plocha (km <sup>2</sup> )	podíl na celkové ploše (%)
jehličnaté lesy	2,47	27,4
louky	2,17	24,1
přechodová stadia lesa a křoviny	1,72	19,1
přírodní louky	0,83	9,2
orná půda mimo zavlažovaných ploch	0,65	7,2
zemědělská území s příměsí přirozené	0,64	7,1
rašeliniště	0,41	4,5



Obrázek 13: Krajinný pokryv zájmového území (MŽP, 2010)

### Klimatické poměry a odtokový režim

Průměrná teplota vzduchu v experimentálním povodí v roce 2009 byla 5,6 °C. Roční úhrn srážek bývá v průměru 1200 mm. V zimních měsících zcela převládají srážky sněhové. Maximální výška sněhové pokrývky je v průměru 150 cm. Na redistribuci sněhové pokrývky se významně podílí také vítr, jehož rychlost se zde v zimním období pohybuje kolem 6 m.s<sup>-1</sup>. Obrázek 14 zachycuje srážkové a teplotní poměry klimatologické stanice Hřebečná.



Obrázek 14: Srážkové, teplotní a odtokové poměry experimentálního povodí

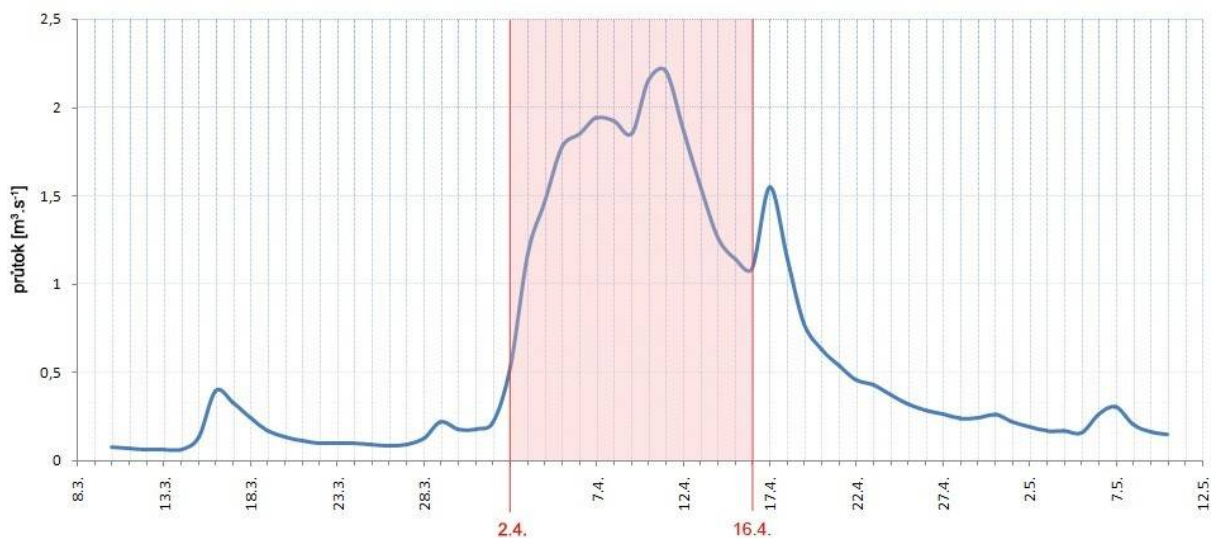
Jak lze vidět na obrázku 14 nejvýraznější výkyvy v odtokovém režimu povodí má na svědomí jarní tání sněhové pokrývky. Od počátku měření hladinoměru v Abertamech byl zaznamenán nejvyšší průtok v dubnu roku 2009, a to zhruba 2,2 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>.

## 4 VÝSLEDKY

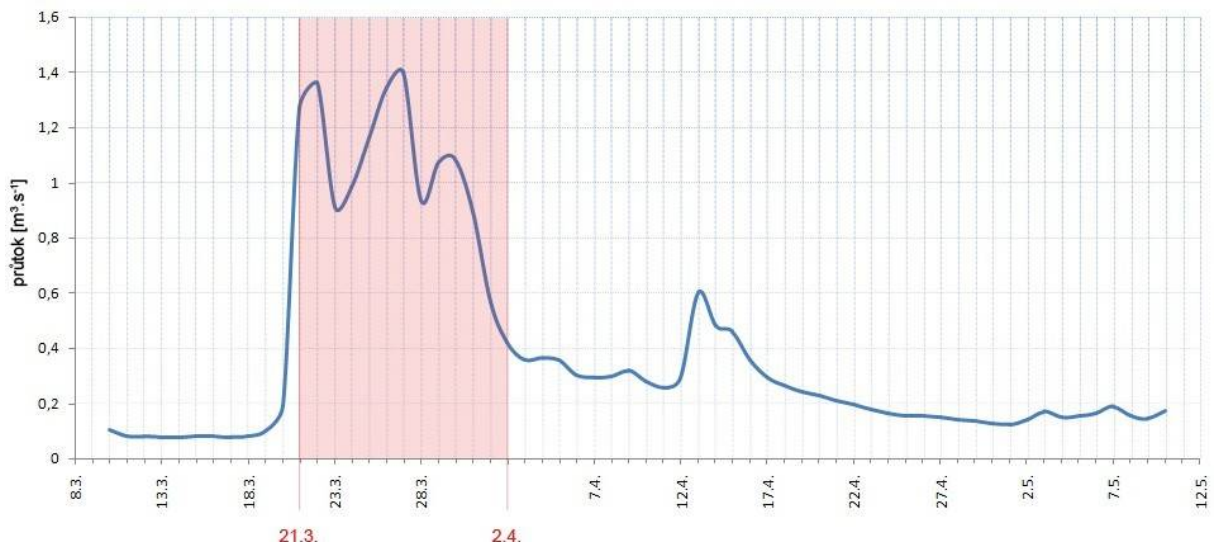
Náplní této kapitoly je stanovení teplotních faktorů pro experimentální povodí v období tání v letech 2009 a 2010. Získány byly na základě teplotních řad a měřených průtoků a také z empirických vztahů využívajících hustoty sněhu a údaje o krajinném pokryvu povodí. Těchto faktorů je pak použito k modelování odtoku ze sněhové pokrývky pro období jarního tání v letech 2009 a 2010.

