

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



Bc. Slávek Podzimek

**Modelování odtoku vody ze sněhové pokrývky v lese
a na otevřených plochách**

Modelling the runoff from snowpack in the forest and in open areas

Diplomová práce

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

Duchcov, 2011

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze,

Podpis

Modelování odtoku vody ze sněhové pokrývky v lese a na otevřených plochách

Abstrakt

Jarní povodně úzce souvisí s problematikou sněhové pokrývky. Proto je velmi důležité studovat proces akumulace a tání sněhové pokrývky v horských oblastech, kde se sleduje zejména vodní hodnota sněhové pokrývky v celém zimním období. Vodní hodnota sněhu udává množství vody vázané ve sněhové pokrývce, která tak představuje potenciální hrozbu během období tání.

V rámci diplomové práce je řešena problematika tání sněhové pokrývky a zejména vliv vegetace na její průběh. Pro modelování byl použit celistvý srážko-odtokový model HEC-HMS. Model byl aplikován na povodí Zlatého potoka v Krušných horách, kde také probíhá terénní výzkum sněhové pokrývky. Pro modelování tání sněhové pokrývky byla použita metoda degree-day. Zvolená metoda je velmi dobře propracovaná, jelikož zohledňuje rychlost tání sněhové pokrývky ve srážkovém, tak i bezsrážkovém období a zohledňuje vliv tepla vyzařovaného zemským povrchem. Snaží se pomocí teploty vzduchu vystihnout celkovou energetickou bilanci sněhu.

Simulace proběhla na zimním období 2009/2010, kde se zkoumal vývoj vodní hodnoty sněhu a zjišťovala míra shody mezi simulovaným a pozorovaným odtokem vody z povodí. Zjišťoval se vliv vegetace na odtok vody z povodí použitím výpočtu hodnoty degree-day faktoru, který uvádí rychlost tání sněhu v závislosti na zvýšení teploty vzduchu. Analýzou datových podkladů byla hodnota degree-day faktoru pro úplné zalesnění povodí stanovena na $2,05 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ a pro úplné zastoupení otevřených ploch $6 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$.

Z výsledků vyplývá vliv vegetace na tání sněhu, který se podařilo prokázat na simulovaných průbězích odtoků vody. Odtok vody z povodí u lesa byl o 25 % nižší než u otevřených ploch. Průtok v době kulminace byl vyšší o 84 % u otevřených ploch než u lesa. Při porovnávání průtoku v době kulminace z otevřených ploch bylo dosaženo o 53 % vyššího průtoku, než je průtok pozorovaný.

Klíčová slova: HEC-HMS, modelování, akumulace sněhu, a tání sněhu, degree-day model, Zlatý potok

Modelling the runoff from snowpack in the forest and in open areas

Abstract

Spring floods are closely related to the issue of snow. It is very important to study the process of snow accumulation and snowmelt in mountainous areas, where the monitoring of the snow water equivalent throughout the winter season is carried out. Snow water equivalent indicates the amount of water bounded in the snow, and therefore it represents a potential danger during snow-melt.

The thesis is dealing with snowmelt processes and particularly with the impact of vegetation on the runoff process during snowmelt. The lumped rainfall-runoff model HEC-HMS was used for the modelling. Modelling of snowmelt runoff was carried out by means of degree-day method. The model was applied on the Zlatý Brook catchment in the Ore Mountains. The degree-day method is very sophisticated method and takes into account the snowmelt dynamics during precipitation and snowmelt in the period without any precipitation. The method takes into account the effect of heat emitted by the Earth's surface. The method tries to capture the overall energy balance of snowpack by means of air temperature.

The model simulated the evolution of snow water equivalent and discharge in the winter 2009/2010. Simulated discharges were compared with observed ones. After model calibration a simulation was carried out, which followed up a vegetation impact on the runoff process. Degree-day factor for the forested catchment was set to $2.05 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$. Degree-day factor for complete afforested catchment was set to $6 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$.

The results show the influence of the vegetation on runoff process during snowmelt, which has been demonstrated on simulated hydrographs. Runoff volume from the forested basin was about 25% lower than in open areas. Peak flow was about 84% higher in open areas than in forest. Hypothetical peak flow from the afforested catchment (open areas only) was about 53% higher than the observed peak flow.

Key words: HEC-HMS, modelling, snow accumulation, snowmelt, degree-day model, Zlatý potok

Zadání diplomové práce

Jméno studenta: Slávek Podzimek

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

Název práce

Modelování odtoku ze sněhové pokrývky v lese a na otevřených plochách

Cíle práce

- Analýza vlivu vegetace na dynamiku ukládání a tání sněhové pokrývky
- Modelování odtoku vody ze sněhové pokrývky
- Zhodnocení modelů a metod použitých při srážko-odtokovém modelování, určení hydrologické nejistoty

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

V první části diplomové práci bude řešerše s problematikou výběru vhodných hydrologických modelů a popis metod, které se používají při modelování akumulace a tání sněhové pokrývky. Data pro potřeby výzkumu budou naměřena v zimních sezónách 2009/2010 a 2010/2011. Dále se provede analýza distribuce sněhu v povodí pomocí interpolačních technik. Následně proběhne modelování zimních a jarních povodňových událostí ve vybraném experimentálním povodí a sledování vlivu lesa a otevřených ploch na průběh tání sněhové pokrývky a následného odtoku. Provedeny budou scénáře odtoku při různých počátečních podmínkách. Sledování bude provedeno pomocí hydrologického modelu HEC-HMS. Výzkum proběhne na experimentálních povodích v Krušných horách (Bystřice, Zlatý potok).

Datum zadání: 19. 11. 2009

Podpis studenta

Podpis vedoucího práce

Podpis vedoucího katedry

OBSAH

1 Úvod.....	7
1.1 Cíle práce	8
1.2 Struktura práce	8
2 Teoretické poznatky.....	9
2.1 Podstata sněhové pokrývky.....	9
2.1.1 Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky.....	9
2.1.2 Odtok vody z tajícího sněhu a jeho tání.....	11
2.2 Metoda degree-day.....	14
2.3 Využití metody degree-day ve výzkumu a v modelování tání sněhu	20
3 Fyzickogeografická charakteristika povodí Zlatého potoka.....	26
4 Materiály a metody	28
4.1 Měření dat	28
4.2 Zpracování dat.....	29
4.3 Výpočet parametrů pro srážko-odtokový model HEC-HMS.....	30
4.4 Výpočet DDF	39
5 Výsledky	41
5.1 Kalibrace modelu a simulace období 2009/2010.....	41
5.2 Variantní simulace pro lesnaté povodí a pro povodí s otevřenými plochami.....	47
6 Diskuze	50
6.1 Nejistoty související se zpracováním dat a výpočtem rychlosti tání.....	50
6.2 Zhodnocení vlivu vegetace na tání sněhové pokrývky	51
6.3 Návrhy dalšího výzkumu	53
7 Závěr	55
8 Zdroje a literatura.....	56

1 Úvod

Sníh je v našich klimatických podmínkách významnou součástí hydrologického cyklu. Vyskytuje se v zimních měsících, kdy se postupně akumuluje během několika měsíců, a potom v relativně krátké době taje a odtéká do vodních toků. Toto rychlé uvolnění vody akumulované ve sněhové pokrývce do hydrologického cyklu je důležitým zdrojem půdní vláhy v pramenných oblastech. Ovšem při rychlejším tání může dojít ke zvýšení průtoku v řekách a jarním povodním (Hrúbik, Škvarčina, 2006). Přitom povodně patří v Evropě mezi nejrozšířenější a nejničivější přírodní katastrofy. V posledních letech se vyskytují na našem území nejen letní povodně po dlouhodobých deštích, ale také silné a ničivé povodně na lokální úrovni známé jako bleskové, které přicházejí po prudkých deštích (Hrušková, Kyselová 2007). Jarní povodně jsou velmi často způsobené rychlým táním sněhové pokrývky, které je umocněno kapalnými srážkami, prudkým oteplením, větrem a nerovnoměrným uložením sněhu v horských oblastech.

Jarní povodně lze někdy s velkou přesností předvídat a pro zvýšení efektivity předpovědi je důležitá znalost faktorů ovlivňující sněhovou pokrývku v pramenných oblastech. Je třeba znát nejen fyzikální podstatu tání sněhu, ale také faktory ovlivňující jeho akumulaci a prostorovou variabilitu. Fyzickogeografických vlivů působících na akumulaci a tání sněhové pokrývky existuje celá řada. Pro potřeby předpovědi je třeba faktory a zákonitosti přírody zjednodušit a převést do modelů. Přesné předpovědi mohou zachránit nejen majetek, ale především lidské životy.

Tání sněhu a následný odtok tvoří jednu z nejdůležitějších fází hydrologického cyklu v severních oblastech. I přes značný pokrok v poznání a technologiích stále hydrologové nemohou přesně předpovědět maximální průtok v důsledku tání sněhu nebo dokonce množství akumulovaného sněhu v povodích jednotlivých vodních toků. Proces tání sněhu závisí na vzájemné výměně tepla mezi sněhovou pokrývkou a jeho okolím (Bengtsson, 1976).

Terénním výzkumem sněhové pokrývky v horských oblastech, kde je malá četnost meteorologických stanic, lze dosáhnout přesnějších poznatků o množství vody ve sněhové pokrývce. Ovšem i při znalostech množství vody ukryté ve sněhu dochází při předpovědích k chybám. Důvodem může být proces tání a odtoku vody. Proces je zjednodušen pro potřeby srážko-odtokových modelů.

Pro modelování scénářů odtoku vody z tajícího sněhu je třeba vědět nejen zásoby vody ve sněhu, ale také vytvořit časové řady klimatologických prvků, které mají vliv na tání sněhu a jsou v operativní hydrologii snadno dostupné, především teplota vzduchu a srážky.

U srážek je třeba rozlišit jejich skupenství. Sněhové srážky nevstupují do odtoku okamžitě, ale zvyšují zásobu vody ve sněhu, naproti tomu kapalné srážky přímo vstupují do odtoku.

Diplomová práce se zabývá vlivem vegetace na proces akumulace a tání sněhové pokrývky v horských oblastech. Proces je modelován za pomoci metody teplotního indexu (metoda typu degree-day). Výzkumnou oblastí je pramenná část povodí Zlatého potoka v Krušných horách, které je uzavřeno hladinoměrem s podrobným měřením vodního stavu. Od roku 2008 je zde veden terénní výzkum kvantifikující množství a prostorové rozložení sněhu. Výzkum je doplněn o sledování tání sněhu, odtoku vody z povodí a některých meteorologických veličin. Diplomová práce navazuje na dřívější bakalářskou práci autora (Podzimek, 2009).

1.1 Cíle práce

- Zhodnocení teoretických poznatků týkajících se vlivu vegetace na průběh ukládání a tání sněhové pokrývky
- Modelování odtoku vody ze sněhové pokrývky pomocí srážko-odtokového modelu HEC-HMS s využitím metody teplotního indexu
- Zhodnocení modelů a metod použitých při srážko-odtokovém modelování, zhodnocení hydrologické nejistoty

1.2 Struktura práce

V úvodu diplomové práce je řešeršní část, která se zabývá problematikou výběru vhodných hydrologických modelů, popisu srážko-odtokového procesu v přírodě. Dále je podrobně popsána metoda degree-day pro výpočet tání v závislosti na teplotě vzduchu. V druhé části práce se nachází stručná fyzickogeografická charakteristika experimentálního území. Třetí část diplomové práce se zabývá zpracováním dat pro srážko-odtokový model HEC-HMS, nastavením hydrologického a sněhového modelu. Dále je popsán proces kalibrace modelů na obdobích 2009/2010 a 2010/2011. Ve čtvrté části jsou uvedeny výsledky analýz a simulací odtoku vody s různými hodnotami DDF. V poslední části je kritická diskuze nad měřením, zpracováním a analýzou srážko-odtokových simulací.

2 Teoretické poznatky

V této kapitole je stručně popsána podstata sněhové pokrývky a faktory působící na její akumulaci a tání. Dále jsou popsány zákonitosti odtoku vody ze sněhu v krajině. Další část této kapitoly se věnuje srážko-odtokovému procesu a možnostmi jeho modelování, hlavně odtoku vody z tajícího sněhu. V poslední části kapitoly je popsána metoda degree-day a její využití ve výzkumu a v modelování tání sněhu.

2.1 Podstata sněhové pokrývky

Sněhová pokrývka silně ovlivňuje přírodní procesy během zimních měsíců. Dochází ke změně přenosu tepla nejen ve styku sněhové pokrývky a vzduchu, ale svým vysokým albedem odráží sluneční záření, a tím nedochází k prohřívání zemského povrchu pokrytého sněhem, čímž ovlivňuje klima v krajině. Svou přítomností působí jako izolant proti promrznutí půdy nebo minimálně zpomaluje její promrznání (Hříbik, Škvarenina 2006).

Z hydrologického hlediska je sníh velmi významný, jelikož zadržuje vodu během celého zimního období, a potom na jaře odtéká ve velmi krátkém čase. Voda ukrytá ve sněhu je velkým zdrojem podzemních vod nejen jako zdroj pitné vody, ale také jako zdroj vláhy pro rostliny v období jejich největšího růstu během jara (Hrušková, Kyselová 2007).

2.1.1 Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky

Na tvorbu sněhové pokrývky mají vliv klimatické podmínky a meteorologické jevy, například převládající směr větru, množství srážek a teplota vzduchu v zimním období. Mezi další faktory patří geomorfologické vlastnosti území, jako je expozice svahu, sklonitost a průměrná nadmořská výška.

Oblasti s oceánským klimatem dosahují menších výšek sněhové pokrývky, jelikož během zimy dochází k oblevám, kdežto v oblastech s kontinentálním klimatem nejsou oblevy během zimy tak výrazné (Hock, 2003). Menšími oblevami během zimy dochází ke ztenčování zásoby vody ve sněhu, která se poté nepodílí na odtoku během jarního tání (DeWalle, Rango 2008). Vliv na odtok má zralost sněhu, jelikož při přechodu teploty vzduchu do kladných hodnot nejdříve nastává zrání sněhu a až posléze dochází k jeho tání (Singh 2001).

Vegetační pokryv působí na akumulaci tzv. intercepce neboli zachytáváním srážek v korunách stromů. Při sněhových srážkách je projev intercepce silnější než u srážek

kapalných. Je třeba rozlišovat intercepci okamžitou, tedy zachycení sněhu během srážek, a celkovou. Celková je menší, jelikož velká část zachyceného sněhu se dostává na zem vlivem větru nebo roztátím a skapáním na zem při kladných teplotách vzduchu (Hříbik, Škvarenina 2006).

Koruny a větve stromů oslabují sluneční záření, snižují intenzitu výměny tepla v lese mezi ovzduším a sněhovou pokrývkou díky oslabenému proudění vzduchu. To má za důsledek pomalejší tání sněhu v lese než na otevřených plochách. Délka a intenzita tání sněhu pod korunami stromů závisí na druhové skladbě, stáří a hustotě lesa. Hustota lesa může být velmi ovlivněna oběma vlivy, tedy stářím a druhovou skladbou. Starší lesy většinou mají větší hustotu. U druhové skladby je především rozhodující poměr jehličnatých a listnatých stromů. V letech 2003 až 2005 proběhl výzkum v CHKO Pořana vedený Hříbikem a Škvareninou. Ukázal více sněhu během období akumulace v listnatém (zastoupen bukovým lesem) než v jehličnatém lese, avšak sníh v jehličnatém lese taje pomaleji. Důvodem je zastínění vytvořené hustějšími větvemi v jehličnatém lese. Průzkum dále ukázal větší variabilitu výšky sněhové pokrývky v porostech v porovnání s otevřenými plochami (Hříbik, Škvarenina 2006).

Vlivem vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky v povodí Zlatého potoka se zabýval autor této práce již v rámci bakalářské práce. Stejnému tématu se věnuje ve své bakalářské práci Pevná (2010) na povodí Bystřického potoka ležící nedaleko zájmového území. Kde se prokázal výrazný vliv vegetace na tání sněhové pokrývky, sníh tál pomaleji v lese oproti otevřeným plochám. Popisuje vliv intercepce lesa v období akumulace sněhu na začátku zimy, takže sníh se akumuloval rychleji na otevřených plochách.

Vlivem vegetace na ukládání a tání sněhové pokrývky se zabývá ČHMÚ na stanici Dvoračky a v Jizerských horách. Výzkum probíhal v lesním porostu a na mýtině. Ukázala se vyšší vodní hodnota sněhové pokrývky na mýtině než v lese. Při tání se sněhová pokrývka déle držela v lesním porostu (ČHMÚ).

Studie Pobříslové a Kulasové (2000) v Jizerských horách na povodí Uhlířská se zabývala vlivem vegetace na ukládání sněhové pokrývky. I zde probíhalo měření výšky sněhové pokrývky a její vodní hodnoty v lese a na mýtině. V období akumulace sněhu byly vyšší hodnoty naměřeny na mýtině než v lese. Za důsledek byla označována intercepce sněhu v korunách stromů. V období tání se naopak prokázala vyšší vodní hodnota sněhu v lese než na mýtině. Jako důsledkem je v této studii uváděno několik oblev během zimy a mikroklima lesu vzniklé při jarním tání.

Vliv stromů na ukládání sněhu byl zaznamenán výzkumem v Rocky Mountines (Liston, 1998), který se zabýval vlivem vegetace na ukládání a tání sněhové pokrývky. Důvod je v závětrí stromů, ve kterých se vytváří závěje. Sníh se v této lokalitě běžně drží do konce června. Uvolněná voda ze sněhové pokrývky v závějích v závětrí stromů při tání sněhu zvyšuje vlhkost půdy. Tím zabraňuje pronikání světelného záření k půdě, čímž dochází ke zkrácení vegetačního období na tomto území. Zkrácením vegetačního období v závějových plochách za stromy vzniklo střídání pásů stromů a luk kolmých na převládající směr zimních bouří. Výzkumem vlivu vegetace na akumulaci a tání sněhu v Krušných horách se zabývali Taufmannová et al. (2010), Jeníček a Taufmannová (2010).

2.1.2 Odtok vody z tajícího sněhu a jeho tání

Hydrologický cyklus má několik fází, mezi které patří srážko-odtokový proces. Tento proces představuje vypadávání srážek z oblaků, jejich zachytávání zemským povrchem, vegetací, jejich vsakování do půdy, odpařování a odtok do říční sítě v podobě povrchového, hypodermického a podzemního odtoku. K povrchovému odtoku dochází při překročení infiltrační rychlosti nebo retenční schopnosti půdy.

Z hydrologického hlediska je velmi důležitá zásoba vody ve sněhové pokrývce respektive vodní hodnota sněhu. Akumulace sněhové pokrývky probíhá po delší časový úsek než proces jejího tání a následný odtok. Roztátá voda se opět aktivně zapojuje do hydrologického cyklu, proto je nutná znalost vodní hodnoty sněhu, která je základem pro modelování odtoku vody ze sněhu. Vodní hodnotu sněhu, její přírůstek a úbytek lze vyjádřit rovnicí 1 (De Walle, Rango, 2008).

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

kde:

$\Delta SWE = (SWE_{t_2} - SWE_{t_1})$ = změna vodní hodnoty sněhu mezi časem t_1 a t_2

P = přírůstek ze srážek sněhových, kapalných a převátí sněhu větrem

E = úbytek vodní hodnoty sněhu výparem, sublimací a kondenzací

O = odtok vody ze sněhové pokrývky

Během bezsrážkových období probíhá odtok vody pouze z tajícího sněhu, přičemž se denní průměr tání pohybuje okolo 20 mm za den, ale může dosahovat i 70 – 80 mm za den.

V suchých a větrných oblastech může výparem a sublimací sněhová pokrývka ztratit až 10 % své vodní hodnoty za celé zimní období (DeWalle, Rango 2008).