### 4.1 Teplotní faktory na základě teploty vzduchu a množství tání sněhu

Na základě rovnice 2 byly vypočteny teplotní faktory pro období jarního tání let 2009 a 2010. Počátek jarního tání byl identifikován v řadě průměrných denních průtoků jakožto náhlý prudký vzrůst. V roce 2009 byl rozpoznán vysoký nárůst dne 2. 4., a to na  $1,18$  z  $0,53 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  předchozího dne. Na počátek jarního tání v roce 2010 poukazovalo dne 21. 3. mnohonásobné mezidenní navýšení průměrného průtoků, na  $1,27$  z  $0,19 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  předchozího dne. Konec jarního tání byl určen předpokládaným roztátím sněhové pokrývky. Lze rozpoznat jako zřetelný pokles odtoku z povodí, který nastal navzdory přetrvávající vysoké teplotě. Náhlý vzrůst 17.4. 2009 je způsoben vysokými dešťovými srážkami, nikoliv táním sněhu. Vymezení období jarního tání pro roky 2009 a 2010 ukazují obrázky 15 a 16.



Obrázek 15: Vymezení období jarního tání v roce 2009



Obrázek 16: Vymezení období jarního tání v roce 2010

V obou letech byl teplotní faktor vypočten pro celé období jarního tání, vstupem do rovnice byla tedy průměrná teplota období a celková odtoková výška povodí, od které byl navíc odečten úhrn srážek za celé období. Výsledek byl dělen počtem dní období. Pro jarní období tání roku 2009 vyšla hodnota  $1,40 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ , na jaře 2010 pak  $1,48 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ , tedy jen o málo vyšší. Vypočítané teplotní indexy byly poté použity pro svůj příslušný rok ke zpětné modelaci průtoku.

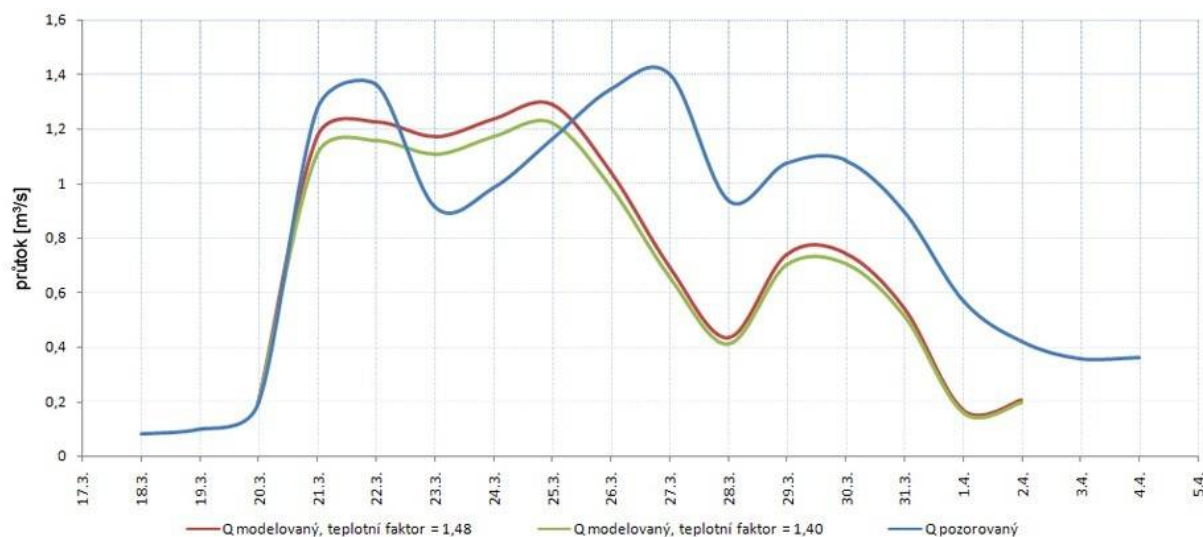


Obrázek 17: Modelované průtoky v průběhu jarního období tání 2009

Na obrázku 17 je znázorněn průtok na jaře 2009 a průtok modelovaný pomocí faktoru tání  $1,40 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ . Model počítal s prudším nárůstem tání na počátku období a vzápětí s jeho mírným poklesem. Ve skutečnosti hodnoty průtoků pozvolně narůstaly. Důvodem

může být pomalejší odtoková odezva povodí, které má určitou retenční schopnost a je tedy schopno zpomalovat odtok.