Při tání sněhu dochází ke ztrátám energie ve sněhové pokrývce. Než dojde ve sněhové pokrývce k tání sněhu a odtoku vody musí být uvolněno určité množství vody z tání nebo může být dodáno srážkami. Tímto uvolněním případně dodání vody teplota sněhové pokrývky dosáhne 0°C. Tento jev se nazývá teplotní deficit (cold content) a lze jej vyjádřit rovnicí 2 (DeWalle, Rango,2008):

$$T_c = CC/(P_r+M) \quad (2)$$

kde:

T_c = čas potřebný pro vytvoření teplotního deficitu [h]

CC = teplotní deficit [mm]

P_r = intenzita srážek [mm.h⁻¹]

M = rychlost tání [mm.h⁻¹]

Srážko-odtokové procesy v krajině se řídí rovnicí energetické bilance (rovnice 3). Uvedená rovnice je jedna z možností výpočtu odtoku vody ze sněhové pokrývky. Metoda modeluje odtok vody na rozhraních atmosféra – sníh – půda (DeWalle, Rango 2008). Výpočty některých členů rovnice energetické bilance lze nahradit empirickými rovnicemi, které nahrazují fyzikální vztahy přírodních procesů. Metoda je velmi náročná na množství meteorologických dat (EPA, 2011).

$$Q_m = Q_{nr} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_q \quad (3)$$

Kde:

Q_m = teplo dostupné k tání sněhu [W.m⁻²]

Q_{nr} = radiační bilance [W.m⁻²]

Q_h a Q_e = latentní a turbulentní teplo na rozhraní sníh - atmosféra [W.m⁻²]

Q_p = teplo dodané srážkami [W.m⁻²]

Q_g = teplo dodané půdou [W.m⁻²]

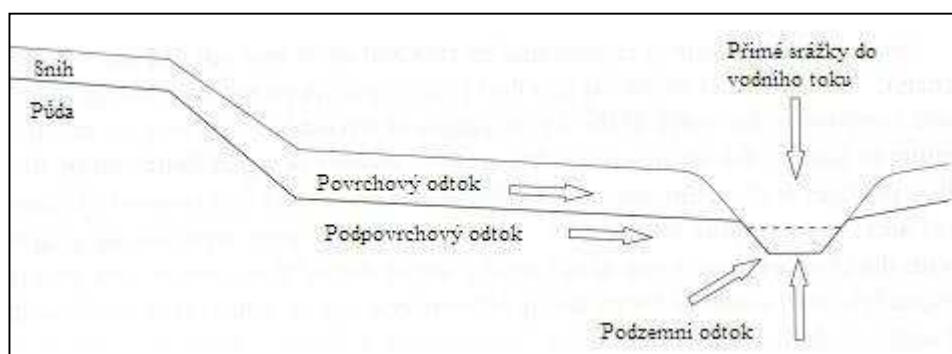
Q_q = změna tepla uvnitř sněhové pokrývky [W.m⁻²]

Stejně jako odtok v letním období, probíhá i odtok v zimě čtyřmi způsoby (viz obr.1):

1. přímé srážky do vodního toku
2. povrchový odtok,
3. podpovrchový odtok
4. podzemní odtok.

V zimě pak závisí poměr mezi jednotlivými složkami odtoku na teplotě, momentálních srážkách a promrznutí půdy.

Obr. 1: Schéma odtoku vody ze sněhu a srážek (DeWalle, Rango 2008).



1. Přímé srážky do vodního toku se okamžitě účastní odtoku a mohou jimi být jak kapalné tak sněhové srážky. Tento proces probíhá, dokud není vodní tok zcela zamrzlý. Poté se začne tvořit sněhová pokrývka. Běžně je význam tohoto odtoku minimální, jelikož závisí na pokrytí povodí vodní hladinou (obvykle menší než 1 % rozlohy povodí). Rozdíl nastává v případě velkého pokrytí povodí rašeliništěm, močály a bažinami. V těchto případech význam přímých srážek dopadajících na vodní hladinu roste v závislosti na rozloze vodních útvarů (De Walle, Rango, 2008).
2. Povrchový odtok vody je důsledek překročení infiltrační rychlosti nebo retenční kapacity půdy srážkami nebo vodou z tajícího sněhu. Tato přebytečná voda, která se neinfiltroje do půdy, odtéká po povrchu do vodního toku. Z větší míry se podílí na povrchovém odtoku voda ze srážek než z tajícího sněhu, jelikož rychlost tání je menší než množství spadlých srážek za stejný časový úsek. Nejčastěji se povrchový odtok vytváří na kompaktních půdách s nízkou propustností. Další příčinou vzniku může být promrznutí půdy nebo přítomnost ledu v pórech ve svrchní části půdy (De Walle, Rango, 2008).
3. Podpovrchový odtok je definován jako voda ze srážek a z tajícího sněhu rychle proudící ve svrchní vrstvě půdy. Rychlost vody je velmi ovlivněna množstvím a velikostí pórů. Infilovaná voda z roztátého sněhu může také zapůsobit svým tlakem

na vodu, která je již v půdě infiltrována a vytlačit ji do vodního toku, takovému procesu se říká „translatory flow“.

4. Podzemní odtok vody ze sněhu nebo ze srážek teče póry v půdě ve směru tlakového gradientu a gravitace. Infiltrovaná voda doplňuje zásoby podzemní vody. Výška hladiny podzemní vody se zvyšuje během události a určitý čas po skončení události (deště, tání sněhu). Snížením propustnosti ve svrchní vrstvě půdy může proces napájení podzemní vody trvat i několik měsíců až let. Tak dlouho trvá, než srážky po vsáknutí dosáhnou vodního toku. Delší období dešťů nebo tání sněhové pokrývky způsobí nasycení půdy vodou, a tím udržuje bazální odtok i zásoby podzemní vody během letních období, kdy je sníh plně roztátý.

V případě, kdy voda ze sněhu taje na zamrzlé nepropustné půdě, dochází k povrchovému odtoku nebo ke tvorbě povrchových kaluží vody. Při malé nebo nulové infiltraci odtéká velký objem vody za velmi krátký čas. Hlavně v arktických nebo horských oblastech, kde je zmrzlá půda nebo permafrost. Tento velký a rychlý odtok způsobuje velké kulminační průtoky během jarního období tání sněhu. Pro předpověď odtoku vody ze sněhu je třeba znát stupeň promrznutí půdy a její infiltrační schopnosti.

2.2 Metoda degree-day

Hydrologové se snaží modelovat srážko-odtokové procesy pro jejich pochopení již odedávna, ale teprve s rozvojem výpočetních technologií v 80. letech modelování dostává velký význam, ať už jako nástroj pro operativní předpovědi nebo návrhové účely. Modely se dají klasifikovat jednak podle účelu aplikace na modely používané v operativní hydrologii, modely aplikované pro návrhovou a projekční činnost v oblasti vodního hospodářství a na modely využívané ve výzkumu (Jeníček, 2005).

V dnešní době se používají dvě možnosti jak modelovat odtok vody z tajícího sněhu, a to metodou degree-day nebo pomocí metody energetické bilance. Lars Bengtsson (1976) ve své práci *Snowmelt estimated from energy budget studies* uvádí že, jediný přesný způsob výpočtu množství roztátého sněhu je metodou energetické bilance. Nicméně přes množství různých procesů, které ovlivňují přenos tepla do sněhové pokrývky, je obvykle používána metoda degree-day. Množství roztátého sněhu za jeden den pak teoreticky vychází jako násobené zvýšení hodnoty DDF (dále jen DDF) o rozdíl mezi kritickou teplotou vzduchu

a denní průměrnou teplotou vzduchu. Kritická teplota vzduchu má velký vliv na výpočet rychlosti tání sněhové pokrývky touto metodou. Avšak nejdůležitějším faktorem je stanovení hodnoty DDF. Při stanovení této hodnoty by se měla zohlednit klimatická situace zkoumaného území z pohledu závislosti na slunečním záření, oblačnosti, rychlosti větru, vlhkosti vzduchu a vlivu lesního porostu (hustota zastínění).

Základní smysl této metody vychází z rovnice energetické bilance, která je jednak upravená pro výpočet časového kroku a ne jen celkové množství odtátého sněhu z povodí. V této rovnici byly faktory slunečního záření, oblačnosti, rychlosti větru, vlhkosti vzduchu vstupující do ní nahrazeny hodnotou degree-day faktoru. Bengtsson (1976) velmi podrobně popisuje odvození rovnice degree-day (rovnice 4) z celkového vztahu pro bilanci energie ve sněhové pokrývce (rovnice 3). Z této rovnice je evaporace zanedbána pro její malý vliv na celkové množství sněhové pokrývky. Výzkum ukázal, že vypařování se zapojilo až v období tání sněhu. Během této doby se vypařilo 8 mm z vodní hodnoty sněhu, což k celkovému množství bylo zanedbatelné. Kondenzace vodních par, které se připojí ke sněhové pokrývce, se pohybuje v rozmezí od 0,07 mm do 0,2 mm za měsíc, takové malé množství je také zanedbatelné. Přenos tepla mezi vzduchem a sněhovou pokrývkou je závislý na rozdílu teplot mezi nimi a také na proudění větru. Po většinu zimního období je teplota vzduchu pod bodem mrazu a nedochází k přenosu tepla. Až v období tání dosahuje kladných hodnot a působí na tání sněhové pokrývky. Do výpočtu rychlosti tání sněhové pokrývky vstupuje v podobě průměrné denní teploty vzduchu T_a , která se tak může upravit do dalších výpočtů. Takže i přenos tepla byl zanedbán v metodě degree-day. Výpočet DDF je závislý jen na koeficientu lesního porostu (hustota zastínění). Empiricky odvozený vztah (rovnice 4) tak nejvíce závisí na teplotě a DDF (DeWalle, Rango, 2008).

$$M = (DDF) (T_a - T_b) \quad [\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}] \quad (4)$$

kde:

M = odtok vody [$\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$]

DDF = degree-day faktor [$\text{mm}^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$]

T_a = průměrná denní teplota vzduchu [$^\circ\text{C}$]

T_b = kritická teplota vzduchu [$^\circ\text{C}$]

Pro použití modelu degree-day je třeba ze všeho nejdříve si stanovit okrajové podmínky. Nejdůležitější je stanovení kritické teploty vzduchu, při které začíná sníh tát,

takže pokud je denní teplota vzduchu vyšší, než kritická dochází k úbytku vodní hodnoty sněhu. Tato hodnota se může pohybovat od 0°C až k hodnotám kolem 0,8°C (Hock, 2003). Může být operativně upravena během výpočtu směrem nahoru až o jeden stupeň Celsia v nenasyčených podmínkách v závislosti na teplotě rosného bodu (EPA, 2011). Pokud je teplota vzduchu pod kritickou hranicí, srážky jsou považovány za sněhové a zvyšují vodní hodnotu sněhu (Feldman 2009).

Singh a Singh (2001) uvádějí, že je třeba uvažovat v horských oblastech s teplotním gradientem a nadmořskou výškou. Zkoumanou oblast je proto nutné rozdělit do několika výškových pásem a teplotu vzduchu měřit v nejnižší zóně. Pro následující pásma se odčítá teplotní úbytek (gradient) odpovídající změně nadmořské výšky.

Dalším důležitým faktem je, že vodní hodnota sněhu nikdy nemůže nabývat záporných hodnot. Velikost vodní hodnoty sněhu je vždy závislá na hodnotě z předešlého dne, zvýšená o přírůstek sněhu a snížena o úbytek tání. Počáteční vodní hodnota sněhu je na počátku zimy vždy nula (Šmídl et al, 2010).

Průměrnou denní teplotu vzduchu lze vypočítat jako průměr maximální a minimální denní teploty vzduchu nebo jako průměr hodinových teplot vzduchu. Alternativou je možnost použití pro výpočet pouze denní hodinové teploty vzduchu nebo použití pouze teploty vzduchu nad bodem mrazu (DeWalle, Rango 2008).

Hodnota DDF se pohybuje okolo 1 až 8 mm°C⁻¹.d⁻¹. Pro nejjednodušší a přesný výpočet hodnoty DDF pro určité území lze využít vzorec 4 a při znalosti celkového odtoku vypočítat hodnotu DDF. Avšak podstata je vypočítat odtok vody ze sněhu pomocí DDF a nikoliv obráceně. DeWalle a Rango (2008) uvádějí empirický vztah vyjadřující DDF v závislosti na hustotě sněhu (rovnice 5).

$$\mathbf{DDF = 1,1 (\rho_s/\rho_w)} \quad \mathbf{(5)}$$

kde:

DDF = degree-day faktor [mm.°C⁻¹.d⁻¹]

ρ_s = hustota sněhu [kg. m⁻³]

ρ_w = hustota vody = 10³ [kg. m⁻³]

Tento velmi zjednodušený vztah poukazuje na vzestupnou tendenci během období tání sněhu, jelikož během tání dochází ke zrání sněhové pokrývky a zvyšování její hustoty. Někteří autoři dále rozvíjeli tento vztah a upravovali pro potřeby modelování. Kuusisto

(1980) uvádí, že DDF je určující hodnota pro úbytek vodní hodnoty sněhu. Její správné určení je rozhodující pro přesnost modelu. Na hodnotu DDF má vliv, zda se jedná o volný prostor či les, jaká je skladba vegetace, hustota sněhu, rychlost a směr převládajících větrů a reliéf terénu. Rozdílné hodnoty vykazuje také za jednotlivá období pro stejnou lokalitu. Obecně se dá říci, že větších hodnot nabývá faktor na volném prostranství a na svazích vystavených slunečnímu záření. Naopak v místech, která jsou zastíněna, vykazuje faktor nižší hodnoty (Kuusisto, 1980). Ve své práci udává vztah pro výpočet DDF, který rozlišuje tání a akumulaci sněhové pokrývky na otevřených plochách a v lesním porostu (rovnice 6,7).

$$\text{Pro otevřené plochy: } \mathbf{DDF = 1.04 \cdot (\rho_s / \rho_w) - 0,07} \quad (6)$$

$$\text{Pro les: } \mathbf{DDF = 1,96 \cdot (\rho_s / \rho_w) - 0,239} \quad (7)$$

Z tohoto vztahu jasně vyplývá vliv lesa, který byl již popsán v předchozí kapitole 2.1.1.

Dále Kuusisto (1980) vytvořil rovnici výpočtu DDF v závislosti na hustotě vegetace respektive na hustotě zastínění větvemi stromů (rovnice 8).

$$\mathbf{DDF = 2,92 - 0,0164 \cdot C_C} \quad (8)$$

kde

C_C = podíl pokrytí korunami stromů

Pro jehličnaté lesy je tento podíl v rozmezí od 0,1 do 0,7. Další faktory ovlivňující DDF jsou popsány v tabulce 2.

Teplotní faktor se během srážkového období zvyšuje, což také popisuje Singh a Singh (2001) v rovnici 9. Ta odstraňuje vedlejší efekt DDF tání způsobené deštěm.

$$\mathbf{DDF = DDF' + 0,0126 \cdot P} \quad (9)$$

Kde

DDF = s vlivem srážek

DDF' = bez vlivu srážek

P = úhrn srážek

Do dalších výpočtů mohou srážkový úhrn a takto modifikovaný teplotní faktor vystupovat odděleně. Vliv dešťových srážek na teplotní index pro les a otevřená prostranství jsou znázorněny v tabulce 1.

Tab. 1: Vliv dešťových srážek na DDF pro les a otevřená prostranství (Singh, Singh 2001).

Srážkový úhrn	DDF pro les [mm .C ⁻¹ .den ⁻¹]	DDF pro otevřené plochy [mm .C ⁻¹ .den ⁻¹]
0 - 1	3,21	2,16
1 - 10	3,33	2,33
10 a více	3,38	2,79

Tab. 2: Faktory ovlivňující DDF (DeWalle, Rango 2008).

Faktor	Příčina	Odezva DDF
Sezónní vliv	Klesání teplotního deficitu a albeda, zvyšuje se krátkovlnná radiace	DDF se zvyšuje během akumulace a tání
Lesní porost vs. otevřená plocha	Stínění a ochrana proti větru lesním porostem	DDF se snižuje a menší variabilita v lese oproti otevřeným plochám
Reliéf	Rozdíly v dopadajícím krátkovlnném záření a expozice vůči větru	DDF je větší na jižních a na návětrných stranách
Pokrytí sněhovou pokrývkou	Různé pokrytí sněhovou pokrývkou v povodí	DDF se snižuje v celém povodí v závislosti na snižování pokrytí povodí sněhovou pokrývkou
Znečištění sněhové pokrývky	Prach a suť snižují albedo sněhu	DDF se zvyšuje
Děšť	Vysoká vlhkost zvyšuje kondenzační energii, srážky přinášejí teplo a oblačnost snižuje sluneční záření	DDF se snižuje během deště a oblačnosti, samotné srážky DDF zvyšují.
Ledovec vs. sněhová pokrývka	Ledovec má nižší albedo než sníh	DDF je vyšší pro ledovcové povodí
Další meteorologické podmínky pro stejnou teplotu	Větší míra tání při vyšší rychlosti větru, radiaci nebo vlhkosti vzduchu pro stejnou teplotu	DDF je vyšší s větší mírou tání při stejné teplotě
Maximální denní teplota vzduchu použita pro T_a	V případě vysoké T_a a celkového DDF	DDF nižší přibližně o polovinu denní DDF pro průměrnou teplotu
Průměrná kladná nebo denní teplota použita pro T_a	V případě vysoké T_a a celkového DDF	DDF je menší než DDF pro průměrnou denní teplotu

V horských oblastech subtropů a tropů s vysokou sublimací lze očekávat výrazně nižší hodnoty DDF, kvůli vysoké intenzitě sluneční radiace (Hock, 2003). Vliv radiace slunečního záření na hodnotu DDF se pokusil zachytit Beven (2001) ve vztahu pro výpočet DDF, kde vystupuje radiace slunečního záření a latentní teplo tání (rovnice 10). Další vlivem na hodnotu DDF může být vítr a to především údolní vítr typu föhn nebo chinook.

$$\mathbf{M} = (\mathbf{DDF}) (\mathbf{T}_a - \mathbf{T}_b) \cdot (\mathbf{R}_n / \lambda_m) \quad [\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}] \quad (10)$$

kde

\mathbf{R}_n = radiace slunečního záření [$\text{W} \cdot \text{m}^2$]

λ_m = Latentní teplo tání [$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$]

Další možnost, jak lze pomocí DDF vypočítat odtok vody ze sněhu, je uvedena v rovnici 11 (Hock, 2003).

$$\sum_{i=1}^n \mathbf{M} = \mathbf{DDF} \sum_{i=1}^n \mathbf{T}^+ \Delta t \quad (11)$$

kde:

\mathbf{M} = množství roztátého sněhu nebo ledu během n dní [mm]

\mathbf{DDF} = hodnota DDF [$\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$]

\mathbf{T}^+ = suma teplot během n dní [$^\circ\text{C}$]

Δt = suma dní kdy teplota překročila bod tání [d]

Metoda degree-day je velmi spolehlivá při použití dlouhých časových období. Avšak její přesnost s délkou časového kroku pro jednotlivé výpočty klesá. Dalším aspektem, kde se vyskytuje chyba při modelování, je prostorová variabilita sněhové pokrývky. Chyba se zvětšuje se zvětšující se variabilitou sklonitosti svahů, zastíněním a expozicí svahů vůči světovým stranám. Tyto chyby se více projevují v horských oblastech. Běžně se při použití této metody počítá s denním krokem, ale může se počítat i s hodinových nebo měsíčním časovým intervalem (Hock 2003). Avšak kratší časové intervaly než 24 hodin mají velkou nepřesnost pro rozdílnou rychlost tání během dne a noci (DeWalle, Rango 2008).