Na období jarního tání 2010 (obrázek 18) byl k modelaci průtoků obdobně použit teplotní faktor  $1,48 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  odvozený toho roku a navíc i faktor 1,40 z roku 2009. Zde je nutno dodat, že jde pouze o ověření jeho použitelnosti. Jelikož ke stanovení období tání byly použity naměřené údaje o průtocích, nejde o predikci průběhu tání. Díky nepřiliš rozdílným hodnotám indexů z obou let se modelované průtoky vzájemně příliš neliší. Teplotní faktor z roku 2009 modeluje průtoky nepatrně vyšší. Modelu se nepodařilo vystihnout pokles průtoků ve dnech 22. 3. - 23. 3., což by mohlo být způsobeno sníženou sluneční aktivitou, která byla na stanici Hřebečná pozorována mezi dny 22. – 25. 3. Ve dnech 27. 3 – 1. 4. modelovaný průtok téměř kopíruje průběh pozorovaného průtoků, teplotní faktor zde ovšem průtok podhodnocuje v průměru zhruba o  $\frac{1}{4}$  průtoků měřeného.



Obrázek 18: Modelovaný průtok v průběhu jarního období tání 2010

Výsledky těchto tří modelací byly zhodnoceny dvěma vybranými kritérii. Počítána byla chyba kulminační vlny a relativní objemová chyba (rovnice 18,19) Výsledky výpočtů kritérií jsou shrnuty v tabulce 8.

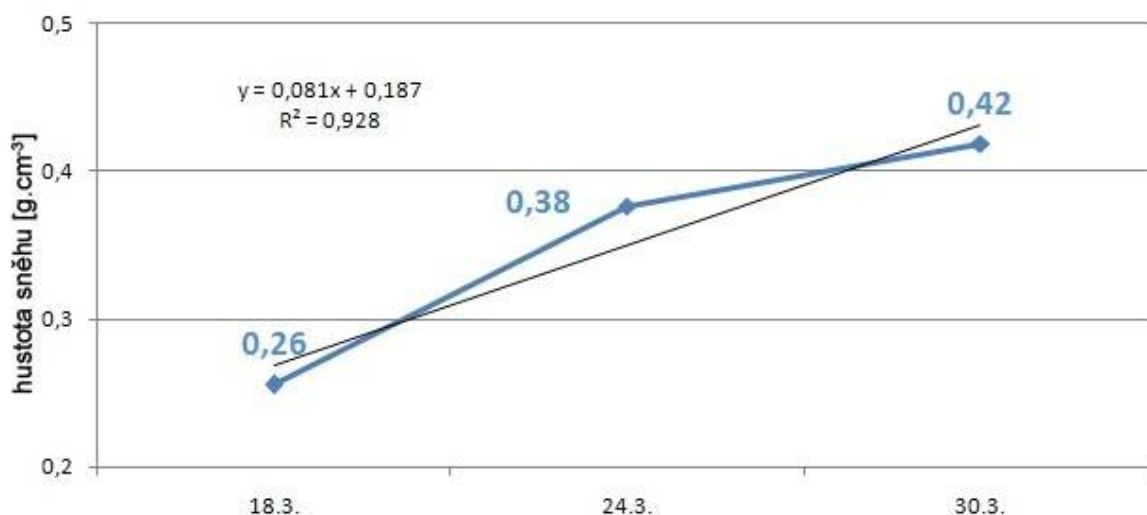
kritérium	2009	2010	
	$a = 1,40$	$a = 1,48$	$a = 1,40$
relativní chyba kulminace	15,3 %	7,7 %	12,7 %
relativní objemová chyba	2,7 %	20,4 %	24,7 %

Tabulka 8: Relativní chyba kulminace a relativní objemová chyba pro modelace průtoků v obdobích jarního tání v letech 2009 a 2010

Kulminace průtoků byla nejlépe vystižena modelací odtoku v roce 2010 při použití indexu tání  $1,48 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ . Vyšší relativní objemové chyby modelací tání pro rok 2010 jsou dány především srážkovou činností, se kterou model odtoku ze sněhu nepočítá.

## 4.2 Teplotní faktory na základě hustoty sněhu a krajinného pokryvu

Další hodnoty teplotního faktoru byly vypočteny na základě empiricky odvozených vztahů a použity k modelaci odtoku jarního tání v roce 2010. Tyto vztahy nevyžadují znalost teploty vzduchu ani objemu odtoku. Jednoduchý vztah dle Martince (rovnice 3) vyžaduje jakožto vstupní údaj pouze hustotu sněhu. V roce 2010 byly pro sledované období použity tři naměřené hodnoty hustoty sněhu (obrázek 19). V průběhu tání lze rozeznat téměř lineární vzrůst hustoty sněhu, koeficient determinace je roven 0,928. Do výpočtů je použit průměr z těchto tří měření. Martincovým vztahem byl vypočten index tání  $3,85 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ .



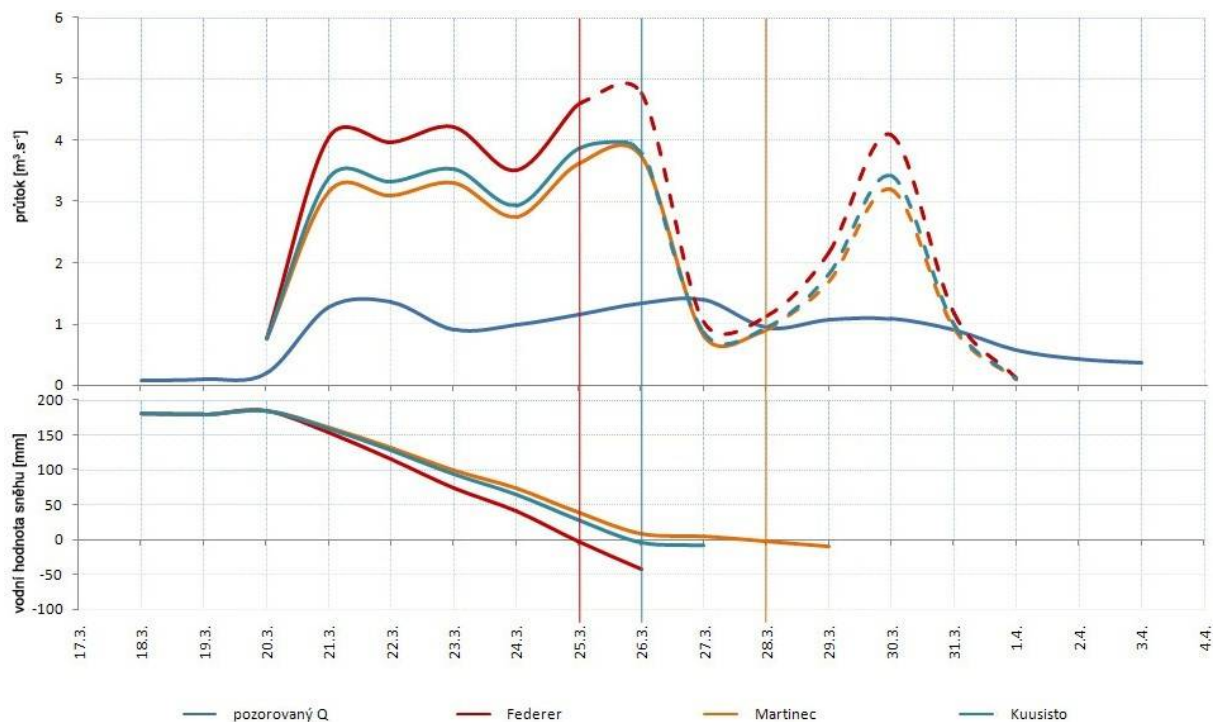
Obrázek 19: Hustota sněhu z terénního měření v roce 2010

Kuusisto předkládá variantu počítající s hustotou sněhu a navíc odlišuje les a otevřená prostranství (rovnice 4 a 5). Pro les byla spočtena hodnota 2,94 a pro otevřená prostranství 4,56, vážený průměr těchto dvou faktorů vyšel  $4,12 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ . Použitou vahou byl podíl lesů resp. otevřených ploch na celkové ploše povodí. Pro lesy tedy 27,4% podíl a pro otevřené plochy v rámci zjednodušení podíl zbývajících.

Stejných vah bylo použito pro vypočtení průměru hodnot odvozených Federerem (1972). Pro jehličnaté lesy (které v experimentálním povodí převažují) stanovuje průměrnou hodnotu faktoru 2,04 a pro otevřená prostranství  $6 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ . Váženým průměrem těchto

dvou hodnot byl získán teplotní faktor  $4,92 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ , přičemž tento faktor je platný pro oba roky.

Tyto tři faktory byly aplikovány k modelaci odtoku pro období jarního tání roku 2010 (obrázek 20). V porovnání s faktory odvozenými z teploty vzduchu a množství odtátého sněhu jsou podstatně vyšší, což při modelování způsobí nadhodnocení průtoku. Vzhledem k tomu, že tyto faktory nevycházejí z pozorovaných průtoků, je třeba na jejich základě navíc modelovat odtávání sněhové pokrývky až do vyčerpání sněhových zásob. Jako výchozí zásoby sněhu je uvažována vodní hodnota měřená před obdobím tání. Pro rok 2010 byla použita hodnota 181 mm, která byla odvozena z měření, které proběhlo 18. 3., pouze 3 dny před počátkem tání. Díky již zmíněným nadhodnoceným průtokům dojde podle modelu k odtoku veškeré vody vzniklé táním dříve než ve skutečnosti (v obrázku 20 značeno barevnou svislicí, přerušovaná čára popisuje průběh modelace po roztání sněhu).



Obrázek 20: Modelovaný průtok a roztátí sněhu v období jarního tání roku 2010 s použitím teplotních faktorů dle Kuusista, Federera a Martince

Nejvíce hodnoty průtoků nadhodnotilo odvození dle Federera, naopak nejméně Martincův vztah, který neuvažuje krajinný pokryv. Zdá se tedy, že experimentální povodí se chová spíše jako hustě zalesněné.

## 4 DISKUZE

Náplní této kapitoly je vyhodnocení výsledků případové studie v Krušných horách, úvaha o možnosti vzniku chyb v průběhu práce a také návrhy do budoucna pro případ dalšího použití metody degree-day v rámci výzkumu. Při posuzování výsledků práce je vždy třeba brát zřetel na chyby, které mohly vzniknout již při samotném sběru dat, ale také při jejich následném zpracování. Kritický přístup je nutno zaujmout i k použité metodě, zejména ve smyslu vhodnosti jejího využití v případové studii. Nesprávná aplikace metody, opominutí vlivu vnějších faktorů či naopak přecenění možností metody by mohlo vést k chybné interpretaci výsledků a mylným závěrům.

### 4.1 Nejistoty spojené s měřením a zpracováním dat

Data získaná staničním měřením mají pro potřeby případové studie dostatečnou přesnost i časové rozlišení, nicméně je třeba počítat s poruchami, výpadky a různě způsobenými omezeními funkčnosti přístrojů. V primárních datových výstupech je nezbytné zaměřit se na podezřelé hodnoty, případně je porovnat s měřeními na jiných stanicích. Údaje o průtoku byly odvozeny z konsumpční křivky. Její vypovídací hodnota se zvyšuje počtem měření, v co největším rozsahu vodních stavů. Průběh křivky je pouze předpokládaný, a tudíž zde existuje možnost malých odchylek, zejména při vodních stavech mimo rozsah provedených měření. Další nepřesnosti mohly vzniknout při terénním měření vodní hodnoty sněhu. Na vině mohlo být nepřesné odebrání vzorku nebo nevhodný výběr místa pro jeho odběr.