2.3 Využití metody degree-day ve výzkumu a v modelování tání sněhu

Metoda degree-day je ze své podstaty přímá úměra mezi táním sněhu a teplotou vzduchu. Díky této jednoduchosti je to jedna z nejvíce používaných metod pro modelování tání sněhové pokrývky. Navzdory své jednoduchosti je ve srovnání s metodou energetické bilance stále nejlepším nástrojem pro modelování tání sněhu. Metoda degree-day byla použita jako distribuční faktor na území Kassjöån ve středním Švédsku (Duwal 2010). Model degree-day zde byl použit k analýze efektu zvyšování teploty na akumulaci sněhu a tvorbu odtoku. Výsledky modelu ukázaly, že se zvyšující se teplotou vzduchu dochází ke snižování akumulace sněhu, a tím ke zvýšení odtoku vody z povodí. Největší nejistoty modelu pramení z proměnných veličin, zpracování modelu a ze vstupních dat. Lineární závislost vypočítala, že na teplotě nemusí plně záviset fyzikální procesy spojené s modelováním sněhu. Pro další vývoj a pro větší pochopení procesů, které ovlivňují tání sněhu, musí být model ověřený na dalších událostech a na jiných povodích.

Hock (2003) ve svém výzkumu popisovala, že hodnota DDF se zvyšuje se vzrůstající nadmořskou výškou (zvyšuje se přímá sluneční radiace) a s poklesem albeda. DDF je pro sníh nižší než pro ledovce, právě kvůli vyššímu albedu sněhu. Hodnota DDF byla naměřena na dvou Grónských ledovcích o 60 % vyšší než u sněhu a u Skandinávských ledovců o 30 % vyšší než u sněhu. Rozdíl by mohl být důsledkem nižšího albeda a vyšší průměrné teploty vzduchu na Skandinávských ledovcích oproti Grónským.

Ve výzkumu Federera et al. (1972) prováděném na severovýchodě USA byl odvozen DDF pro otevřené plochy v rozmezí od 4,5 do 7,5 $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$. Lesní porost byl rozdělen na listnaté a jehličnaté lesy. Pro listnaté uvádí DDF 2,7 – 4,5 $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ a pro jehličnaté lesy vychází DDF mnohem nižší, v rozpětí 1,4 – 2,7 $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$.

Bengtsson (1976) ve svém výzkumu porovnával výpočet rychlosti tání sněhové pokrývky metodami energetické bilance a degree-day. Výzkum byl veden v oblasti Kiruna (tři zimní období) a Luleå (čtyři zimní období). Celkové výsledky za celé období jsou velmi uspokojivé, ale pokud se rychlost tání počítá v denních časových krocích, vykazuje model značnou míru odchylky od terénního měření tání sněhové pokrývky a odtoku vody. Ve výpočtu panuje velká shoda mezi oběma metodami. Metoda degree-day ukazuje na rychlejší tání na počátku období tání a pomalejší tání na konci období tání. Tento rozdíl může být způsoben prodlužováním části dne, kdy dopadá na sníh sluneční záření. Dalším vlivem může být snížení albeda sněhu důsledkem jeho zrání.

Při výzkumu v povodí Uhlířská v lokalitě Tomšovka prováděný Šmídlem et al. (2010), byla stanovena hodnota kritické teploty vzduchu na $+1^{\circ}\text{C}$. Pro model byla použita data celkového denního úhrnu srážek a denní teploty vzduchu. Kvůli velké variabilitě faktorů ovlivňujících hodnotu DDF a velkým rozdílům během třech zkoumaných zimních období, byla stanovena hodnota DDF pro každou zimu zvlášť. Tak, aby modelované tání sněhu skončilo ve stejný den, jako byl naměřen konec tání sněhové pokrývky v terénu. Za ukončení tání sněhu byla považována vodní hodnota sněhu rovna 0 mm. Pro zimní období 2006/07 byla hodnota DDF $1,8 \text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}^{-1}$, pro zimu 2007/08 $1,3 \text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}^{-1}$ a pro zimní období 2009/10 byla stanovena hodnota DDF $2,7 \text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}^{-1}$. Model správně simuloval rostoucí a klesající průběhy vodní hodnoty sněhu, avšak nedokázal vystihnout náhle epizody ve změně vodní hodnoty sněhu. Musela být provedena bilance, jelikož v některých případech došlo k podhodnocení či nadhodnocení vodní hodnoty sněhu modelem.

V rámci přírodovědecké fakulty UK probíhá výzkum na povodí Bystřického potoka v Krušných horách. Výsledky výzkumu tání sněhu v této lokalitě shrnul ve své bakalářské práci Hasa (2010). Z denních průměrů průtoků a teploty vzduchu byly odvozeny hodnoty DDF pro jarní období let 2009 a 2010. Pro rok 2009 byla vypočítána hodnota DDF faktoru $1,4 \text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}\cdot\text{den}^{-1}$ a pro rok 2010 $1,48 \text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}\cdot\text{den}^{-1}$. V této případové studii byl použit denní krok pro výpočet rychlosti tání sněhu, který se ukázal jako nevýhodný. Metoda předpokládá nulovou odtokovou bilanci na konci každého dne, kdežto povodí reaguje na odtok s určitým časovým zpožděním. Byla zde zmíněna myšlenka odstranění této chyby použitím klouzavého průměru teploty vzduchu. Byl zmíněn problém při výpočtu průměrné denní teploty, kdy se mohlo stát, že teplota byla během noci pod bodem mrazu a během dne v kladných hodnotách a docházelo k tání sněhu. Model nereagoval, protože průměrná teplota byla pod kritickou hodnotou. Dále z výzkumu vychází nepřesnost modelu pramenící ve variabilitě intenzity tání, která není ve všech bodech stejná. Model se tak dopouští nepřesnosti, jelikož předpokládá intenzitu tání ve všech bodech stejnou.

Výsledek výzkumu na stejné lokalitě zveřejnila Kutláková (2010) v rámci diplomové práce. Uvedla, že velkým zatížením nejistoty je hodnota DDF, která zde byla odvozena jak pro srážková, tak bezesrážková období. Hodnota se měnila v závislosti na vegetačním pokryvu a sezónních strukturách sněhové pokrývky. Hodnota dosahovala od $1 \text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}\cdot\text{den}^{-1}$ do $8 \text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}\cdot\text{den}^{-1}$. Jako další nejistoty uvádí parametry PX Temperature (teplota rozlišující mezi kapalnými a pevnými srážkami), Wet Meltrate (teplotní index tání ve srážkové období) a Groundmelt (intenzita tání způsobená kladnou teplotou povrchu). Důvodem je špatné

vystižení prostorové a časové variability, jelikož se zadávají pro celé povodí a po celou dobu simulace zůstávají neměnné. Dále uvádí jako nevýhodu metody použití denního časového kroku, přičemž časová odezva na vnější podnět může být rychlejší. Ve všech simulovaných případech se ukázala skutečnost problému využití průměrné denní teploty vzduchu společně s konstantní hodnotou teplotního indexu. Proto je simulace denního chodu tání označena jako nedostatečná.

Model degree-day poskytuje představu o vývoji vodní hodnoty sněhové pokrývky, kterou lze ověřit terénním měřením sněhové pokrývky nebo automatickým měřením v povodích. Avšak model nenahrazuje terénní nebo automatické měření vodní hodnoty sněhu, což neprokázaly ani přesnější energetické modely. Model lze snadno využít pro jednoduchost získání vstupních hodnot. Nevýhodou zůstává, že se model musí pro každé zimní období a pro každou lokalitu zvlášť kalibrovat. Model hůře popisuje náhlé epizody i přes přesné vypočítání DDF a nakalibrování modelu pro danou lokalitu. Další nevýhodou je nepřesný výpočet rychlosti tání sněhu v obdobích, kdy se teplota vzduchu pohybuje okolo kritické teploty vzduchu. S tím souvisí i další problém, kdy model nepřesně určuje ve srážkových obdobích, jestli se jedná o srážky dešťové nebo o srážky sněhové. Dalším problémem je definice charakteru srážek, která vychází pouze z průměrné denní teploty vzduchu. Tak se může stát, že v části dne, kdy jsou zaznamenány srážky, může být aktuální teplota vzduchu nad nebo pod kritickou teplotou vzduchu. Model nepočítá s případem, kdy je průměrná denní teplota pod kritickou teplotou vzduchu, ale část dne může být aktuální teplota nad kritickou teplotou vzduchu a dochází tedy k odtávání. Takovou situaci, kdy je průměrná denní teplota vzduchu těsně pod kritickou teplotou vzduchu vyhodnotí model jako den, kdy nedochází k odtávání (Šmídl et al. 2010).

Hrušková a Kyselová (2007) vedly výzkum v modelování možných scénářů odtoku z tajícího sněhu v povodí horního Hronu. Z jejich výzkumu vyplývá zřetelný vliv počáteční vodní hodnoty sněhové pokrývky a srážek na velikost kulminace a objem odtokové vlny. Teplota vzduchu má veliký význam pro počátek samotného tání sněhové pokrývky. Největším problémem se ukázaly scénáře s nejvyššími hodnotami jednotlivých dat o teplotách, srážkách a vodní hodnotě sněhu. Problémy nastávaly také při vysokých teplotách vzduchu (okolo 6°C), vysokých šestidenních úhrnech srážek a nižší počáteční vodní hodnoty sněhové pokrývky. Výskyt chyby při výpočtu rychlosti tání sněhové pokrývky nastal také při nízkém úhrnu srážek, vysokých teplotách vzduchu a vysoké počáteční vodní hodnotě sněhové pokrývky.

Lundberg a Beringer uvedli výzkum z Aljašky z lokality Ivotuk z roku 2000, kde porovnávali rychlost tání sněhu v lese, v křovinách a na otevřených plochách. Pro každý krajinný pokryv vypočetli DDF. Pro lesní lokality byla hodnota DDF vypočtena na 3,44 mm.°C.den⁻¹, křoviny 4,14 až 8,2 mm.°C.den⁻¹ a pro otevřené plochy 4,84 až 5,3 mm.°C.den⁻¹. Dospěli k rozdílné době tání v jednotlivých typech krajinného pokryvu. Nejrychleji tál sníh v křovinách, oproti lesu o 13 dní. Výsledky tohoto výzkumu nelze přímo aplikovat na naše podmínky, vzhledem rozdílné zeměpisné šířce. Lze porovnávat prostorovou variabilitu a vliv slunečního záření na hodnotu DDF.

Výzkumem tání sněhu se také zabýval Martinec (1960) v oblasti Kvildy (Šumava) a Modrého dolu (Krkonoše). Pro výpočet rychlosti tání sněhu použil metodu degree-day pro modelování dvou zimních období 1957/58 a 1958/59. Hodnota DDF se během zkoumaného období zvyšovala v závislosti na zrání sněhu a zvyšování jeho hustoty. Dále byla zjištěna závislost rychlosti větru na hodnotě DDF.

Další výzkumy s použitím metody degree-day shrnula do tabulky Hock (2003). Tyto výsledky výzkumů byly doplněné o další hodnoty DDF a znázorněny v tabulce 3.

Tab. 3: Tabulka hodnot DDF (Hock, 2003).

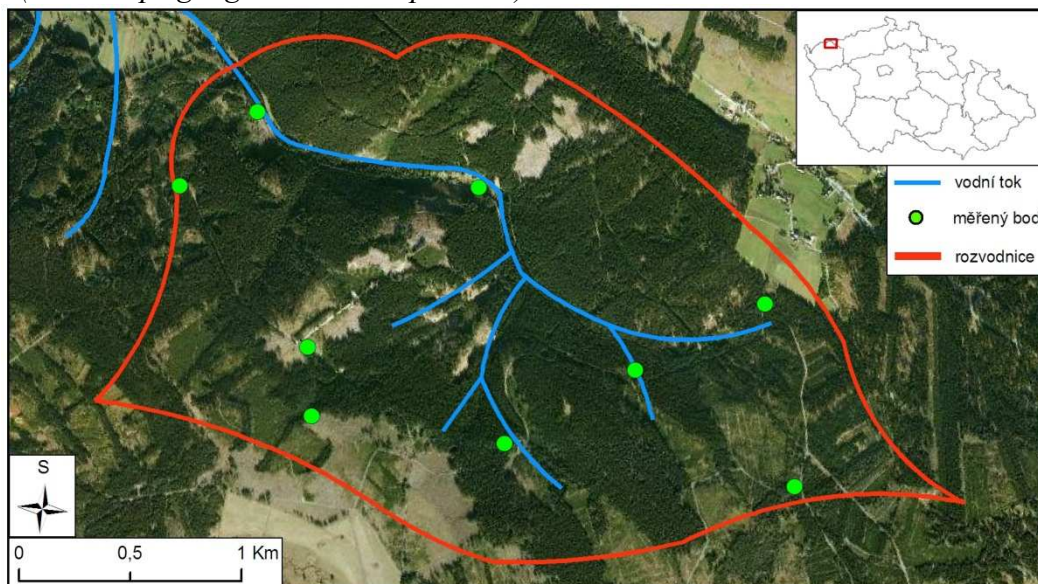
Území	DDF sníh	DDF ledovec	Zeměpisná šířka	Nadmořská výška (m n.m.)	Období	Zdroj
Glaciers						
Alps/New Zealand/America						
Aletschgletscher (Switzerland)	5.3		46°27'N	3366	3 Aug–19 Aug 1973	Lang, 1986
		11.7		2220	2 Aug–27 Aug 1965	Lang, 1986
Morenoglacier (Argentina)		7.1	50°28'S	330	12 Nov 1993–1 Mar 94	Takeuchi et al., 1996
John Evans Glacier (Canada)	5.5		79°40'N	260	27 Jun–29 Jun 1996	Arendt and Sharp, 1999
	4.1			820	19 Jun–14 Jul 1996	Arendt and Sharp, 1999
	3.9			820	23 May–1 Jul 1998	Arendt and Sharp, 1999
	3.9			1180	25 Jun–19 Jul 1996	Arendt and Sharp, 1999
	2.7			1180	31 May–19 Jul 1998	Arendt and Sharp, 1999
		7.6		260	4 Jul–16 Jul 1996	Arendt and Sharp, 1999
		8.1		820	15 Jul–19 Jul 1996	Arendt and Sharp, 1999
		5.5		820	2 Jul–19 Jul 1998	Arendt and Sharp, 1999
Scandinavia						
Spitzbergen						
Iceland						
Alfotbreen (Norway)	4.5a	6.0a	61°45'N	850–1400 1961–1990		Laumann and Reeh, 1993
Hellstugubreen (Norway)	3.5a	5.5a	61°34'N	1450–2200	1961–1990	Laumann and Reeh, 1993
Nigardsbreen (Norway)	4.0a	5.5a	61°41'N	300–2000	1961–1990	Laumann and Reeh, 1993
	4.4a	6.4a			1964–1990	Johannesson et al., 1995
Storglaciären (Sweden)	3.2		67°55'N	1550	5 Jul–7 Sep 1993	Hock, 1999
		6.0		1370	5 Aug–12 Aug 1993	Hock, 1999
		6.4		1370	19 Jul–27 Aug 1994	Hock, 1999
		5.4		1250	9 Jul–4 Sep 1994	Hock, 1999
Vestfonna (Spitzbergen)		13.8b	80°N	310–410	26 Jun–5 Aug 1958	Schytt, 1964
Satujoökull (Iceland)	5.6a	7.7a	65°N	800–1800	1987–1992	Johannesson et al., 1995

Území	DDF sních	DDF ledovec	Zeměpisná šířka	Nadmořská výška (m n.m.)	Období	Zdroj
Himalaya						
Dokriani Glacier	5.9		31°45'N	4000	4 Jun–6 Jun 1995	Singh and Kumar, 1996
	5.7	7.4		4000	4 days (1997–98)	Singh et al., 2000a,b
Glacier AX010	7.3	8.1	27°45'N	4956	Jun–Aug 1978c	Kayastha et al., 2000a
	8.7	8.8		5072	Jun–Aug 1978d	Kayastha et al., 2000a
	11.6			5245 1	Jun–31 Aug 1978	Kayastha et al., 2000a
Khumbu Glacier		16.9	28°00'N	5350	21 May–1 Jun 1999	Kayastha et al., 2000b
Rakhiot Glacier		6.6	35°22'N	3350	18 Jul–6 Aug 1986	Kayastha et al., 2000b
Yala Glacier		9.3	28°14'N	5120	1 Jun–31 Jul 1996e	Kayastha, 2001
		10.1		5270	1 Jun–31 Jul 1996e	Kayastha, 2001
Greenland						
Thule Ramp		12.0b	76°25'N	570	Jul 1954	Schytt, 1955
		7.0b		570	Aug 1954	Schytt, 1955
Camp IV-EGIGf		18.6	69°40'N	1013	Melt season 1959	Ambach, 1988a
Qamanarssup sermia	2.8a	7.3a	64°28'N	370–1410	1979–1987	Johannesson et al., 1995
		8.2		790	512 days (1980–86)	Braithwaite, 1995
Nordboglacier		7.5	61°28'N	880	415 days (1979–83)	Braithwaite, 1995
Kronprins Christian Land		9.8	79°54'N	380	8 Jul–27 Jul 1999	Braithwaite et al., 1998
Hans Tausen Ice Cap		5.9	82°49'N	540	2 Jul–5 Aug 1994	Braithwaite et al., 1998
Non-glaciated sites						
Gooseberry Creek, Utah	2.5		~38°N	2650	23 Apr–9 May 1928	Clyde, 1931
Weissfluhjoch	4.5		46°48'N	2540	Snowmelt season	Zingg, 1951
3 basins in USA	2.7–4.9				Several seasons	Corps of Engineers, 1956, p. 243
Former European USSR	5.5	7.0		1800–3700		Kuzmin, 1961, p. 117
12 Sites in Finland	2.8–4.9		~60–68°N		1959–1978	Kuusisto, 1980
Povodí Uhlířská	1,8				2006/2007	Šmídl et al, 2010
	1,3				2007/2008	Šmídl et al, 2010
	2,7				2009/2010	Šmídl et al, 2010

3 Fyzickogeografická charakteristika povodí Zlatého potoka

Experimentální povodí Zlatého potoka se nachází v západní části Krušných hor (obr. 2), několik kilometrů severozápadně respektive západně od nejvyššího vrcholu Klínovce a cca 3 km západně od obce Boží Dar. Hydrologické charakteristiky povodí jsou uvedeny v přehledové tabulce 4.

Obr. 2: Fotometrická mapa zájmového území s vyznačenými body měření výšky sněhu a SWE (www.maps.google.cz, 2009, upraveno).



Povodí Zlatého potoka se řadí ke Klínovecké vrchovině a svým charakterem odpovídá nejvyšším partiím Krušných hor. Údolí má zlomový původ a zařezává se směrem k západu, kde je rozdíl mezi vrcholky a vodním tokem až 239 m. Nadmořská výška je od 767 m u hladinoměru v západní části povodí až ke 1035 m na východě v pramenné oblasti. Průměrná nadmořská výška je 927 m. Sklonitost se zvyšuje od východu, kde jsou hlavně rovinné plochy okolo 5°, k západu kde svahy dosahují až 40°.

Většinu území povodí Zlatého potoka tvoří paleozoické fraunbašské souvrství tvořené chloriticko-seritickými fylity místy s ambitem, hojným sekrečním křemenem nebo grafitem. Na jihu do povodí zasahuje terciární nefelinit. Údolí je tvořeno kvarténními aluvii a splachy. Podél údolí je několik zlomů zakrytých kvarténními sedimenty (MŽP 2009).

V Krušných horách se převážně vyskytují horské humusové a kambizemní podzoly ležící na silikátových podkladech. Na povrchu půd se hromadí značné množství surového humusu (Neühaslová, 1998). Na území povodí Zlatého potoka převažují modální kryptopodzoly a podél vodních toků lze najít zrašelinělé gleje. Na západní straně povodí

se nacházejí glejové a mesické organozemě, zrašelinělé podzoly a antrozemě (AOPK ČR, 2005).