### 4.2 Zhodnocení použité metody

Jak již bylo nastíněno v kapitole 2.3.1, největší výhodou metody degree-day je její nenáročnost na vstupní údaje. Cenou za její jednoduchost je ovšem velké množství nedostatků a nejistot, se kterými je nutno při použití počítat. Při vhodně provedené a věcně správné aplikaci metody ale lze dosáhnout uspokojivých výsledků. V případové studii bylo snahou hodnoty teplotních indexů odvodit z období jarních tání let 2009 a 2010. Již samotné vymezení těchto období může být předmětem diskuze. V této práci pro jeho stanovení bylo využito hodnot pozorovaných průtoků. Situace by byla složitější za předpokladu, že by bylo jedinou dostupnou informací pouze teplota vzduchu. Pospíšil (2009) ve své práci stanovuje sumy hodinové teploty vzduchu, které je třeba překročit, aby sněhová pokrývka začala tát. Tato teze vychází z faktu, že sněhová pokrývka spotřebuje určité množství energie, než začne



tát. Jako problém použité metody se prokázal denní krok teploty vzduchu. Povodí reaguje na tání odtokem s určitým zpožděním, naproti tomu použitá metoda předpokládá nulovou odtokovou bilanci na konci každého dne. Tato nevýhoda lze do jisté míry opravit použitím klouzavého průměru teploty vzduchu. Samotný průměr denní teploty je také potenciálním zdrojem chyby. V nočních hodinách může být teplota vzduchu pod bodem mrazu a naopak v průběhu dne vystoupat a způsobit tání sněhu. Je-li průměr denní teploty pod kritickou hodnotou (v tomto případě 0 °C), model proběhlé tání neuvažuje. Nejistota také pramení z odvození odtokové výšky z tání sněhu. Při výpočtu teplotního faktoru je z průtoků přepočítávána přes plochu povodí. Je jisté, že intenzita tání nebude ve všech bodech povodí stejná, ovšem větších nepřesností se při výpočtu teplotního faktoru můžeme dopustit ke konci tání, kdy se sněhová pokrývka rozprostírá pouze na části území.

Pro období tání roku 2009 vyšel index tání 1,40 mm.°C<sup>-1</sup>.den<sup>-1</sup> a pro rok 2010 1,48 mm.°C<sup>-1</sup>.den<sup>-1</sup>. Běžným rozpětím teplotního faktoru je podle DeWalle a Rango (2008) 1 až 8 mm.°C<sup>-1</sup>.den<sup>-1</sup>. Singh et al. (2000) zase zpracoval přehled teplotních faktorů získaných v různých studiích, jejich hodnoty se pohybují mezi 1,3 a 8 mm.°C<sup>-1</sup>.den<sup>-1</sup>, většina z nich je však vyšší než 4 mm.°C<sup>-1</sup>.den<sup>-1</sup>. Je třeba si však uvědomit, že teplotní faktor lze srovnávat pouze v kontextu stejných klimatických podmínek. Každé povodí je jedinečné a má své specifické podmínky, které teplotní faktor ovlivňují. V ideálním případě je tedy optimálním řešením aplikovat teplotní index na modelování odtokového procesu na povodí, pro které byl odvozen. Dle Federera (1972), který určuje intervaly teplotních faktorů v podle typu krajinného pokryvu, spadají vyšlé faktory do kategorie jehličnaté lesy, tedy 1,4 až 2,7 mm.°C<sup>-1</sup>.den<sup>-1</sup>. Povodí se tedy podle této kategorizace chová jako pokryté hustým jehličnatým lesem po celé jeho ploše. Ve skutečnosti ovšem podstatnou část povodí zabírají otevřené plochy. Je třeba poznamenat, že Federerova kategorizace byla odvozena pro podmínky povodí na severovýchodě USA. Vhodnější ke srovnání by mohl být například teplotní faktor odvozený Pospíšilem (2009). Pro povodí Ptačího potoka v horské oblasti Šumavy odvodil teplotní faktor 2,1 mm.°C<sup>-1</sup>.den<sup>-1</sup>. Nízké hodnoty si lze vysvětlit různými způsoby. Důvodem může být celkově vysoká retenční schopnost povodí, na níž se podílí řada faktorů jako půdní či lesní pokryv. Významně může teplotní faktor snižovat také sublimace. Obzvláště za slunných dnů bývá úbytek vodní hodnoty sněhu sublimací nezanedbatelný. Další snížení vodní hodnoty sněhu může mít na svědomí výpar. V odtokovém procesu hraje roli také odtok podzemní, jenž lze těžko kvantifikovat a z povodí odtéká se zřetelným zpožděním. Dále byly k modelaci odtoku na experimentálním povodí vyzkoušeny empiricky odvozené vztahy teplotního faktoru. Vztahy Martince a Kuusista jsou závislé na hustotě sněhu. Kvůli značné