Celkový roční úhrnu srážek je cca 1200 mm, v zimní období dosahuje 300 mm. Průměrná roční teplota v okolí povodí Zlatého potoka se pohybuje okolo 5 °C, lednový průměr je -3 °C a v červenci je průměr 11 °C. Průměrná roční rychlost větru činí 8,8 m.s⁻¹ a průměrná rychlost větru v zimě je 6 m.s⁻¹ (Tolasz, 2007).

Podrobnější popis fyzickogeografických charakteristik povodí Zlatého potoka popisoval Podzimek (2009).

Tab. 4: Hydrologická charakteristika povodí (Zdroj: DMU 25, vlastní zpracování).

Hydrologické charakteristiky povodí	Povodí Zlatého potoka
Rozloha povodí	5,6 km ²
Délka rozvodnice	10 km
Úhrnná délka toků	5,4 km
Nejvyšší kóta	1035 m n. m.
Nejnižší kóta	767 m n. m.
Průměrný sklon povodí	11°
Vzdálenost mezi nejvyšší kótou a hladinoměrem	3 km
Nejdelší kolmý profil	2,4 km
Délka toku	3 km

4 Materiály a metody

V této kapitole je popsáno měření dat v terénu a jejich zpracování. Dále je uveden popis práce v prostředí ArcGIS 9.3 a srážko-odtokovém modelu HEC-HMS. Další část je popis parametrů vstupujících do výpočtu rychlosti tání sněhové pokrývky metodou degree-day.

4.1 Měření dat

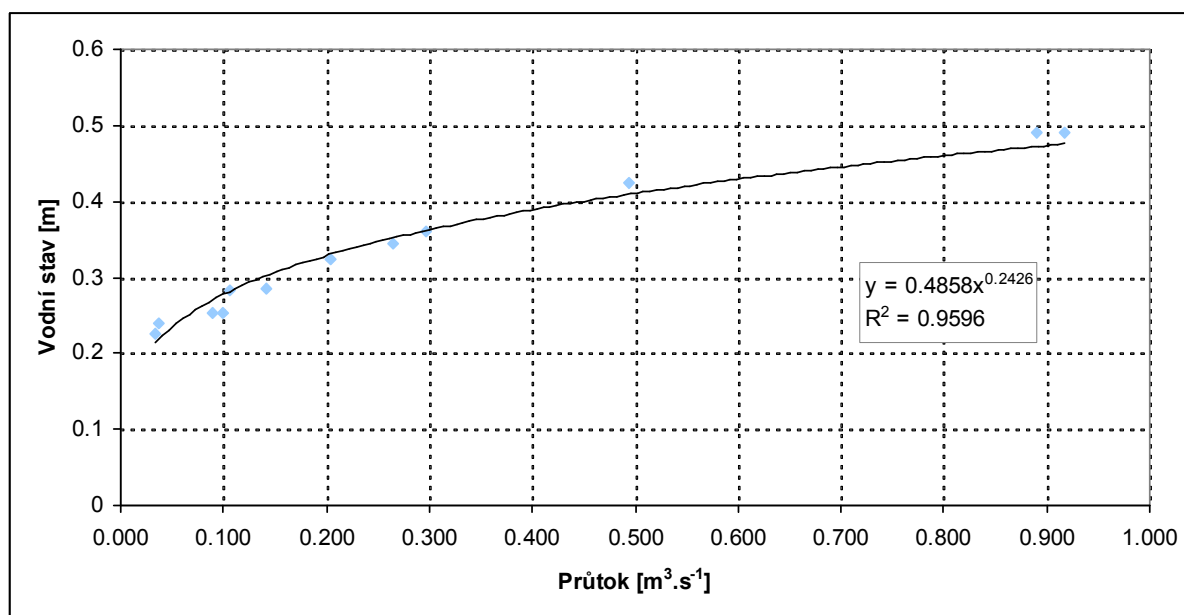
Základní údaje pro tuto diplomovou práci představují data z monitoringu sněhu, který v této oblasti začal v zimě 2008/2009. Během několika dalších let se stále vyvíjela metodika sběru dat o výšce sněhové pokrývky a vodní hodnotě sněhu. Od bodového systému se přešlo k profilovému měření dat. Výška sněhové pokrývky je měřena v devíti 100m profilech (obr. 2) v 10 bodech v rozmezí 10 m. U 1., 5. a 10. bodu je rovněž měřena vodní hodnota sněhu. Měření je v rámci profilu prováděno jak v lese, tak na otevřených plochách. Nadmořská výška, sklonitost svahu a jeho orientace na světové strany byly po celé délce profilu konstantní. Pro měření výšky a vodní hodnoty sněhové pokrývky byl použit válcový sněhoměr o průřezu 50 cm². Vodní hodnota sněhu byla vypočtena zvážením vzorku a dále bylo u každého bodu popsáno pokrytí vegetací, sklonitostní poměry a orientace na světové strany.

Dalším faktorem potřebným pro metodu degree-day je teplota vzduchu. Pro výpočet byl vytvořen hodinový průměr z teplot vzduchu naměřených v desetiminutovém kroku na meteorologické stanici PřF UK (foto viz příloha 1) umístěné nedaleko obce Hřebečná, cca 5 km od experimentálního povodí Zlatý potok. Meteorologická stanice je vybavena teploměry vzduchu (2 m nad povrchem), půdy (v hloubce 10 cm) a sněhu, dále měří vlhkost vzduchu, úhrn srážek, rychlost a směr větru, globální radiaci, vlhkost půdy, výšku sněhu ultrazvukovým čidlem a SWE pomocí automatického váhového sněhoměru. Z této stanice jsou použita také data o srážkách. Od roku 2010 lze použít data z meteorologické stanice Zlatý potok u obce Zlatý kopec v blízkosti hladinoměru. Stanice měří teplotu vzduchu ve výšce 2 m, vlhkost vzduchu, srážky v kapalném skupenství a výšku sněhové pokrývky.

Posledními důležitými údaji jsou průměrné půlhodinové průtoky, které byly použity pro kalibraci modelu. Jsou vypočteny z naměřených vodních stavů Zlatého potoka nad osadou Zlatý potok. Pro měření vodních stavů byl použit tlakový hladinoměr umístěný na okraji obce Zlatý potok. Terénním měřením průtoků hydrometrickou vrtulí

a ultrazvukovým měření průtoků pomocí přístroje FlowTracker, byla vytvořena konsumpční křivka (obr. 3).

Obr. 3: Konsumpční křivka Zlatého potoka (kfgg PřF UK)



Během zpracování proběhla kontrola dat a ta objevila nesrovnalosti ve srážkových řadách ze stanice Hřebečná pro období 2010/2011. Srážkové řady jsou velmi podhodnocené a jejich celkový součet za pozorované období 9. 11. 2010 až 13. 3. 2011 činí 110 mm srážek. Tento celkový úhrn byl porovnán s měření vodní hodnoty dne 13. 3. 2011, které činí 229 mm. Během pozorovaného období navíc došlo k velkým oblevám a zvýšeným průtokům, takže chyba může být ještě větší. Vzniklá chyba ve srážkových řadách může být způsobena vysokou rychlostí větru v době vypadávání srážek. Náhradní data z jiných meteorologických stanic nebyla v době zpracování diplomové práce k dispozici. Po tomto zjištění bylo upuštěno od modelování srážko-odtokového procesu v zimní období 2010/2011.

4.2 Zpracování dat

Zpracování dat bylo provedeno v programu ArcGIS 9.3 od společnosti ESRI. Povodí Zlatého potoka bylo rozděleno na 9 částí tak, aby jednotlivé části byly z hlediska přírodních podmínek co nejvíce homogenní. Toto rozdělení umožňuje jednotlivé části povodí přesněji charakterizovat ve srážko-odtokovém modelu. Pro jednotlivé části bylo nutné vypočítat několik parametrů. Základním údajem byla rozloha jednotlivých subpovodí. Dalším krokem byl výpočet objemu odtoku ze srážek pomocí komponenty SCS Curve Number.

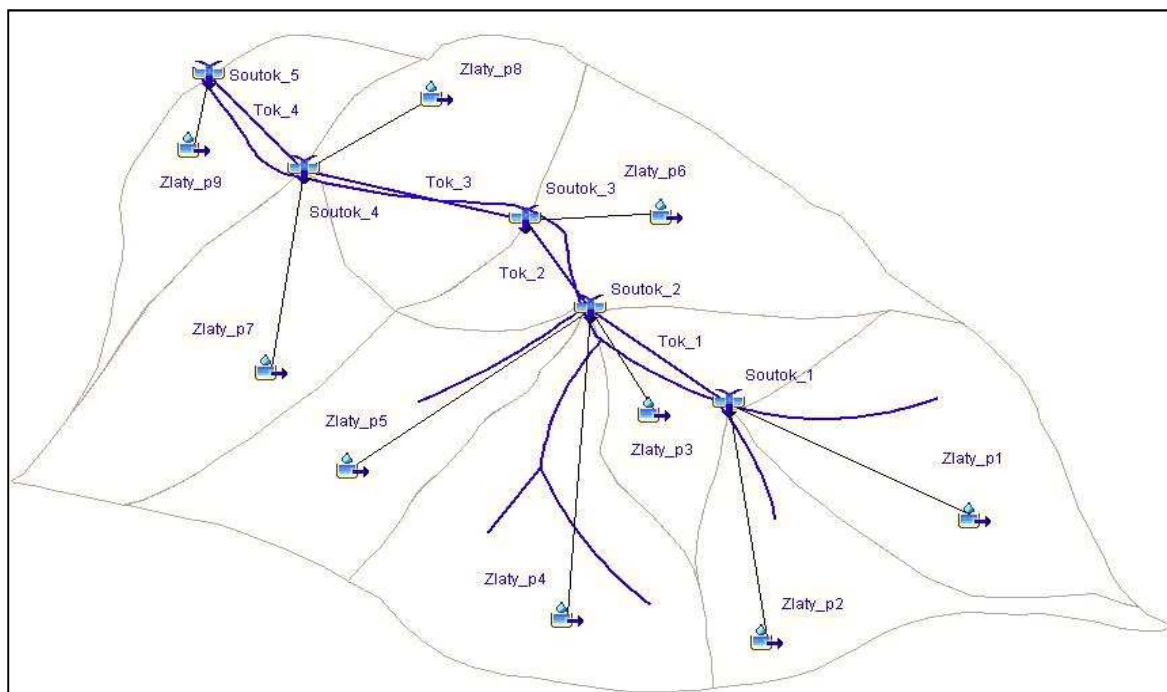
Pro tuto komponentu bylo třeba vypočítat hodnoty CN (curve number) křivky, postup je blíže popsán v kapitole 4.3.

Pro další výpočty bylo nutné vytvořit digitální model terénu (dále DMT) z vrstevnic DMU 25 (VGHÚ, Geografická služba AČR). Pomocí funkce z balíčku nástrojů ArcHydro Tools 9, vyplnění depresí (fill sinks), čímž vznikl tzv. hydrologicky korektní model terénu. Dále bylo nutné k DMT vytvořit směry odtoku vody z každého pole gridu funkcí směr odtoku (flow direction). Poté byl vytvořen grid akumulace odtoku (flow accumulation).

4.3 Výpočet parametrů pro srážko-odtokový model HEC-HMS

V práci byl použit srážko-odtokový model HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System), který je nástupcem modelu HEC-1 vyvíjený od 60. let armádou USA. Jedná se především o celistvý (lumped) model využívající soustředěné parametry. Ovšem některé složky modelu mohou mít znaky distribuovaného modelu (Jeníček, 2005). Jedná se o propracovaný model s vazbou na ArcGIS, s kterým je možnost řešit různé hydrologické úkoly. Pro model HMS byla ve spolupráci s ESRI vytvořena nadstavba HECGeoHMS, jejíž pomocí lze spočítat základní hydrologické charakteristiky povodí, jako jsou akumulace odtoku vody a směry odtoků vody pro každé pole gridu, vrstvy hranice povodí a další velmi užitečné nástroje pro hydrologické modelování (Jeníček, 2005). Schéma povodí Zlatého potoka je uvedeno na obrázku 4.

Obr. 4: Schéma rozdělení povodí v HEC-HMS



Model objemu odtoku vody

Hydrologický model HEC-HMS se skládá z několika hlavních komponent, podobně jako jiné srážko-odtokové modely. Komponentou počítající objem odtoku vodu (Runoff-Volume model), model počítá efektivní srážky z celkového úhrnu srážek (Feldman, 2000). K výpočtu je možné použít i jiné metody jako Green Ampt nebo Soil Moisture Accounting. V práci byla použita metoda SCS Curve Number, která je hojně využívána, protože není náročná na množství dat. Model počítá efektivní srážky z celkového množství spadlých srážek podle půdního typu, využití půdy (land use) a předchozího nasycení. Hodnota Curve Number (dále CN) nabývá hodnot od 1 do 100, kde hodnota 100 znamená, že veškeré srážky odtečou v podobě přímého odtoku. Hodnota CN křivky se určuje ze vztahu hydrologické skupiny půd a krajinného pokryvu. Může mít zpřesnění na základě údajů o humusu a lesních půdách.

Pro výpočet hodnot CN křivek byl použit mapový podklad AOPK a metodika Šercla (2009). Jednotlivé půdní typy byly rozřazeny podle metodiky BPEJ. Ke každé skupině půd BPEJ byla přiřazena hydrologická skupina půd. Hydrologické skupiny půd se označují písmeny A, B, C a D. Poté se k jednotlivým hydrologickým skupinám půd přiřadily hodnoty CN křivek podle zastoupení vegetace. Pro jednotlivá subpovodí se vytvořil vážený průměr, kde vahami byla plocha povodí.

Dalším potřebným údajem v metodě SCS Curve Number je počáteční ztráta, která se vypočítala z potenciální maximální retence pomocí vzorce 12.

$$I_a = 0,2.S \text{ [mm]} \quad (12)$$

kde

I_a = počáteční ztráta [mm]

S = potenciální maximální retence půdy, objem srážek schopných zadržet v půdě [mm]

Potenciální maximální retence se vypočítává z CN křivky vztahem vyjádřeným vzorcem 13.

$$S = \frac{25400 - 254.CN}{CN} \text{ [mm]} \quad (13)$$

kde

CN = hodnota CN křivky

Dále bylo potřeba zadat poměr nepropustných ploch na celkové ploše povodí. (parametr impervious) Mezi nepropustné plochy lze zařadit, vodní plochy, zmrzlou půdu nebo zástavbu. Z těchto ploch se vytváří přímý odtok ze všech spadlých srážek a nedochází k infiltraci. Hodnota byla stanovena 0 %.

Model přímého odtoku

Další je komponenta přímého odtoku (Direct-Runoff model). Počítá přímý odtok skládající se z povrchového odtoku a interflow. Model využívá metody jednotkového hydrogramu (Unit Hydrograph) a jeho různých modifikací jako například Clarkův, Snyderův nebo SCS. V této práci byl použit Clark Unit Hydrograph, který se řadí mezi empirické modely. Cílem je vypočítat příčinný vztah mezi odtokem a efektivními srážkami bez detailního zvážení vnitřních procesů. Rovnice a parametry modelu mají menší fyzikální význam (Feldman, 2000). Pro vypočítání je vyžadována znalost T_c (time of concentration) doba koncentrace a R_c (storage coefficient) retenční konstanty.

Doba koncentrace je čas, který je potřebný pro odtok hydraulicky z nejvzdálenějšího bodu v povodí do závěrového profilu povodí. Tento čas se udává v hodinách a byl vypočítán podle metodiky SCS, která k jejímu vypočtení využívá dobu doběhu T_{lag} (lag time). Jedná se o dobu mezi výskytem maxima efektivní srážky a kulminačním průtokem v závěrovém profilu. Poměr mezi dobou koncentrace a dobou doběhu lze vyjádřit vzorcem 15 a doba doběhu se počítá podle vzorce 14.

$$T_{lag} = 0,6 \cdot T_c \text{ [h]} \quad (14)$$

$$T_{lag} = \frac{L^{0,8} \cdot (S+1)^{0,7}}{1900 \cdot \sqrt{Y}} \text{ [h]} \quad (15)$$

kde:

L = maximální délka toku [in]

S = potenciální maximální retence půdy [in]

Y = průměrný sklon povodí [%]

Maximální délka toku se vypočítala pomocí programu ArcGIS, kde se využily nástroje ArcHydro Tools 9. Byla vytvořena maximální délka toku funkcí „longest flow path“. Z DMT byla vytvořena mapa sklonitostí a pomocí funkce zonal statistic byla

vypočítána průměrná sklonitost pro každé dílčí povodí. Druhý člen komponenty přímého odtoku, retenční konstanta se vypočítá vzorcem 17.

$$R_c = A \cdot L^B \cdot S_{1085}^C \text{ [h]} \quad (17)$$

kde:

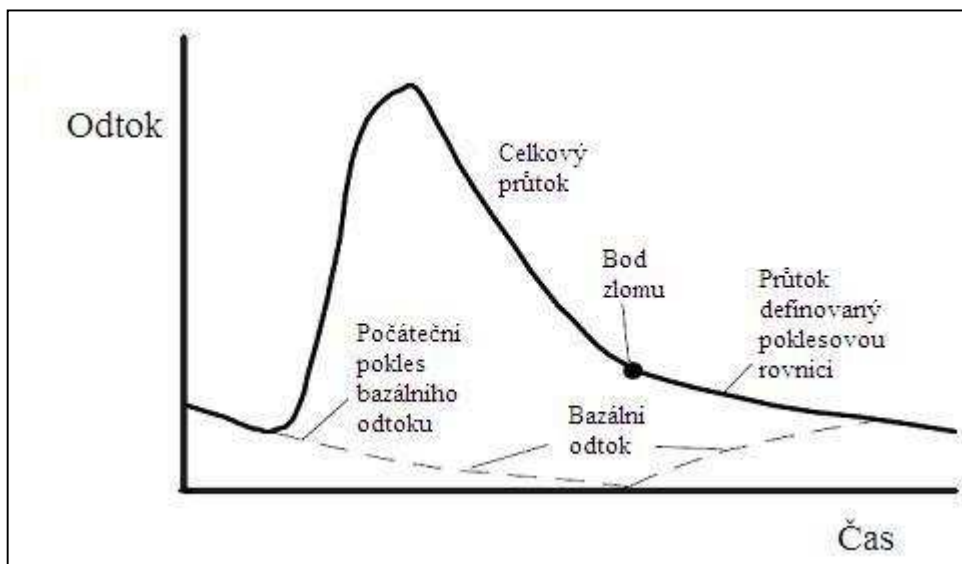
S_{1085} = sklon povodí mezi 10 % a 85 % toku [ft/mil]

Sklon byl vypočítán jako předchozí pomocí ArcGIS funkcí ArcHydro Tools 9. A, B a C jsou koeficienty, které jsou pro Českou republiku stanoveny Českým hydrometeorologickým ústavem. $A = 80$, $B = 0,342$ a $C = -0,79$ (Šercl 2009).

Model základního odtoku

Jako komponenta základního odtoku (Baseflow model) byla zvolena metoda exponenciálního poklesu (recession), která definuje základní odtok v daném čase pomocí počátečního základního odtoku a poklesové konstanty (viz obr. 5). V této metodě se vychází z jednoduché rovnice 18.

Obr. 5: Metoda exponenciálního poklesu (Feldman 2000)



$$Q_t = Q_0 \cdot k^t \text{ [m}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (18)$$

kde:

Q_t = průtok v čase t

Q_0 = průtok v čase nula (na počátku simulace)

k^t = poklesová konstanta

Konstanta se vyjadřuje jako poměr základního (bazálního) odtoku vody k základnímu odtoku vody v předešlém časovém kroku. Poklesová konstanta byla zadána 0,85 a během kalibrace došlo k její úpravě. Dále bylo nutné zadat počáteční odtok, což je průtok v prvním časovém kroku. Poté bylo nutné vybrat metodu vypočítávající prahovou hodnotu (threshold type), byla vybrána metoda ratio to peak. Prahová hodnota průtoku (ratio), kdy se bazální odtok opět začne podílet na celkovém objemu odtoku vody z povodí, byla zvolena 0,1 (Feldman, 2000).

Korytový model

Poslední částí modelu je komponenta korytového odtoku vody (routing model) jedná se o simulaci průtoku vody v závěrovém profilu, přičemž vstupem je průtok vody v horním profilu. Simulaci lze modelovat několika způsoby například modelem Muskingum-Cunge, Lag model, model kinematické vlny nebo případně modifikací těchto modelů. Modely jsou založeny na základě aproximace St. Venanových rovnic, které popisují proudění v otevřených korytech.

V použitém modelu byla zvolena metoda Muskingum-Cunge (Feldman, 2000). Základem této metody jsou rovnice kontinuity (continuity equation; rovnice 19) a difúzní aproximace věty o hybnosti (momentum equation; rovnice 20)

$$\frac{A}{t} + \frac{Q}{x} = \mathbf{q}_L \quad (19)$$

$$\mathbf{S}_f = \mathbf{S}_0 - \frac{y}{x} \quad (20)$$

kde:

A = plocha příčného profilu koryta

x = délka úseku

Q = průtok

t = čas

\mathbf{q}_L = boční přítok (změna průtoku vody v rámci úseku)

\mathbf{S}_f = sklon dna

\mathbf{S}_0 = sklon hladiny

y = hloubka v rámci úseku

Zde bylo nutné do modelu zadat délku toku (m) a jeho sklon (m/m). Výpočet byl proveden na základě dat DIBAVODU (VÚV T.G. Masaryka) o vodních tocích v prostředí ArcGIS. Dalším parametrem pro korytový model byl Manningův koeficient drsnosti vodního toku. Ten byl určen jako 0,35 podle tabulek na základě terénního průzkumu. Tvar byl určen jako lichoběžník, jehož základna (šířka koryta) a sklon břehů byly odhadnuty na základě terénního průzkumu.

Meteorologický model

Další částí modelování srážko-odtokových procesů HEC-HMS je nastavení meteorologického modelu. Podstatou je připravit meteorologická data modelových událostí, která vstupují do výpočtů pro jednotlivá subpovodí. Model se dělí na tři komponenty, které zachycují srážkové poměry, evapotranspiraci a sněhové poměry, kde se počítá akumulace a tání sněhu (Feldman, 2000).

Srážkový model poskytuje v každém subpovodí hyetogramy v daném časovém kroku. Při nastavování hydrologického modelu byly srážkové řady zadány manuálně. Evapotranspirace nebyla brána v potaz, i přestože modelované časové období je velmi dlouhé. Avšak modelování probíhá během zimního období, kdy se evapotranspirace projevuje minimálně. Sněhový model rozhoduje, jestli jsou srážky dešťové nebo sněhové a určuje průběh akumulace a tání sněhové pokrývky.

Na základě dat průměrné hodinové teploty vzduchu a sněhové pokrývky z meteorologické stanice PřF UK nad obcí Hřebečná bylo vymezeno období, kdy bylo povodí pokryto sněhovou pokrývkou. Modelování bylo prováděno pouze pro zimní období 15. 10. 2009 - 15. 4. 2010. Z tohoto období byla použita řada průměrných hodinových teplot vzduchu, srážek a průtoků do meteorologické části modelu HEC-HMS.

Další částí meteorologického modelu je výpočet tání a akumulace sněhové pokrývky. V modelu lze využít degree-day (Temperature Index), který je typický pro celistvé modely. HEC-HMS nabízí další možnost Gridded Temperature Index, jenž je na bázi distribuovaného modelu. Tato technika je velmi náročná na vstupní podmínky a data.

V této diplomové práci byla použita metoda degree-day, která je zevrubně popsána v kapitolách 2.2 a 2.3. Pro tuto techniku je nutné určit několik parametrů (viz tab. 5).

Tab. 5: Vstupní hodnoty metody degree-day v modelu HEC-HMS. (Fleming, Scharffenberg 2009)

Parametr	Popis	Hodnota
PX Temperature [°C]	Teplota rozlišující mezi kapalnými a pevnými srážkami.	1,1 °C
Base Temperature [°C]	Kritická teplota, při které začíná tání sněhu.	0°C
Wet Meltrate [mm.C ⁻¹ .d ⁻¹]	Rychlost tání sněhu v období dešťových srážek s intenzitou větší než je rain rate limit.	2,17 mm.C ⁻¹ .d ⁻¹
Rain Time Limit [mm.d ⁻¹]	Limit denního srážkového úhrnu je rozlišení mezi wet meltrate a dry meltrate. Znamená to, že pokud jsou srážky nižší za 24h než tento limit, tak nejsou brány v potaz a uvažuje se jako o tání v bezesrážkovém období.	0,5 mm.d ⁻¹
ATI-Meltrate Coefficient	ATI-Meltrate coeficient je používán pro přepočet mezi dvěma časovými kroky ATI-Meltrate Function. Běžné rozmezí tohoto indexu je 0,015 až 0,050, pokud je oddělen od teplotního deficitu. Typická hodnota zahrnující teplotní deficit je 0,98.	0,98
ATI-Meltrate Function	Funkce používaná pro výpočet rychlosti tání sněhu z indexu tání neboli z hodnoty DDF	
Cold Limit [mm.d ⁻¹]	Prahová hodnota denního úhrnu srážek po jejím překročení je cold content (teplotní deficit sněhové pokrývky) nastaven na kritickou teplotu. Pokud je teplota vzduchu vyšší než kritická teplota, je hodnota teplotního deficitu změněna na kritickou teplotu. Pokud je aktuální teplota nižší než kritická teplota, je změněna na aktuální teplotu vzduchu.	20 mm.d ⁻¹
ATI-Coldrate Coefficient	Koeficient, který je používán při výpočtu indexu teplotního deficitu v každém časovém kroku. Typickou hodnotu dle manuálu HEC-HMS je 0,84, která byla zařazena do výpočtu.	0,84
ATI-Coldrate Function	Závislost teplotního deficitu a indexu teplotního deficitu. Hodnota se dle manuálu pohybuje v rozmezí od 0,01 do 0,025.	
Water Capacity [%]	Množství kapalné vody, které se musí akumulovat ve sněhové pokrývce, aby se voda ze sněhu mohla začít uvolňovat ve formě povrchového a podpovrchového odtoku. Typicky je maximum zadržitelné vody ve sněhové pokrývce okolo 3 % až 5 % vodní hodnoty sněhu. V některých případech může být vyšší. Kapalná voda může přebývat ve sněhové pokrývce pouze při teplotě vyšší než 0°C nebo vyšší než je cold content limit. Maximální procentuální zastoupení kapalné vody je rovno vodní hodnotě sněhu.	3%
Groundmelt Method	Metoda, pomocí které je počítáno tání sněhu způsobené kladnou teplotou zemského povrchu (konstantní hodnota či funkce). Především se jedná o situaci, kdy se sníh akumuluje na částečně nebo zcela nepromrzlou půdu. V tom případě teplo vyzařované půdou působí na sněhovou pokrývku. Model umožňuje vybrat ze dvou metod. Jedna je Fixed Value, kde se zadá jedna hodnota, která vstupuje do výpočtu během celého roku bez ohledu na meteorologické podmínky. Druhou metodou je annual pattern, která specifikuje rychlost tání sněhu na kontaktu s půdou jako funkci během celého roku.	Fixed Value
Ground Melt [mm. d ⁻¹]	Hodnota nebo funkce rychlosti tání způsobeného teplem vyzařovaným zemským povrchem. Modeluje se pouze zimní období roku a tak je předpoklad, že se sněhová pokrývka bude akumulovat na zmrzlou půdu.	0,3 mm.d ⁻¹ .

Teplotní index je definován jako rozdíl mezi kritickou teplotou T_b a momentální teplotou vzduchu T_a . Teplotní index je vyjádřen jako $T_a - T_b$ ve vzorci 4. Rozdíl těchto teplot je násoben hodnotou DDF, avšak pokud je teplota vzduchu nižší, než kritická není výpočet záporný, ale počítán jako nulový. Tedy nedochází ani k úbytku a ani k přírůstku sněhové pokrývky.

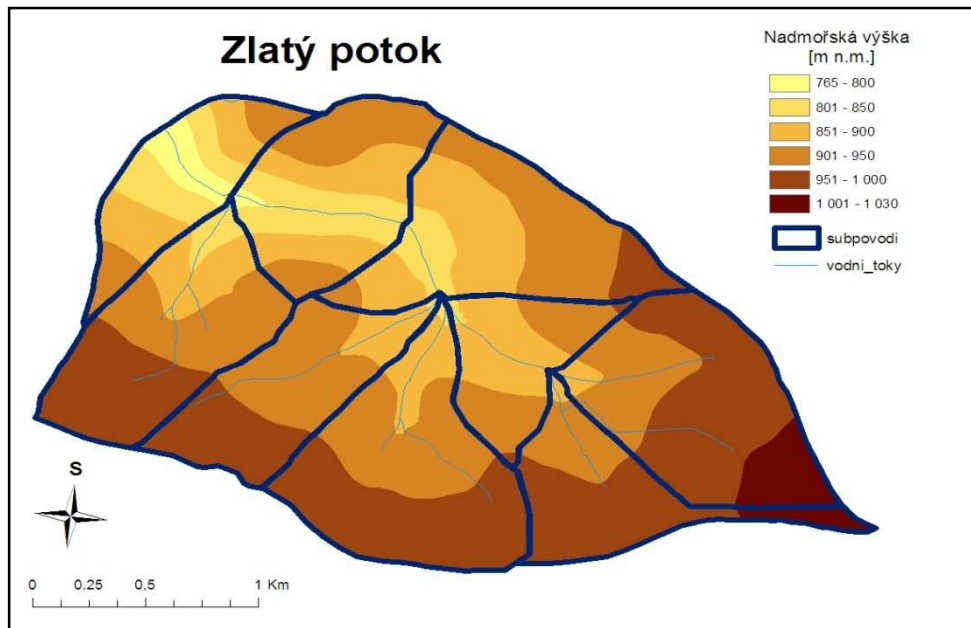
V další části metody degree-day bylo nastavení parametrů pro každé povodí zvlášť. Musely se přiřadit časové řady a koeficient poklesu teploty (viz obr. 6)

Obr. 6. Parametry pro každé subpovodí pro výpočet rychlosti tání metodou degree-day v modelu HEC-HMS.

Temp Index
Met Name: Meteo 1
Element Name: Zlaty_p1
*Temperature Gage: Gage 09/10
*Lapse Rate (DEG C/1000 M) -6.0
Index (MM)

Do výpočtu vstupuje koeficient pokles teploty na každých 1000 výškových metrů, který byl určen jako pokles o -6°C . Velikost celého povodí je malá, i přestože je výškový rozdíl mezi nejvyšším a nejnižším bodem 268 m, mohl by se pokles teploty v modelu projevit. Pro jednotlivá subpovodí se vypočítala pásma nadmořských výšek (viz obr. 7). Byla utvořena 50m výšková pásma a pro jednotlivá subpovodí, byla vypočítána procentuální zastoupení jednotlivých výškových pásem (viz obr. 8). Musí se zde zadat počáteční parametry vodní hodnoty sněhu, teplotního deficitu, množství kapalné vody ve sněhové pokrývce a počáteční parametry DDF pro každé výškové pásmo. Výzkum začal na začátku zimního období, tak byly počáteční parametry stanoveny jako nulové.

Obr. 7: Výšková členitost povodí Zlatého potoka - rozdělení dle výškových zón použitých v HEC-HMS (DMU 25, DIBAVOD)



Obr. 8: Parametry nadmořské výšky a počátečních podmínek pro jednotlivá subpovodí.

Parameter	Value
Met Name	Meteo 1
Element Name	Zlaty_p1
Band Name	Band 1
*Percent (%)	3
*Elevation (M)	875
Index (MM)	
*Initial SWE (MM)	0
*Initial Cold Content (MM)	0
*Initial Liquid Water (MM)	0
*Initial Cold Content ATI (DEG C)	0
*Initial Melt ATI (DEGC-DAY)	0

4.4 Výpočet DDF

Pro modelování odtoku vody ze sněhu, bylo odvozeno několik setů parametrů DDF s jejichž pomocí následně proběhly variantní simulace. První dvě skupiny parametrů DDF představovaly skutečný stav v zastoupení lesa a otevřených ploch v povodí, další dvě skupiny představovaly hypotetické stavy pro povodí se 100% zastoupením lesa, resp. 100% zastoupením otevřených ploch.

Výpočet DDF pro skutečný stav vegetačního pokryvu

V práci jsou použity pro výpočet DDF dvě metody. První je odvozená z celkové vodní bilance povodí a vychází z rovnice 4.

$$\text{DDF} = (M)/(T_a - T_b) \quad [\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}] \quad (4)$$

kde:

M = odtok vody [$\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$]

DDF = degree-day faktor [$\text{mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$]

T_a = průměrná denní teplota vzduchu [°C]

T_b = kritická teplota vzduchu [°C]

Byly použity údaje o průměrné denní teplotě vzduchu a denní odtokové výšce z tání sněhu. Průměrná denní teplota vzduchu 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 spadlých v době tání sněhu. Použitá metoda tedy vychází ze zjednodušeného předpokladu, že rozhodující objem vody zadržovaný ve sněhu, odečte v podobě povrchového nebo podpovrchového odtoku závěrovým profilem. Jak bylo zmíněno, jde o zjednodušující předpoklad, protože k úbytku sněhu dochází také jeho sublimací. Ta při výpočtu DDF nebyla, díky chybějícím datovým podkladům, uvažována.

Výše zmíněným způsobem byla pro modelovací období 2009/2010 hodnota DDF vypočtena na $1,76 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$. Dále bylo nutné vypočítat hodnotu DDF pro srážková období (wet meltrate). Výpočet byl proveden podle Singh a Singh (2001; vzorec 9). Pro období 2009/2010 byla vypočtena $2,17 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$.

Vzhledem k nejistotám výpočtu DDF pomocí bilance odtoku, byla odvozena druhá sada hodnot DDF na základě výzkumu Federera et al. (1972) prováděném na severovýchodě USA.

- Pro otevřené plochy byla hodnota DDF odvozena v rozpětí 4,5 do 7,5 mm.°C⁻¹.d⁻¹.
- Pro jehličnaté lesy vychází DDF mnohem nižší, v rozpětí 1,4 – 2,7 mm.°C⁻¹.d⁻¹.

Z těchto rozpětí byla použita průměrná hodnota pro jednotlivé vegetační pokryvy. Výsledná hodnota DDF byla vypočítána jako vážený průměr mezi hodnotou pro les a pro otevřené plochy, kde váhami byla plocha příslušného vegetačního pokryvu. Povodí je víceméně homogenní z pohledu vegetačního pokryvu podle databáze Corine 2000. Takže byla pro výpočet poměru otevřených ploch použita ortofotomapa povodí. Celková rozloha otevřených ploch je 0,502 km² z celkových 5,45 km². Takto byla hodnota DDF stanovena na 2,5 mm.°C⁻¹.d⁻¹. Hodnota DDF byla pro srážková období vypočtena na 2,91 mm.°C⁻¹.d⁻¹.

Výpočet DDF pro hypotetické stavy vegetačního pokryvu

Pro zhodnocení vlivu vegetace na rychlost tání sněhu bylo nutné vypočítat tyto hodnoty pro povodí Zlatého potoka v případě úplného zalesnění a v případě úplného odlesnění. Pro výpočty byla použita metodika Federera (1972), tak jako v případě skutečného stavu vegetačního pokryvu. Pro úplné zalesnění, 100% podíl jehličnatého lesa, byla hodnota stanovena na 2,05 mm.°C⁻¹.d⁻¹ a pro úplné odlesnění, 100% podíl otevřených ploch 6 mm.°C⁻¹.d⁻¹. Rychlost tání sněhové pokrývky ve srážkovém období byla vypočítána na 2,46 mm.°C⁻¹.d⁻¹ v lese a 6,41 mm.°C⁻¹.d⁻¹ na otevřených plochách.

5 Výsledky

V této části jsou popsány výsledky simulací modelovaných období 2009/2010. Jsou porovnávány výsledky simulací odtoku vody ze sněhu z různých krajinných pokryvů a metod výpočtu hodnoty DDF.

5.1 Kalibrace modelu a simulace období 2009/2010

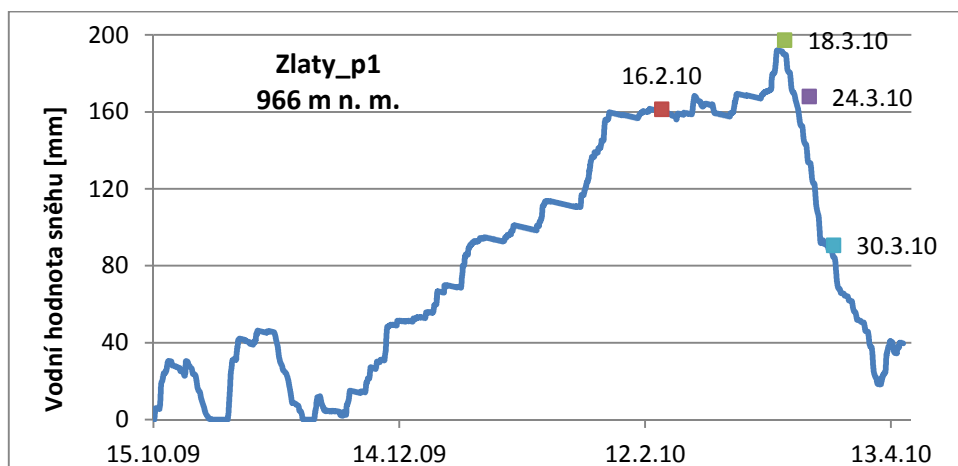
Kalibrace modelu je optimalizace vstupních hodnot parametrů jednotlivých metod s cílem dosáhnout co nejlepší shody mezi simulovanými a pozorovanými událostmi (Beven, 2001). Při odlišnosti výsledných simulovaných a pozorovaných hydrogramů a vývojové řady vodní hodnoty, je nutné upravit počáteční podmínky. Je nutné vybrat vhodné parametry, které projdou kalibračním procesem. Kalibrace se provádí na skutečných událostech, u kterých lze porovnat kvalitu kalibrace. Kalibraci modelu lze provést dvěma způsoby, automatickým (softwarem) nebo manuálním (řešitelem). Manuální je velmi časově náročná a nezajišťuje vždy nejpřesnější výsledky, protože změna jednoho parametru může být kompenzována změnou jiného parametru (Kutláková, 2010).

Pro kalibraci modelu bylo vybráno časové období 15. 10. 2009 - 15. 4. 2010. Kalibrované parametry sněhového modelu se porovnávaly s bodovým měřením vodní hodnoty sněhu a s průměrnými hodinovými průtoky vody Zlatého potoka.