rozkolísanosti měřených hustot v různých bodech povodí byl použit alfa-useknutý průměr, aby se extrémní hodnoty eliminovaly. Teplotní faktor z Martincova vztahu vyšel  $3,85 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  a podle Kuusista  $4,12 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ . Index dle Kuusista byl vypočítán jako vážený průměr dvou výsledků dvou rovnic podle vegetačního pokryvu. Ze srovnání indexů dle Kuusista a Martince vyplývá, že povodí se pro svůj krajinný pokryv nechová typicky. Do určité míry lze zpochybnit zjednodušující rozdělení do lesů a otevřených ploch. Přechodová stadia lesa, která se podle dat Corine 2000 podílí na ploše experimentálního povodí 19,1%, byla zařazena pod kategorii otevřené plochy. Jde ale většinou o mladé lesy, které se například na intercepci sněhových srážek také podílí a jejich zařazení je tedy diskutabilní. Ještě vyšší hodnota vychází váženým průměrem Federerových formulací, a to  $4,92 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ . Vahou byly obdobně jako u Kuusistova vztahu údaje o krajinném pokryvu. Stejnou metodu odvození použil Jeníček (2009) pro celé povodí ostrovské Bystřice. To je relativně více zalesněné než experimentální povodí této studie, teplotní faktor tedy vyšel o něco nižší  $3,8 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ . Následně byl kalibrován na hodnotu  $4,1 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ , která byla použita jako vstup do srážko-odtokového modelu HEC-HMS. Pro účely experimentálního povodí se ale empiricky získané formulace Kuusista, Martince a Federera neuplatnily. Kvůli vysokým hodnotám teplotních indexů modely příliš nadhodnotily odtok. Díky měření vodní hodnoty sněhu před začátkem tání se dal souběžně s průtoky modelovat úbytek vodní hodnoty sněhu. Ukázalo se, že podle modelů by sníh roztál a odtekl z povodí podstatně dříve, než tomu bylo ve skutečnosti.

## 4.2 Náměty pro další výzkum

Použití metody degree-day vyžaduje citlivý přístup, vždy je nutno ji používat s kritickým nadhledem a uvažovat ovlivňující faktory. Do budoucna by bylo vhodné zaměřit se na metodickém vylepšení, například přesněji stanovit počátek tání sněhu, či pokusit se ověřit podíl tání sněhu na odtoku z povodí. Samozřejmě se nabízí možnost odvození teplotního faktoru pro experimentální povodí i v nadcházejících letech a následné srovnání. Bylo by také možné srovnat klasickou degree-day metodu s některým semi-fyzikálním modelem. Velké výhody bude nabízet automatický váhový sněhoměr, který se chystá Kfgg nainstalovat na klimatologické stanici Hřebečná. Tento přístroj bude schopen měřit množství tajícího sněhu. Nebude tedy nutné teplotní faktor počítat z údajů o průtocích. Tím by se odstranil zřetelný metodický nedostatek a mohlo by být dosaženo podstatně lepších výsledků.

## 5 ZÁVĚR

V současnosti rozeznáváme širokou škálu přístupů k modelování odtoku ze sněhové pokrývky. Postupný vývoj modelovacích metod probíhá paralelně s rozvojem informačních technologií a metod dálkového průzkumu Země. Cenné informace o sněhových zásobách však stále přináší i výzkum v terénu. Modelů odtoku ze sněhové pokrývky lze jmenovat celá řada, přesto lze vymezit dva základní okruhy metod – metoda indexová a metoda energetické bilance.

Metoda teplotního indexu byla využita v případové studii na horním povodí Bystřice v Krušných horách. Její základní myšlenkou je lineární závislost množství tání sněhu na teplotě vzduchu. Koeficientem upravujícím tento vztah je teplotní faktor. Z denních průměrů průtoku a teploty vzduchu byly odvozeny teplotní faktory pro jarní období tání let 2009 a 2010. Pro rok 2009 vyšel teplotní faktor o hodnotě  $1,40 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ , pro rok 2010 pak  $1,48 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ . Odvození těchto faktorů může být hodnotné pro účely budoucího modelování v experimentálním povodí. V této studii byly použity k modelaci průtoků ve stejných obdobích. Během zpracování výsledků se podařilo odhalit některé nedostatky modelu. Příkladem je denní chod, který nepočítá s delší odtokovou odezvou povodí. Přístup použité metody předpokládal rovnost mezi táním sněhu a odtokem za danou dobu. Opomíjena ale v takovém případě řada procesů. Pro modelování odtoků ve zmíněných období tání byly navíc aplikovány teplotní faktory vypočítané na základě empirických vztahů. Tyto faktory se ovšem pro modelaci odtoku z experimentálního povodí příliš nehodily. Důvodem je nejspíš fakt, že tyto faktory byly odvozeny v jiných podmínkách a nejsou univerzálně použitelné.

Odvození teplotních faktorů pro konkrétní povodí je zcela jistě přínosem, ať už pro další nezbytné srovnání či přímo použití pro modelování odtoku ze sněhové pokrývky.