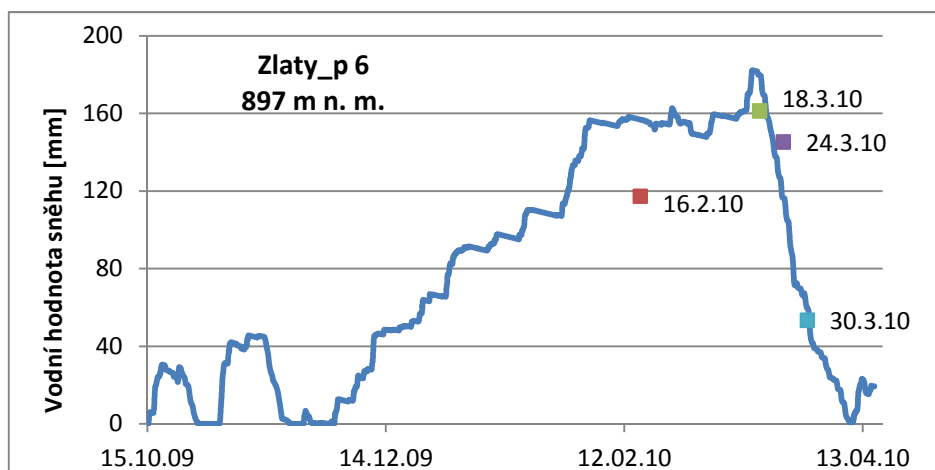
Nejprve se kalibrovaly parametry vstupující do metody degree-day pro výpočet rychlosti tání sněhu. Vstupní parametry byly zadány podle manuálu HEC-HMS (Fleming a Scharffenberg, 2009), podle vlastního zjištění a výpočtu.

Pro porovnání mezi simulovanou a pozorovanou vodní hodnotou sněhu byly použity tři měřené profily. Avšak pouze u jednoho byla shoda, u ostatních nebyla shoda prokázána (viz obr. 9, 10 a 11). Rozdíly mezi jednotlivými dílčími povodími jsou minimální, ale u měřených profilů je velká variabilita mezi jednotlivými výškovými stupni.

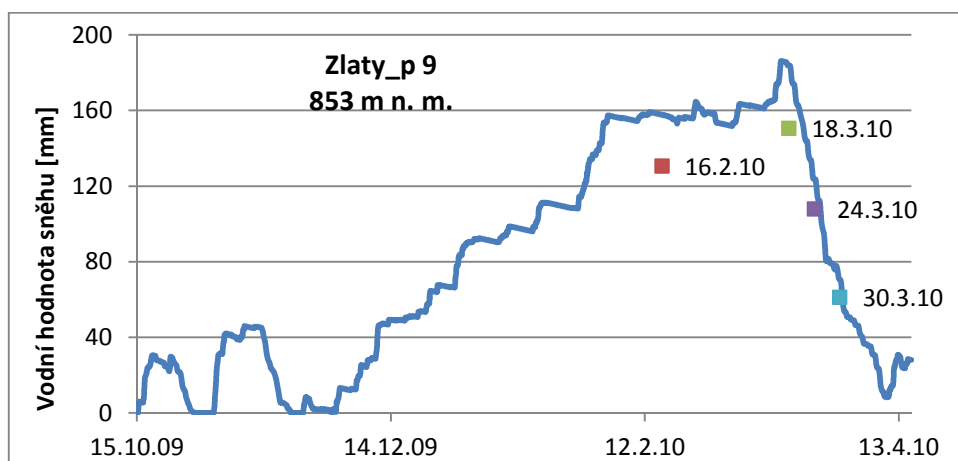
Obr. 9: Simulovaný průběh vodní hodnoty sněhu bodové měření v subpovodí Zlatý_p 1 v nadmořské výšce 966 m v zimě 2009/2010.



Obr. 10: Simulovaný průběh vodní hodnoty sněhu bodové měření v subpovodí Zlatý_p 6 v nadmořské výšce 897 m v zimě 2009/2010.



Obr. 11: Simulovaný průběh vodní hodnoty sněhu bodové měření v subpovodí Zlatý_p 9 v nadmořské výšce 853 m v zimě 2009/2010.

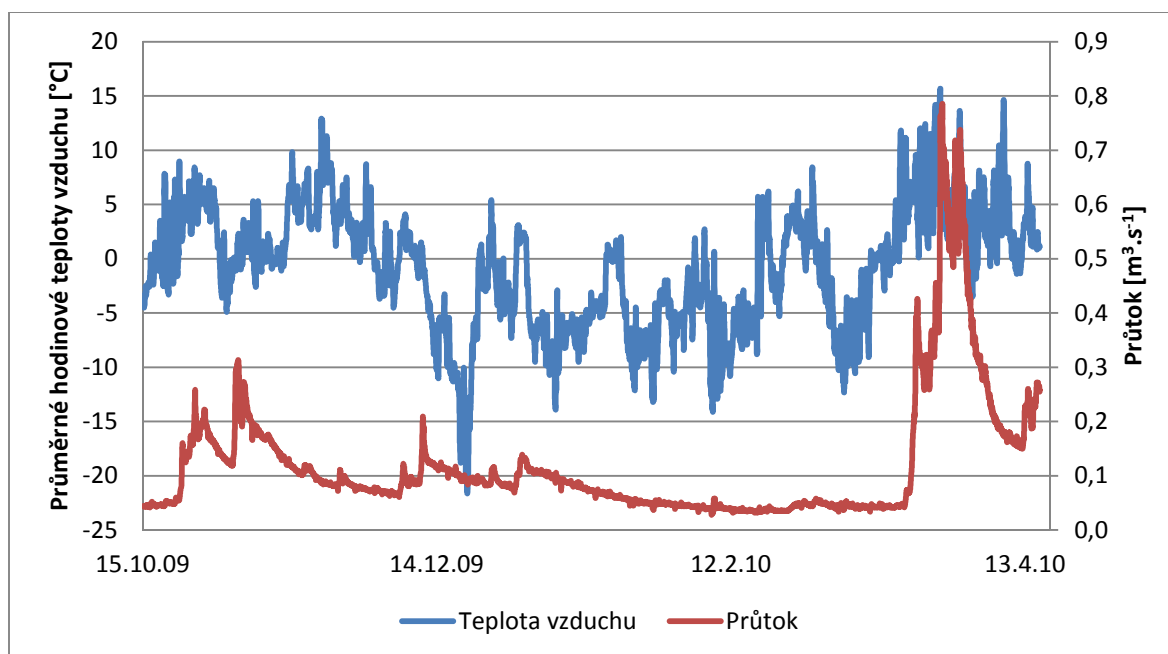


Během kalibrace došlo k úpravě kritické teploty (base temperature) a teploty udávající hranici mezi pevnými a kapalnými srážkami (PX temperature). Tyto teploty musely být zvýšeny, jelikož nedocházelo k akumulaci sněhu a jeho tání. Dále došlo ke zvýšení hodnoty DDF. Veškeré změny parametrů jsou znázorněny v tabulce 6.

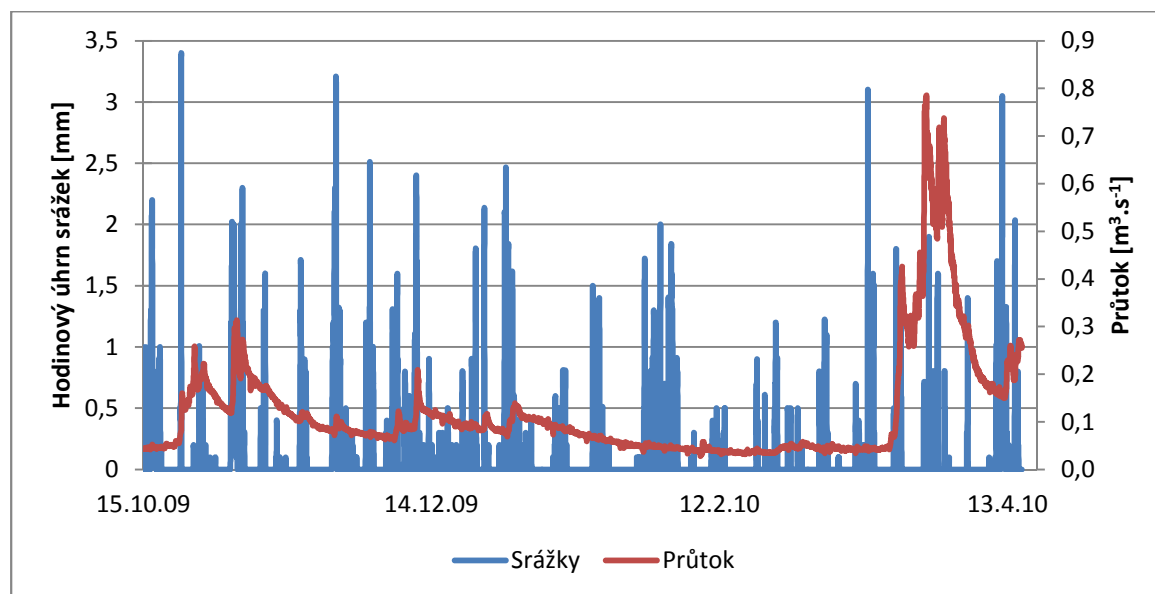
Tab. 6: Kalibrované parametry sněhového modelu.

Název Parametru	Popis parametru	Koeficient
Base temperature - Kritická teplota	Teplota, při které začíná tání sněhu	z 0 °C na 0,8 °C
PX temperature	Teplota rozlišující mezi kapalnými a pevnými srážkami	2
DDF	Rychlosti tání při zvýšení teploty o 1 °C	1,5
Wetmeltrate	Rychlosti tání při zvýšení teploty o 1 °C ve srážkovém období	1,5

Obr. 12: Graf průměrné hodinové teploty vzduchu ve stanici Hřebečná a průměrných hodinových průtoků vody Zlatého potoka v profilu Zlatý kopec.



Obr. 13: Graf hodinových úhrnů srážek ve stanici Hřebečná a průměrných hodinových průtoků vody Zlatého potoka v profilu Zlatý kopec.



Po kalibraci meteorologického modelu bylo nutné provést kalibraci u vstupních parametrů přímého odtoku (doba koncentrace a retenční konstanta), základního odtoku (poklesová konstanta) a hodnota konstanty tání sněhu vlivem tepla ze země (groundmelt). Především byla nutná kalibrace parametrů přímého odtoku. Z dat o teplotách vzduchu a průtoku vody je zřetelné zpoždění odtoku po překročení nulové teploty vzduchu o tři dny, které je znázorněno na obrázku 12. Model podle původního nastavení modeloval odtok vody tři hodiny po překročení nulové teploty vzduchu. Z obrázku 13 je zřejmé, že model nepočítal odtok vody ze srážek, ale z tajícího sněhu. Jelikož v době vypadávání srážek před zvýšením průtoku byla teplota pod bodem mrazu, a tak se jednalo o srážky sněhové. Kalibrované parametry jsou znázorněny v tabulce 7.

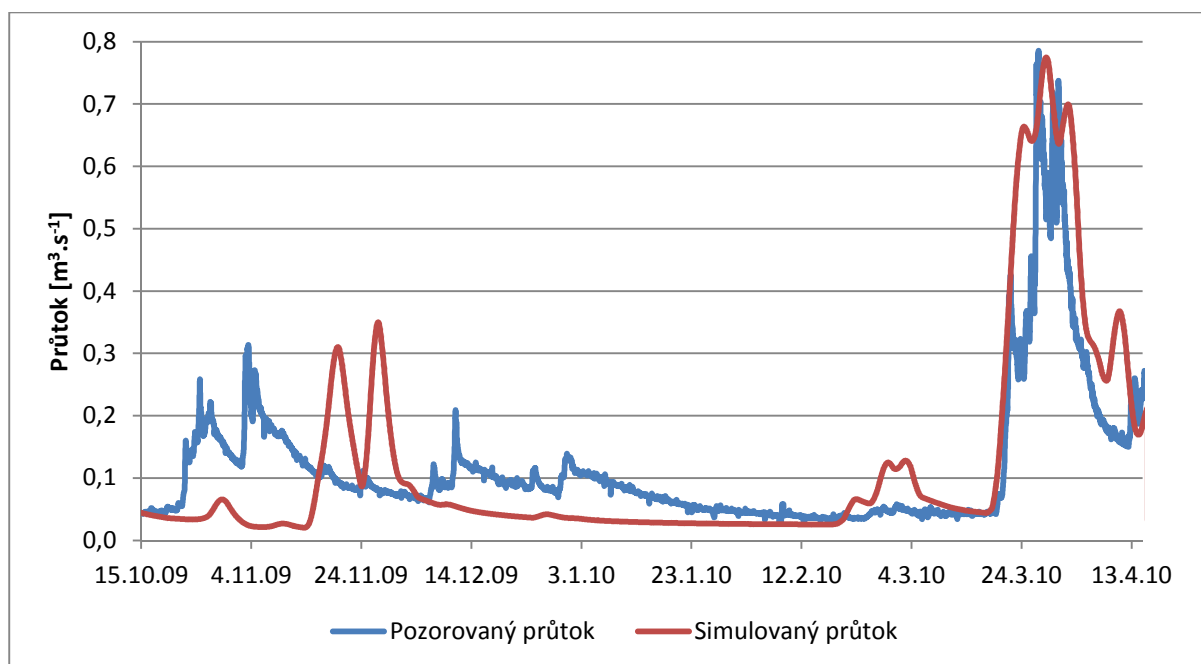
Tab. 7: Kalibrované parametry pro odtok vody z povodí.

Parametr	Název parametru	Model	Koeficient
T_c	Time of Concentration - Doba koncentrace	Direct runoff model	120
R_c	Storage Coefficient - Retenční konstanta	Direct runoff model	100
Ratio to peak	Threshold Value - Prahová hodnota	Baseflow model	2
Groundmelt [mm.d ⁻¹]	Rychlost tání teplem vyzařovaným zemským povrchem	Snow model	1,5

Během simulovacího období nedocházelo k velkým změnám od počátku prosince do začátku tání (16.3.2010). Křivka průtoku ukazuje v uvedené době stabilní průtok s malými

zvýšeními průtoku vody. Sněhová pokrývka se akumulovala bez výrazných oblev (viz obr. 9, 10, 11) a v období tání odtekla většina akumulované vody za 28 dní. K odtékající akumulované vodě se přidalo 28 mm kapalných srážek, které celý proces tání urychlilo.

Obr. 14: Hyetogram srážek, hydrogramy pozorovaného a simulovaného odtoku vody z období 2009/2010



Dále se porovnávaly výsledky vypočítaných hodnot DDF podle vzorce 4 a podle Federera (1972). Avšak nejdříve došlo k porovnání výsledku mezi odtokem vody z kalibrovaného modelu a pozorovaným odtokem (obr. 14). Srovnání hydrogramů bylo vytvořeno kritériem Nash-Sutcliffe, které se používá pro zjištění účinnosti hydrologických modelů. Výpočet kritéria se provádí podle vzorce 21.

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{OBI} - Q_{SIMi})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{OBI} - \overline{Q_{OBI}})^2} \quad (21)$$

kde:

E = hodnota kritéria

Q_{OBI} = průtok pozorovaný

Q_{SIMi} = průtok simulovaný

$\overline{Q_{OBI}}$ = průměrný průtok pozorovaný

Pro celkový objem odtoku je hodnota kritéria 0,27 (viz tab. 8) a pro období tání 0,2, které bylo stanovené od 16.3.2010 do 15.4.2010. Tyto výsledky nejsou příliš uspokojivé. Dalším srovnáním byla relativní změna objemu odtoku vody a relativní změna kulminace a relativní čas kulminace. Relativní změny byly vypočítány podle vzorce 22.

$$MF = \frac{Q_{sim} - Q_{poz}}{Q_{poz}}$$

kde:

MF = relativní změna

Q_{sim} = simulovaný objem odtoku vody nebo průtok vody v době kulminace

Q_{poz} = pozorovaný objem odtoku vody nebo průtok vody v době kulminace

Relativní změna mezi objemy odtoků je způsobena tím, že sněhová pokrývka neroztála v plném rozsahu a odtekla mimo simulované období. Srovnáním relativních změn objemů odtoků došlo k velmi uspokojivým výsledkům, byl zjištěn rozdíl o 0,01 % a rozdíl relativních změn kulminace činí 0,65 %. Tyto výsledky jsou velmi uspokojivé a ukazují velkou přesnost kalibrace modelu. Změna času kulminace mezi pozorovaným a simulovaným průtokem je o 34 h, což je relativně dobrý výsledek. Rozdíl výsledků mezi kritériem Nash-Sutcliffe a relativních změn lze připisovat rozdílnému průběhu hydrogramu mezi simulovaným a pozorovaným odtokem vody (viz. obr 14). Zde je hlavně na počátku simulovaného období velký rozdíl, kdy pozorovaný hydrogram reagoval na tání sněhu zvýšením průtoku, ale při simulaci nedošlo k odtoku vody, i když tání sněhu je simulováno. Dalším rozdílem reakce simulovaného hydrogramu na srážky v období, kdy teplota vzduchu byla nad nula stupňů, avšak pozorovaný hydrogram nereagoval zvýšením průtoku.

Nejblíže k pozorovanému výsledku je výpočet pomocí metodiky Federera (1972). Překvapivým výsledkem byla větší odchylka relativní změny objemu odtoku a relativní změna kulminace u vypočtené hodnoty DDF než u hodnoty DDF podle Federera (1972). Opačný stav je u času kulminace, kdy blíže pozorovanému času je čas kulminace simulovaný vypočtenou hodnotou DDF podle vzorce 4.

Tab. 8: Hodnoty porovnávaných kritérií pro simulaci 2009/2010.

Parametr	Kalibrovaná DDF		Vypočetná DDF dle Federera		Vypočetná DDF	
	Hodnota	Změna	Hodnota	Změna	Hodnota	Změna
Nash-Sutcliffe	0,27					
Objem odtoku - pozorovaný [mm]	344,53	- 0,01 %	344,53	- 6,7 %	344,53	- 19,73 %
Objem odtoku - simulovaný [mm]	340,02		321,14		276,55	
Kulminace - pozorovaná [m ³ .s ⁻¹]	0,780	- 0,65 %	0,78	- 15,38 %	0,78	- 35,89 %
Kulminace - modelovaná [m ³ .s ⁻¹]	0,775		0,66		0,5	
Čas kulminace - pozorovaný	27.3. 2:00	o 34 h	27.3. 2:00	o 127 h	27.3. 2:00	o 35 h
Čas kulminace - simulovaný	28.3. 12:00		1.4. 9:00		28.3. 13:00	
DDF	2,8		2,5		1,76	
Wetmeltrate	3,21		2,91		2,17	

5.2 Variantní simulace pro lesnaté povodí a pro povodí s otevřenými plochami

Simulace probíhaly na nakalibrovaném modelu. Zadávaly se hodnoty DDF pro různé krajinné pokryvy lesa a otevřené plochy a porovnávaly se jejich výsledky. Ve své podstatě šlo o citlivostní analýzu modelu, ve kterém byla sledována změna simulovaného hydrogramu při změnách parametru DDF.

Při dalších simulacích se porovnávaly výsledky vlivu různých hodnot DDF na odtok vody z povodí při tání sněhu (viz tab. 9). Pro simulace byly použity hodnoty vypočítané podle vzorce 4 a podle metodiky Federera et al. (1972) pro skutečný krajinný pokryv, pouze pro jehličnatý les a pro otevřené plochy. Hydrogramy odtoku vody z těchto simulací jsou na obrázku 15. V rámci variantních simulací byly porovnávány relativní změny objemů odtoků, relativní změny kulminačních průtoků a čas kulminace.

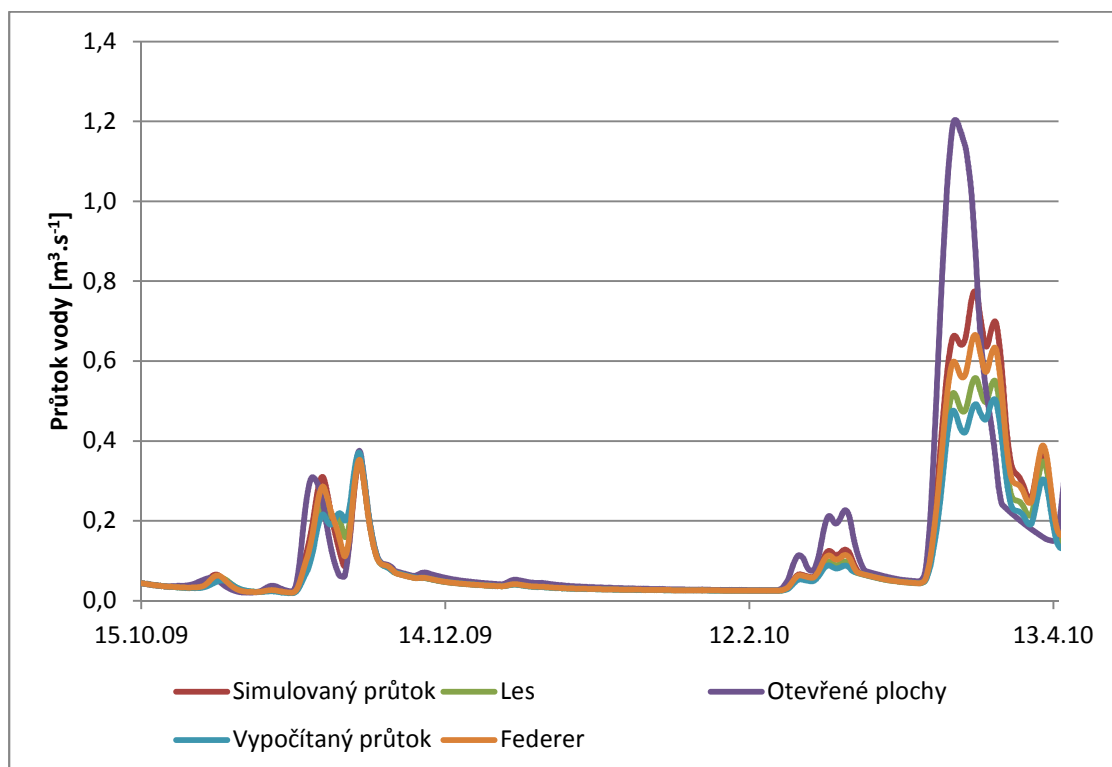
Relativní změna objemu odtoku je u lesa nižší o ¼ než u otevřených ploch, což je způsobeno rozdílnou rychlostí tání. U lesa nestačila veškerá sněhová pokrývka odtéct v simulovaném období, kdežto u otevřených ploch dotekla beze zbytku (obr. 16). Rozdíl mezi relativní změnou kulminace u lesa a otevřených ploch je více jak dvojnásobný a časový rozdíl mezi oběma kulminace je téměř čtyři dny.

Tab. 9: Hodnoty porovnávaných parametrů mezi lesem a otevřenými plochami

Parametr	Les		Otevřená plocha	
	Hodnota	Změna	Hodnota	Změna
Objem odtoku - pozorovaný [mm]	344,53	14,73 %	344,53	-11,40 %
Objem odtoku - simulovaný [mm]	293,76		383,83	
Kulminace - pozorovaná [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]	0,78	29,48 %	0,78	-53,84 %
Kulminace - modelovaná [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]	0,55		1,2	
Čas kulminace - pozorovaný	27.3. 2:00	o 30 h	27.3. 2:00	o - 57 h
Čas kulminace - simulovaný	28.3. 8:00		24.3. 17:00	
DDF	2,05		6	
Wetmeltrate	2,46		6,41	

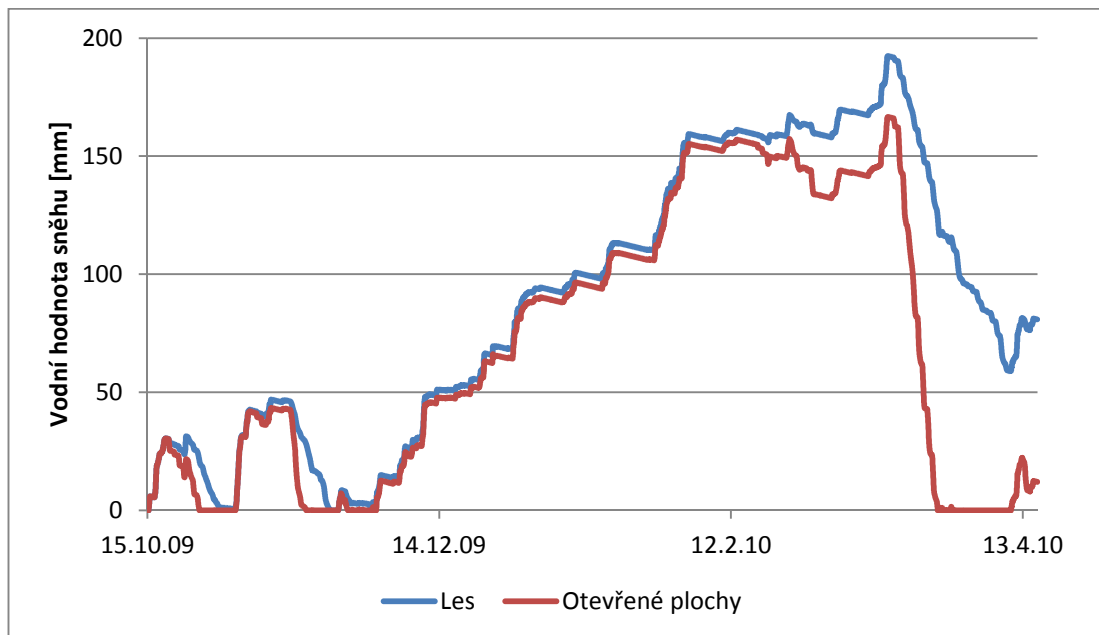
Na obrázku 15 jsou znázorněny hydrogramy jednotlivých simulovaných odtoků vody. Jasně patrné jsou rozdíly mezi otevřenou plochou a ostatními simulacemi. Kulminace se dostavila dříve než u ostatních simulací a nejrychleji se snížil pod průtok $0,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ovšem nejlepší pro zadržení vody v povodí byla vypočtená hodnota DDF podle vzorce 4. Docházelo k nejdelšímu odtoku a zároveň nejnižšímu průtoku v době kulminace.

Obr. 15: Hydrogramy pozorovaného a simulovaných odtoků za simulované období.



Na obrázku 16 je znázorněn průběh vodní hodnoty sněhu v nadmořské výšce 933, která byla vybrána jako reprezentativní pro celé povodí. Průměrná nadmořská výška povodí Zlatého potoka je 927 m. Během simulovaného období roztála sněhová pokrývka na otevřených plochách, kdežto v lese roztály jen dvě třetiny vodní hodnoty sněhu. Maximální množství vodní hodnoty bylo ovlivněno dílčími oblevy během roku a tak nejvyšší vodní hodnoty sněhu bylo dosaženo v lese.

Obr. 16. Simulovaný průběh vodní hodnoty sněhu pro les a otevřené plochy



6 Diskuze

V této kapitole jsou popsány problémy a nejistoty spojení s modelováním odtoku vody ze sněhové pokrývky metodou degree-day. Další část kapitoly se věnuje diskuzi s českou a zahraniční literaturou.

6.1 Nejistoty související se zpracováním dat a výpočtem rychlosti tání

Pro nastavení srážko-odtokového modelu HEC-HMS pro modelování odtoku vody ze sněhové pokrývky je potřeba velké množství vstupních dat. Měření použitých dat a zpracování je velmi zatížené nejistotou. Kvalita fyzickogeografické charakteristiky závisí na podrobnosti podkladových dat (DMU 25) pro vytvoření digitálního modelu terénu. Od digitálního modelu terénu se odvíjí výpočty dalších charakteristik povodí. Například rozvodnice mezi prvním a druhým subpovodím (obr. 4), která neodpovídá skutečnosti, avšak pro výpočet programem ArcGIS bylo nezbytné ji takto upravit. Tím byly ovlivněny parametry doba koncentrace a retenční konstanta potřebné pro výpočet metody Clarkova jednotkového hydrogramu. Další velká nejistota je u těchto parametrů, jelikož při kalibraci musely být zvýšeny o koeficient 100, respektive 120, což neodpovídá skutečnosti. Toto zvýšení by mohlo být způsobeno chybou v časové řadě teploty vzduchu. Pro stanovení hodnot odtokových křivek pro metodu SCS Curve Number, je podstatná kvalita údajů o půdním typu, hydrologické skupině půdy a krajinném pokryvu. Určitou míru nejistoty přináší zjednodušení parametrů vztahujících se ke korytu (Channel-Model), například šířka a hloubka koryta. Uvedené parametry byly určeny na základě terénního průzkumu. Model bohužel umožňuje zadání pouze jedné hodnoty, která se vztahuje vždy k celému úseku toku v rámci dílčího povodí. Uvedenou nejistotu lze snížit podrobnějším členěním modelového povodí, což má ale za následek výrazné zvýšení počtu parametrů a nároků na vlastní výpočet. S podobnými problémy se setkala ve svém výzkumu Kutláková (2010).

Další nejistota vzniká u dat teploty vzduchu a srážek použitých z meteorologické stanice PŘF UK nad obcí Hřebečná. Data o úhrnech srážek mají velkou nejistotu, jelikož v okolí meteorologické stanice vítr dosahuje vysokých rychlostí, což může mít vliv na měření srážek, obzvláště v zimním období. Pochybnosti vznikají při sběru dat vodní hodnoty sněhu, kde počet měřených profilů nemusí přesně vystihovat celkové množství a prostorové rozložení sněhu v povodí. Vzhledem k výsledkům výzkumů založených na terénním měření

výšky sněhu a SWE (Jeníček a Taufmannová, 2010; Taufmannová et al., 2010), považujeme ale současnou síť měřicích bodů za optimální.

Samotná podstata metody degree-day přináší velkou nejistotu, jelikož vychází z denních časových kroků. Odtok vody ze sněhové pokrývky reaguje se zpožděním oproti běhu teplot během dne. Takto se může stát že, teplota vystoupá během dne nad nulu a sníh začne tát, ale během noci se teploty sníží pod bod mrazu. Průměrná denní teplota tak je pod kritickou teplotou (0°C) a model nepočítá tání sněhové pokrývky. Tuto nevýhodu denního časového kroku popisují např. Hock (2003), Hasa (2010), Kutláková (2010) a Šmídl et al. (2010).

6.2 Zhodnocení vlivu vegetace na tání sněhové pokrývky

Pro zhodnocení vlivu vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky byl zvolen srážko-odtokový model HEC-HMS verze 3.5, který obsahuje sněhovou komponentu a je volně přístupný na internetu, proto je velmi často používaný pro simulace srážko-odtokových událostí po celém světě (Garcia et al. 2008, Markus et. al. 2007, Moges et al. 2003). Záměrem bylo provést simulace srážko-odtokového procesu a akumulace sněhové pokrývky ve dvou zimních obdobích 2009/2010 a 2010/2011. Pro nedostatek vhodných údajů o úhrnu srážek pro druhé zimní období byla vytvořena simulace pouze ze zimního období 2009/2010.

Hlavní důraz byl kladen na celistvou formu sněhového modelu v systému HEC-HMS využívající k výpočtu metodu degree-day. Podstata celé metody výpočtu rychlosti tání sněhové pokrývky závisí na teplotě vzduchu a hodnotě DDF (rovnice 4). Použitá metoda degree-day ve sněhovém modelu je mnohem propracovanější a do výpočtu vstupují další parametry. Samotné množství parametrů může mít vliv na přesnost celého výpočtu, jelikož zahrnuje velké množství faktorů ovlivňujících tání sněhové pokrývky. Proto při špatném zadání se lze dopustit velké chyby. Množstvím zadávaných parametrů se tato metoda blíží k metodě energetické bilance, která také počítá například s vlivem tepla vyzařovaného ze zemského povrchu na tání sněhové pokrývky. Oproti přírodním procesům zůstává tato metoda stále velmi zjednodušená a pro uživatele z hlediska množství vstupních dat použitelná.

Průběh simulace vodní hodnoty sněhu ovlivnily především tři parametry sněhového modelu: PX Temperature (teplota vzduchu, která rozlišuje kapalné a pevné srážky), WetMeltrate (teplotní index tání v době vypadávání srážek) a Groundmelt (intenzita tání způsobená teplem vyzařovaným zemským povrchem). Pomocí těchto parametrů však nelze

vystihnout prostorovou a časovou variabilitu, jelikož se zadávají pro celé povodí stejné po celou dobu simulace.

Parametry PX Temperature a Wetmeltrate ovlivňují především ukládání a tání sněhové pokrývky v závislosti na teplotě. Při nízkých hodnotách dochází ke snížení akumulace sněhu a rychlejšímu tání sněhové pokrývky. Při vysokých hodnotách dochází k větší akumulaci sněhové pokrývky a menšímu tání sněhové pokrývky. Parametr Groundmelt ovlivňuje tání sněhové pokrývky konstantně po celou dobu simulace. Při vysokých hodnotách se konstantně zvyšuje odtok vody ze sněhové pokrývky. Hlavní nejistota u tohoto parametru vzniká v případě, že během zimního období dojde v části povodí k zmrznutí půdy a v jiné části nikoliv. Stejný charakter nejistot u sněhového modelu uvádí Kutláková (2010) v rámci diplomové práce.

Velkou nejistotou je zatížen teplotní index tání (DDF), který musí být odvozen jak pro srážkové tak pro bezsrážkové období. Jeho hodnota se mění v závislosti na vegetačním krytu a může se měnit i v závislosti na množství sluneční radiace. Federer et al. (1972) odvodil různé hodnoty DDF pro jednotlivé vegetační pokrývky, pro otevřené plochy je hodnota DDF vyšší, tedy sněhové pokrývky na otevřených plochách taje rychleji než v lese. Vlivem vegetace na hodnotu DDF se zabývali Lundberg a Beringer, kteří dospěli k rozmezí hodnot DDF pro otevřenou plochu 4,84 až 5,3 mm.°C.den⁻¹ a pro les 3,44 mm.°C.den⁻¹.

Hodnota DDF byla podle metodiky Federera et al. (1972) pro toto povodí vypočtena na 2,5 mm.°C.den⁻¹, pro zastoupení pouze jehličnatého lesa byla hodnota vypočítána na 2,05 mm.°C.den⁻¹ a pro zastoupení pouze otevřených ploch na 6 mm.°C.den⁻¹. Kalibrovaná hodnota DDF, při které došlo k nejlepším výsledkům je 2,8 mm.°C.den⁻¹. Takže podle metodiky Federera et al. (1972) má zkoumané povodí Zlatého potoka charakter lesnatého povodí se zastoupením otevřených ploch, které mají velký vliv na tání sněhové pokrývky. Federer et al. (1972) uvádí rozpětí hodnot DDF pro jehličnatý les od 1,4 do 2,7 mm.°C⁻¹.d⁻¹. Pro otevřené plochy v rozmezí od 4,5 do 7,5 mm.°C⁻¹.d⁻¹.

Při porovnávání výsledků simulací odtoku vody ze sněhové pokrývky při zadání parametrů pro les a otevřenou plochu, je zřetelný rozdíl mezi rychlostí tání sněhové pokrývky, kdy rychleji taje sníh na otevřených plochách. Zvýšení rychlosti tání sněhu má vliv na průtok v době kulminace a na celkovou výšku odtoku vody z povodí. Celková výška odtoku vody z otevřených ploch stoupla o 11,4 %, jelikož sněhová pokrývky roztála beze zbytku, kdežto u ostatních simulací v na konci simulovaného období ještě byla. Průtok v době

kulminace vzrostl o více jak polovinu proti průtoku z lesa. Naproti tomu celková výška odtoku vody z lesa klesla o 14,73 % oproti pozorovanému průtoku a průtok v době kulminace klesl o 29,48 % v porovnání s pozorovaným průtokem. Z těchto výsledků je patrný vliv vegetace na rychlost tání sněhové pokrývky a hlavně na průtok v době kulminace, kdy v lese taje sníh pomaleji a odtéká pozvolna, oproti otevřeným plochám, kdy sníh taje vyšší rychlostí a odtéká za kratší časové období. Vliv vegetace jistě bude mít vliv i na rozdílný průběh akumulace sněhu, kdy v lese lze očekávat nižší vodní hodnoty sněhu než na otevřených plochách. Rozdílná hodnota DDF mezi lesem a otevřenými plochami má také vliv na čas kulminace, kdy simulovaná kulminace z otevřených ploch proběhla o 4 dny dříve než z lesa.

Vypočtením hodnoty DDF pomocí vzorce 4 se došlo k hodnotě $1,76 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{den}^{-1}$. Podobných hodnot dosáhl při výzkumu na povodí Bystřického potoka v Krušných horách Hasa (2010). Z denních průměrů průtoků a teploty vzduchu byly odvozeny hodnoty DDF pro jarní období let 2009 a 2010. Pro rok 2009 byla vypočítána hodnota DDF faktoru $1,4 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{den}^{-1}$ a pro rok 2010 $1,48 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{den}^{-1}$. Při výzkumu v Jizerských horách na lokalitě Tomšovka se dosáhlo podobných hodnot DDF. Pro zimní období 2006/07 byla hodnota DDF $1,8 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$, pro zimu 2007/08 $1,3 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$ a pro zimní období 2009/10 byla stanovena hodnota DDF $2,7 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$. Tyto výsledky ukazují velkou variabilitu mezi pozorovanými roky a nemožnost použít vypočtenou hodnotu DDF pro předpovědi, jelikož se musí pro každé simulované období vypočítat zvlášť.

K závislosti vlivu slunečního záření na hodnotu DDF došel Bengtsson (1976). Poukazuje na změnu v rychlosti tání na počátku období tání sněhu a pomalejší tání sněhu na konci období tání sněhu. Tento rozdíl může být způsoben prodlužováním části dne, kdy dopadá na sníh sluneční záření. Dalším vlivem může být snížení albeda sněhu důsledkem jeho zrání.

6.3 Návrhy dalšího výzkumu

Od roku 2008 probíhají na Katedře fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze pravidelná měření výšky a vodní hodnoty sněhové pokrývky na experimentálních povodích v Krušných horách. Od stejného roku funguje meteorologická stanice nad obcí Hřebečná a v roce 2010 přibýlo měření teploty vzduchu, výšky sněhové pokrývky a kapalných srážek v nejnižší části Zlatého potoka. V roce 2011 ještě bylo přidáno měření teploty vzduchu a kapalných srážek na vybrané lokalitě v rámci povodí Bystřice a v povodí Zlatého potoka.

Tyto nové teplotní a srážkové řady pomohou dosáhnout lepších výsledků při dalších zkoumání srážko-odtokových procesů v této oblasti. Avšak srážkoměrné stanice, vyjma stanice Hřebečná, nejsou vybavené vyhříváním pro měření pevných srážek, takže pro modelaci odtoku vody ze sněhové pokrývky metodou degree-day nebudou použitelné. K lepšímu pochopení procesů akumulace a tání sněhu by měl přispět i automatický váhový sněhoměr zaznamenávající kontinuálně hodnotu SWE instalovaný na podzim roku 2010 na stanici Hřebečná. Dalším pozorováním lze zpřesnit modely a lépe pochopit akumulaci a tání sněhové pokrývky v těchto lokalitách a získané zkušenosti přenést do dalších horských oblastí.

Pro přesnost metody degree-day je potřeba většího množství dat a simulovaných období pro dosažení lepších výsledků. Zkoumání a zkoušení této metody na experimentálních povodích v Krušných horách je dobrá cesta jak dosáhnout lepších výsledků výpočtu rychlosti tání sněhové pokrývky.