## 6 POUŽITÉ ZDROJE

- ANDERSON, E. (2006): *Snow Accumulation and Ablation Model – SNOW-17*. [online], [cit. 2010-08-24]. Dostupné z: <[http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/nwsrfs/users\\_manual/part2/\\_pdf/22snow17.pdf](http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/nwsrfs/users_manual/part2/_pdf/22snow17.pdf)>
- 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, Lebanon, s. 1 - 5.
- BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): *Geomorfologické členění reliéfu Čech*. Praha, Kartografie Praha, 80 s.
- BARRETT, P. B. (2003): *National Operational Hydrologic Remote Sensing Center SNOW Data Assimilation System (SNODAS) Products at NSIDC*. National Snow and Ice Data Center Boulder, 19 s.
- BERCHA, Š., ŘIČICOVÁ, P. (2009a): Vyhodnocování sněhových zásob v ČHMÚ. In: *Sborník semináře 14. Mezinárodní stretnutie sneharov*, s. 61-68.
- BERCHA, Š., ŘIČICOVÁ, P. (2009b): *Vyhodnocování sněhových zásob v ČHMÚ*. prezentace [online], [cit. 2010-08-20]. Dostupné z: <[http://snehari.kvhem.cz/prezentace/Ricicova\\_Bercha.pdf](http://snehari.kvhem.cz/prezentace/Ricicova_Bercha.pdf)>
- BEVEN, K., J. (2001): *Rainfall-runoff Modelling, The Primer*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, 360 s.
- BRAITHWAITE, R.J., OLESEN, O. B., (1989) Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland. In Oerlemans, J. (Ed.), *Glacier fluctuations and climatic change, Glaciology and Quaternary geology*, Dordrecht, s. 219-233
- DALY, S. F., DAVIS, R., OCHS, E., PANGBURN, T. (2000): An approach to spatially distributed snow modelling of the Sacramento and San Joaquin basins, California. *Hydrological Processes*, 14, 3257-3271
- DANĚHELKA, J. (2006): Vyhodnocení předpovědí hydrologických modelů. In *Meteorologické a hydrologické vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR – část C, ČHMÚ*, Praha, s.42-44
- DANĚHELKA, J., KREJČÍ, J., ŠÁLEK, M., ŠERCL, P., ZEZULÁK, J. (2003): *Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR*. Česká zemědělská univerzita, Praha, 189 s.
- DEWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge, 410 s.
- DIETRICH, J., SCHÖNIGER, M. *Hydroskript – Hydrologie, Grundwassermodellierung, GIS, Klimatologie* [online]. c2003, [cit. 2010-08-20]. <[www.hydroskript.de](http://www.hydroskript.de)>.
- DUB, O., NĚMEC J. et al. (1969): *Hydrologie*. SNTL, Praha, 380 s.

- FEDERER, C. A., PIERCE, R. S., HORNBECK, J. W. (1972): Snow management seems unlikely. In *Proceedings Symposium on Watersheds in Transition, American Water Resources Association*, s. 212-219
- FINSTERWALDER, S., SCHUNK, H. (1887): *Der Suldenferner*. Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins 18, s. 72–89.
- FLIEGL, O. (2009): *Vliv fyzicko-geografických faktorů na vývoj sněhové pokrývky: Případová studie povodí horní Otavy*. PřF UK, Bakalářská práce, 80 s.
- GAREN, D. C., MARKS, D. (2005): *Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: estimation of meteorological inputs and verification of model results*. Journal of Hydrology, 315, s. 126 – 153.
- HOCK, R. (2003): *Temperature index melt modelling in mountain areas*. Journal of Hydrology, 282, s. 104 – 115.
- HOFFMAN, D. L. (2009): *Climate Models Blown Away By Water Vapor*. [online], [cit. 2010-08-24]. Dostupné z: <<http://theresilientearth.com/?q=content/climate-models-blown-away-water-vapor>>
- HORNÍK, S. et al. (1986): *Fyzická geografie 2*. Praha, SPN, 320 s.
- HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. (2007a) Projekt monitoringu snehu vo vybraných orografických celkoch realizovaný Technickou univerzitou vo Zvolene. In: *Sborník semináře 12. Stretnutie sneharov*, s. 80-87.
- HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. (2007b): Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. In: *Sborník semináře 12. Stretnutie sneharov*, s. 88-98.
- HRUŠKOVÁ, K. (2006): *Modelování odtoku z tajícího sněhu v povodí horního Hronu*. PřF MU, Dizertační práce, Brno, 106 s.
- HRUŠKOVÁ, K., KYSELOVÁ, D. (2007): Modelování možných scénářů odtoku z tajícího sněhu v povodí horního Hronu. In: *Sborník semináře 12. Stretnutie sneharov*, s. 9-105.
- JELÍNEK, J. (2008): *Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky v hydrologických letech 2007 a 2008*. PřF UK, Diplomová práce, Praha, 85 s.
- JENÍČEK, M., (2005): Možnosti využití srážko-odtokových modelů na malých a středně velkých povodích. In Langhammer, J. (ed.) *Vliv změn přírodního prostředí povodí a údolní nivy na povodňové riziko*. PřF UK, Praha. s. 112-126
- JENÍČEK, M. (2009): *Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany*. Dizertační práce na PřF UK, Praha, 141 s.
- KANTOR, P. et al. (2003): *Lesy a povodně*. MŽP, Praha, 48 s.

- KREJČÍ, J., ZEZULÁK, J. (2000): *Modely odtoku ze sněhu*. ČZU, Praha, 39 s.
- KUTLÁKOVÁ, L. (2010): *Modelování akumulace a tání sněhu v povodí Bystřice v Krušných horách*. PřF UK, Diplomová práce, Praha, 105 s.
- KUUSISTO, E. (1980): On the values and variability of degree-day melting factor in Finland. *Nordic Hydrology*, 11 s. 235-242
- MARKS, D., DOZIER, J. (1992): Climate and energy exchange at the snow snow surface in teh Alpine region of the Sierra Nevada. *Water Resources research*, 28, 3043-3054
- MARTINEC, J. (1977): Snowmelt hydrography from spatially varied input. In Proc. Third International Hydrology Symposium, Fort Collins, s. 110-111
- MŽP. CENIA. Portál veřejné správy České republiky: *Mapové služby* [online]. c2003-2010 [cit. 2010-08-20]. Dostupné z: <<http://geoportal.cenia.cz/>>.
- NETOPIL, R. et al. (1984) *Fyzická geografie I*. Praha, SPN, 273 s.
- NĚMEČKOVÁ, K. (2007): *Problematika hydrologického modelování sněhu*. PřF UK, Bakalářská práce, Praha, 46 s.
- PARAJKA, J., HOLKO, L., KOSTKA, Z. (2001): *Distributed modelling of snow water equivalent - coupling a snow accumulation and melt model and GIS*. [online], [cit. 2010-08-24]. Dostupné z: <<http://www.gisdevelopment.net/application/nrm/mountain/mount0007.htm>>
- PATZELT, Z. (2008): *Ochrana přírody a krajiny v České republice*. [online]. AOPK ČR, Praha [cit. 2010-08-24]. Dostupné z: <<http://www.cittadella.cz/europarc>>
- PEVNÁ, H. (2010): *Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky*. PřF UK, Bakalářská práce, Praha, 56 s.
- POBŘÍŠLOVÁ, J., KULASOVÁ, A. (2000): Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných partiích Jizerských hor. *Opera Concorctica*, 37, s. 113-119
- PODZIMEK, S. (2009): *Monitoring sněhové pokrývky v povodí Zlatého potoka*. PřF UK, Bakalářská práce, 49 s.
- POSPÍŠIL, J. (2009): *Formování odtoku ze sněhové pokrývky v pramenné oblasti Otavy*. PřF UK, Diplomová práce, Praha, 119 s.
- RANGO, A., MARTINEC, J. (1995): Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *Water Resources Bulletin*, 31, 657-669
- ŘIČICOVÁ, P., BERCHA, Š., NĚMEC, L., SKALÁK, P. (2006): Zhodnocení spolehlivosti a účinnosti systému měření výšky sněhové pokrývky a její vodní hodnoty. In *Meteorologické a hydrologické vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR – část A*, ČHMÚ, Praha, s.35-54
- SINGH, P., SINGH V. P. (2001): *Snow and Glacier Hydrology*. Kluwer Academic Publisher. London, 742 s.

SINGH, P., KUMAR, N., ARORA, M., (2000): Degree–day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas. *Journal of Hydrology*, 235, s. 1-11

ŠKVOR, V. (1975): *Geologie české části Krušných hor*. Ústřední ústav geologický. Praha, 120 s.

TOLASZ, R. et al. (2007): *Atlas podnebí Česka*. ČHMÚ a UP Olomouc, Praha, 256 s.

TOMÁŠEK, M. (2003): *Půdy České republiky*. Česká geologická služba. Praha, 67 s.

UCAR. *Runoff processes* [online]. c2003, [cit. 2010-08-20]. Dostupné z: <[http://www.meted.ucar.edu/hydro/basic/Runoff/print\\_version/05-runoffmodeling.htm](http://www.meted.ucar.edu/hydro/basic/Runoff/print_version/05-runoffmodeling.htm)>.

VGHMÚř. *Digitální model území 25*, Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad, Geografická služba Armády České republiky

WMO (1986): Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operation hydrology report No. 23*. World meteorological organization No. 646

ŽÍDEK, D., LIPINA, P. (2003): *Návod pro pozorovatele meteorologických stanic* [online]. ČHMÚ, Ostrava [cit. 2010-08-24]. Dostupné z: <[http://www.chmu.cz/OS/pdf/metodicky\\_navod/MP.pdf](http://www.chmu.cz/OS/pdf/metodicky_navod/MP.pdf)>

## **7 SEZNAM OBRÁZKŮ**

Obrázek 1: Teplota sněhové pokrývky v závislosti na její výšce

Obrázek 2: Albedo čistého a znečištěného sněhu a čerstvě napadlé pokrývky

Obrázek 3: Automatická sněhoměrná stanice Svratouch

Obrázek 4: Prostorová diskretizace hydrologických modelů

Obrázek 5: Energetická bilance sněhové pokrývky

Obrázek 6: Energetická bilance aktivního povrchu v denních a nočních hodinách

Obrázek 7: Změny skupenství vody

Obrázek 8: Srovnání simulací průtoků v případě tání ledovce Storglaciären v roce 1994

Obrázek 9: Konsumpční křivka pro závěrový profil Abertamy

Obrázek 10: Satelitní snímek zájmového území

Obrázek 11: Výšková členitost zájmového území

Obrázek 12: Sklonitostní poměry zájmového území

Obrázek 13: Krajinný pokryv zájmového území

Obrázek 14: Srážkové, teplotní a odtokové poměry experimentálního povodí

Obrázek 15: Vymezení období jarního tání v roce 2009

Obrázek 16: Vymezení období jarního tání v roce 2010

Obrázek 17: Modelované průtoky v průběhu jarního období tání 2009

Obrázek 18: Modelovaný průtok v průběhu jarního období tání 2010

Obrázek 19: Hustota sněhu z terénního měření v roce 2010

Obrázek 20: Modelovaný průtok a roztátí sněhu v období jarního tání roku 2010 s použitím teplotních faktorů dle Kuusista, Federera a Martince

## **8 SEZNAM TABULEK**

Tabulka 1: Hustota různých sněhových forem

Tabulka 2: Albedo vybraným přírodních povrchů

Tabulka 3: Procesy dozrávání sněhu

Tabulka 4: Faktory ovlivňující teplotní index

Tabulka 5: Vliv dešťových srážek na teplotní index pro les a otevřená prostranství

Tabulka 6: Geomorfologické zařazení zájmového území

Tabulka 7: Krajinný pokryv zájmového území

Tabulka 8: Relativní chyba kulminace a relativní objemová chyba pro modelace průtoků v obdobích jarního tání v letech 2009 a 2010



## 9 FOTOGRAFIE

*Autoři: Michal Jeníček, Slávek Podzimek*



*Foto1: Řeka Bystřice*



*Foto 2: Krajina horního povodí Bystřice*



*Foto 3: Krajina horního povodí Bystřice*



*Foto 4: Klimatologická stanice Hřebečná*



*Foto 5: Měření vodní hodnoty sněhu*



*Foto 6 : Měření průtoků*