7 Závěr

V rámci předkládané diplomové práce proběhla simulace odtoku vody ze sněhové pokrývky v jednom časovém období, kde se zjišťoval vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky pomocí srážko-odtokového modelu HEC-HMS. Modelace proběhla s využitím metody degree-day (teplotního indexu). Z původně dvou vybraných událostí proběhla simulace pouze pro první období (15. 10. 2009 – 15. 4. 2010). Druhé simulované období muselo být vyjmuta pro nepřesnost dat srážek. Simulace proběhla na experimentálním povodí Zlatého potoka v Krušných horách.

Modelace proběhla na kalibrovaném srážko-odtokovém modelu. Kalibrovaný průtok dosáhl stejného objemu odtoku vody a téměř stejného průtoku v době kulminace. Avšak při porovnání pozorovaného a kalibrovaného odtokového hydrogramu kritériem Nash-Sutcliffe se dosáhlo hodnoty 0,27. Tato hodnota není příliš uspokojivá. Kritéria relativní chyby kulminace a objemu odtoku vody, ale dosáhla uspokojivých hodnot, a proto lze model použít pro předpověď odtoku vody z tání sněhu.

Na takto kalibrovaném modelu byl zkoumán vliv vegetace na odtok vody ze sněhové pokrývky. Pro každý modelovaný případ byly vypočítány hodnoty DDF, které mají největší vliv na tání sněhové pokrývky. Byly uvažovány tři případy. Současný stav vyzorovaný z leteckého snímku, úplné zalesnění jehličnatým lesem a úplné zastoupení otevřených ploch. Pro skutečný stav byla hodnota DDF stanovena na $2,5 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$, pro úplné zalesnění $2,05 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ a pro úplné zastoupení otevřených ploch $6 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$. Výsledkem byly tři rozdílné hydrogramy, kdy nejbližší kalibrovanému modelu byl skutečný stav. Byl nižší o 6 % v objemu odtoku a o 15 % byl nižší průtok v době kulminace.

Vliv vegetace se podařilo prokázat na simulovaných průbězích odtoků vody. Odtok vody z povodí u lesa byl o 25 % nižší než u otevřených ploch, jelikož sněhová pokrývka při simulaci odtoku vody z lesa neroztála během simulovaného období. Průtok v době kulminace byl vyšší o 84 % u otevřených ploch než u lesa. Při porovnávání průtoku v době kulminace z otevřených ploch bylo dosaženo o 53 % vyššího průtoku, než je průtok pozorovaný.

Hodnoty ukazují velký vliv lesa na průběh akumulace a tání sněhové pokrývky. Les má vliv na vodní hodnotu sněhové pokrývky intercepce v době akumulace sněhu. Hlavní vliv je stínění slunečního záření a vytváření mikroklimatu, kdy pod korunami stromů je nižší teplota vzduchu než na otevřených plochách.

8 Zdroje a literatura

AMBACH, W. (1988a): Heat balance characteristics and ice ablation, western EGIG-profile, Greenland, Seventh Northern Research Basins Symposium/Workshop: Applied Hydrology in the Development of Northern Basins, May 25–June 1, Copenhagen Danish Society for Arctic Technology, Ililissat, Greenland, s. 59–70.

AOPK ČR (2005): Půdní mapa ČR, 01 – 43 Horní Blatná [online]. AOPK, Praha [cit. 2011-20-7]. Dostupné z URL: http://www.nature.cz/publik_syst2/files08/0143.pdf

ARENDET, A., SHARP, M. (1999): Energy balance measurements on a Canadian high arctic glacier and their implications for mass balance modelling. In: Tranter, M., et al. (Eds.), Interactions Between the Cryosphere, Climate and Greenhouse Gases, Proceedings of the IUGG Symposium, Birmingham 1999, IAHS Publ. no. 256, s. 165–172.

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

BEVEN, K., J. (2001): Rainfall-runoff Modelling, The Primer. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, 360 s.

BRAITHWAITE, R. J. (1995): Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. J. Glaciol. 41 (137), s. 153–160.

BRAITHWAITE, R. J., KONZELMANN, T., MARTY, C., OLESEN, O.B. (1998): Errors in daily ablation measurements in northern Greenland, 1993–94, and their implications for glacier climate studies. J. Glaciol. 44 (148), s. 583–588.

CLYDE, G. D. (1931): Snow-melting characteristics. Utah Agricultural Experiment Station Bull. 231, s. 1–23.

CORPS OF ENGINEERS (1956): Summary report of the snow investigations, snow hydrology. US Army Engineer Division (North Pacific, 210 Custom House, Portland, Oregon), 437 s.

ČHMÚ, Data ze stanic ČHMÚ v Krkonoších (2009) [online]. [cit 2010-07-13]. Dostupné z URL: http://old.chmi.cz/hydro/ohv/exp_pov/vyvoj_Krkonose.htm

DEWALLE, D. RANGO, A. (2008): Principles of snow hydrology, New York, Cambridge University Press, 409 s.

DUWAL, S. (2010): Degree-day Snow Model to Simulate Snow accumulation and runoff in the Kassjöån watershed, Stockholm University, 15 s.

EPA (2011): Excercise 8 – Simulation of snow accumulation and melt, [online]. Enviromental Protection Agency, United States [cit. 2011-20-7]. 47 s. Dostupné z URL: <http://water.epa.gov/scitech/datait/models/basins/upload/Excercise-8-Snow.pdf>

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 (dohledatelné v DeWalle a Rango, 2008).

FELDMAN, A. D. (2000): Technical reference manual, US Army corps of Engineering, Hydrologic Engineering center, Davis, CA, USA, 157 s.

FLEMING, M. J., SCHARFFENBERG, W. A. (2009): Hydrologic Modeling System HECHMS – User´s Manual version 3. 4. USACE, Davis, 310 s.

GARCIA, A., SAINZ, A., REVILLA, J., A., ALVAREZ, C., JUANES J., A., PUENTE, A., (2008): Surface water resources assesment in scarcely gauged basin in the north of Spain, Journal of hydrology 356, s. 312 – 326.

HASA, M. (2010): Metody modelování odtoku ze sněhové pokrývky: Případová studie pramenné oblasti ostrovské Bystřice. PřF UK, Bakalářské práce, 49 s.

HOCK, R. (2003): Temperature index melt modeling in mountine areas, *Journal of Hydrology* 282, s. 104 – 115

HOCK, R. (1999): A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *J. Glaciol.* 45 (149), s. 101–111.

HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. (2006): Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrozické vlastnosti snehovej pokrývky v biosférickej rezervácii Poľana, zimách 2003/04, 2004/05. Technická Univerzita Zvolen, In CHMI, Sborník ze semináře 11. stretnutie snehárov, OHV Pracoviště Jablonec nad Nisou, s. 30 – 40.

HRUŠKOVÁ, K., KYSELOVÁ, D. (2007): Modelování možných scénářů odtoku z tajícího sněhu v povodí horního Hronu. SHÚ, RS Banská Bystrica, In HRÍBIK, M., HOLKO, L., ŠKVARENINA, J., Zborník zo seminára 12. stretnutie snehárov, Technická Univerzita Zvolen, s 99 – 105.

JENÍČEK, M. (2005): Možnosti využití srážko-odtokových modelů na malých a středně velkých povodích. In Langhammer, J (ed): Vliv změn přírodního prostředí povodí údolní nivy na povodňové riziko. PřF UK, Praha, s. 112-126

JENÍČEK, M. (2008): Modelování hydrologických procesů II. [online], [cit. 2011-08-01]. <<http://floodserv.natur.cuni.cz/jenicek/vyuka.php?akce=procesyb>>

JENÍČEK, M., TAUFMANNOVÁ, A. (2010): Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu – výběr z výsledků výzkumu Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK v letech 2009 a 2010. In: Jiráček et al. XV. Medzinárodné stretnutie snehárov. Praha: ČHMÚ, s. 43-51.

JOHANNESSON, T., SIGURDSSON, O., LAUMANN, T., KENNETT, M. (1995): Degree-day glacier mass-balance modelling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland. *J. Glaciol.* 41 (138), s. 345–358.

KAYASTHA, R. B. (2001): Study of glacier ablation in the Nepalese Himalayas by the energy balance model and positive degree-day method. PhD Thesis. Graduate School of Science, Nagoya University, 95 s.

KAYASTHA, R. B., AGETA, Y., NAKAWO, M. (2000a): Positive degree-day factors for ablation on glaciers in the Nepalese Himalayas: case study on glacier AX010 in Shoron Himal, Nepal. Bull. Glaciol. Res. 17, s. 1–10.

KAYASTHA, R. B., TAKEUHI, Y., NAKAWO, M., AGETA, Y. (2000b): Practical prediction of ice melting beneath various thickness of debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, using a positive degreeday factor. In: Nakawo, M., Raymond, C.F., Fountain, A. (Eds.), Debris-Covered Glaciers, IAHS Publ. no. 264, s. 71–81.

KUCHMENT, L. S., GELFAN, A. N. (1995): The determination of the snowmelt rate and the meltwater outflow from a snowpack for modelling river runoff generation. Water Problems Institute of Russian Academy of Sciences, 10 Novo-Basmanaya, 107078, Moscow, Russia

KUČEROVÁ, D. (2010): Vliv prostorového rozložení sněhu na průběh povodní. PřF UK, Diplomová práce, 106 s.

KUTLÁKOVÁ, L. (2010): Modelování akumulace a tání sněhu v povodí Bystřice v Krušných horách. PřF UK, Diplomová práce, 105 s.

KUZMIN, P.P. (1961): Melting of snow cover, Israel Program for Scientific Translation, 290 s.

LANG, H. (1986): Forecasting meltwater runoff from snow-covered areas and from glacier basins. In: Kraijenhoff, D.A., Moll, J.R. (Eds.), River Flow Modelling and Forecasting, D. Reidel publishing company, Chapter 5, s. 99–127.

LAUMANN, T., REEH, N. (1993): Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway. J. Glaciol. 39 (133), s. 656–665.

LISTON, G. (1998): Interrelationships among Snow Distribution, Snowmelt, and Snow Cover Depletion: Implications for Atmospheric, Hydrologic, and Ecologic Modeling [online], Colorado, Department of Atmospheric Science, [cit 2009-07-12]. Dostupné z URL: [http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=get-document&doi=10.1175%2F1520-0450\(1999\)038%3C1474:IASDSA%3E2.0.CO%3B2](http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=get-document&doi=10.1175%2F1520-0450(1999)038%3C1474:IASDSA%3E2.0.CO%3B2)

LUNDBERG, A., BERINGER, J. (2005): Albedo and snowmelt rates across a tundra-to-forest transition, 15th International Northern Research Basins Symposium and Workshop Luleå to Kvikkjokk, Sweden 2005,

MARKUS, M., ANGEL, J. R., YANG, L., HEJAZI, M. I. (2007): Changing estimates of design precipitation in Northeastern Illinois: Comparison between different sources and sensitivity analysis. *Journal of Hydrology* 347, Issues 1-2, s. 211 – 222.

MARTINEC, J. (1960): The degree-day factor for snowmelt-runoff forecasting. In: General assembly of Helsinki, Commission on Surface Waters. IAHS no. 51, s. 468 – 477.

MOGES, S. A., KATAMBARA, Z., BASHAR, K., (2003): Decision support system for estimates of potential evapotranspiration in Pangani Basin. *Physics and chemistry of the earth* 20, Issue 20-27, s. 927 – 934.

MŽP (2009): Mapové výstupy fyzickogeografických charakteristik povrchu [online]. Geoportál.cenia.cz, Praha, [cit. 2009-08-22]. Dostupné z URL: http://www.cenia.cz/_C12571B20041F1F4.nsf/index.html

NEUHÄSLEROVÁ, Z., a kol. (1998): Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky textová část. Academia, Praha, 343 s.

PODZIMEK, S. (2009): Monitoring sněhové pokrývky v povodí Zlatého potoka. PŘF UK, Bakalářská práce, 49 s.

SCHYTT, V. (1955): Glaciological investigations in the Thule Ramp area. SIPRE Report 28, Snow, ice and permafrost research establishment, Corps of Engineers, US Army, Wilmette, Illinois 88 s.

SCHYTT, V. (1964): Scientific results of the Swedish glaciological expedition to Nordaustlandet, Spitzbergen, 1957 and 1958. Geogr. Ann. 46 (3), s. 243–281.

SINGH, P., KUMAR, N. (1996): Determination of snowmelt factor in the Himalayan region. Hydrol. Sci. J. 41 (3), s. 301–310.

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

SINGH, P., KUMAR, N., RAMASASTRI, K. S., SINGH, Y. (2000b): Influence of a fine debris layer on the melting of snow and ice on a Himalayan glacier. In: Nakawo, M., Raymond, C.F., Fountain, A. (Eds.), Debris-covered Glaciers, Proceedings of the Workshop on Debris-covered Glaciers, Seattle, 2000: IAHS Publ. no. 264, s. 63–69.

SINGH, P., SINGH, V. P. (2001): Snow and Glacier Hydrology. Kluwer Academic Publisher, Londýn, 742 s.

ŠERCL, P. (2009): Vliv fyzicko-geograických faktorů na charakteristiku teoretických návrhových povodňových vln. Sborník prací ČHMU. Praha 85 s.

ŠMÍDL, J., ŠANDA, M., KULASOVÁ, A. (2010): Kontinuální sledování sněhové pokrývky na povodí Uhlířská, aplikace metody degree-day, ČVUT Praha, VÚV TGM, In JIRÁK, J., POBŘÍSLOVÁ, J., VAJSKEBR, V., DUCHÁČEK, L., XV stretnutie snehárov, CHMÚ Jablonec nad Nisou, 88 s.

TAKEUCHI, Y., NARUSE, R., SKVARCA, P. (1996): Annual air-temperature measurement and ablation estimate at Moreno Glacier, Patagonia. Bull. Glacier Res. 14, s. 23–28.

TAUFMANNOVÁ, A., JENÍČEK, M., KUČEROVÁ, D., PEVNÁ, H., PODZIMEK, S. (2010): Výzkum procesů akumulace a tání sněhu v Krušných horách. In Hydrologické dny 2010 – voda v měnícím se prostředí, 2. díl. Sborník příspěvků 7. mezinárodní konference českých a slovenských hydrologů a vodohospodářů. Hradec Králové: Český hydrometeorologický ústav, s. 493-499.

TOLASZ et al., (2007): Atlas podnebí česka, ČHMÚ, Praha, 256 s.

PEVNÁ, H. (2010): Vliv na akumulaci a tání sněhové pokrývky, PřF UK, Bakalářská práce, 56 s.

POBŘÍSLOVÁ, J., KULASOVÁ, A. (2000): Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných partiích Jizerských hor. ČHMÚ, OPERA CORCONTICA 37, 2000, s. 113–119

ZINGG, T. (1951): Beziehung zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abflussfragen. IAHS Publ. no. 32, s. 266–269.

9 Seznam použitých obrázků

- Obr. 1: Schéma odtoku vody ze sněhu a srážek (DeWalle, Rango 2008).*
- Obr. 2: Fotometrická mapa zájmového území s vyznačenými body měření výšky sněhu a SWE (www.maps.google.cz, 2009, upraveno).*
- Obr. 3: Konsumpční křivka Zlatého potoka (křgg PřF UK)*
- Obr. 4: Schéma rozdělení povodí v HEC-HMS*
- Obr. 5: Metoda exponenciálního poklesu (Feldman 2000)*
- Obr. 6. Parametry pro každé subpovodí pro výpočet rychlosti tání metodou degree-day v modelu HEC-HMS.*
- Obr. 7: Výšková členitost povodí Zlatého potoka - rozdělení dle výškových zón použitých v HEC-HMS (DMU 25, DIBAVOD)*
- Obr. 8: Parametry nadmořské výšky a počátečních podmínek pro jednotlivá subpovodí.*
- Obr. 9: Simulovaný průběh vodní hodnoty sněhu bodové měření v subpovodí Zlatý_p 1 v nadmořské výšce 966 m v zimě 2009/2010.*
- Obr. 10: Simulovaný průběh vodní hodnoty sněhu bodové měření v subpovodí Zlatý_p 6 v nadmořské výšce 897 m v zimě 2009/2010.*
- Obr. 11: Simulovaný průběh vodní hodnoty sněhu bodové měření v subpovodí Zlatý_p 9 v nadmořské výšce 853 m v zimě 2009/2010.*
- Obr. 12: Graf průměrné hodinové teploty vzduchu ve stanici Hřebečná a průměrných hodinových průtoků vody Zlatého potoka v profilu Zlatý kopec.*
- Obr. 13: Graf hodinových úhrnů srážek ve stanici Hřebečná a průměrných hodinových průtoků vody Zlatého potoka v profilu Zlatý kopec.*
- Obr. 14: Hyetogram srážek, hydrogramy pozorovaného a simulovaného odtoku vody z období 2009/2010*
- Obr. 15: Hydrogramy pozorovaného a simulovaných odtoků za simulované období.*
- Obr. 16. Simulovaný průběh vodní hodnoty sněhu pro les a otevřené plochy*

10 Seznam tabulek

- Tab. 1: Vliv dešťových srážek na DDF pro les a otevřená prostranství (Singh, Singh 2001).*
- Tab. 2: Faktory ovlivňující DDF (DeWalle, Rango 2008).*
- Tab. 3: Tabulka hodnot DDF (Hock, 2003).*
- Tab. 4: Hydrologická charakteristika povodí (Zdroj: DMU 25, vlastní zpracování).*

Tab. 5: Vstupní hodnoty metody degree-day v modelu HEC-HMS. (Fleming, Scharffenberg 2009)

Tab. 6: Kalibrované parametry sněhového modelu.

Tab. 7: Kalibrované parametry pro odtok vody z povodí.

Tab. 8: Hodnoty porovnávaných kritérií pro simulaci 2009/2010.

Tab. 9: Hodnoty porovnávaných parametrů mezi lesem a otevřenými plochami

11 Seznam Příloh

Příloha č. 1: Fotografie

Příloha 2: Vstupní parametry pro srážko-odtokový model HEC-HMS.

PŘÍLOHY

Příloha č. 1: Fotografie.

Meteorologická stanice PřF UK nad obcí Hřebečná na jaře a v zimě.



Měření vodní hodnoty sněhu.



Sněhoměrný válec, váhy a GPS.



Měření průtoku hydrometrickou vrtulí.



Zlatý potok v oblasti závěrového profilu.



Příloha 2: Vstupní parametry pro srážko-odtokový model HEC-HMS.

Subpovodí	Zlaty_p1	Zlaty_p2	Zlaty_p3	Zlaty_p4	Zlaty_p5	Zlaty_p6	Zlaty_p7	Zlaty_p8	Zlaty_p9
Rozloha [km ²]	0,81	0,46	0,37	0,82	0,54	0,75	0,69	0,60	0,43
Průměrná nadmořská výška [m]	966	965	901	944	936	897	933	876	853
Longflowpath [in]	5085,55	6043,60	3805,96	5082,27	5492,39	4688,55	4891,97	4800,10	4209,52
Y [%]	11,41	9,8	18,18	13,14	11,32	14,58	16,66	26,13	26,63
Tlag [h]	0,3018	0,399	0,3066	0,363	0,2082	0,2712	0,279	0,2148	0,1908
Tc [h]	0,503	0,665	0,511	0,605	0,347	0,452	0,465	0,358	0,318
L	0,96	1,14	0,72	0,96	1,04	0,89	0,93	0,91	0,80
S ₁₀₈₅ [ft/mil]	549,57	454,81	552,28	522,66	483,63	650,30	826,29	640,00	899,89
Rc	0,54	0,67	0,49	0,56	0,61	0,46	0,39	0,47	0,34
CN	64,7	64,2	63,1	63,35	62,1	63,6	61,2	62	62,18
S [mm]	138,58	141,64	148,54	146,95	155,02	145,37	161,03	155,68	154,49
S [in]	5,46	5,58	5,85	5,79	6,10	5,72	6,34	6,13	6,08
l _a [mm]	27,72	28,33	29,71	29,39	31,00	29,07	32,21	31,14	30,90