

**UNIVERZITA KARLOVA**

**Přírodovědecká fakulta**

Katedra fyzické geografie a geoekologie



Bc. Barbora Hájková

**Vliv prostorové schematizace povodí na přesnost modelu  
akumulace a tání sněhu**

Influence of catchment spatial subdivision on the accuracy of the snow  
accumulation and snowmelt model

Diplomová práce

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

Praha 2013

Prohlášení:

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

V Praze dne 21. 8. 2013

.....  
Bc. Barbora Hájková

Poděkování:

Na tomto místě bych ráda poděkovala svému školiteli RNDr. Michalu Jeníčkovi Ph.D. za vedení práce, čas strávený konzultacemi, cenné rady a připomínky a poskytnutá data. Poděkování patří také všem, kteří se podíleli na sběru dat při terénních měřeních.

# **Zadání diplomové práce**

## **Název práce**

Vliv prostorové schematizace povodí na přesnost modelu akumulace a tání sněhu

## **Cíle práce**

Diplomová práce si stanovuje následující cíle:

1. Sestavení a kalibrace vybraného modelu akumulace a tání sněhu (typ degree-day) na vybraných malých horských povodích
2. Sledování vlivu prostorové distribuce parametrů modelu (především počtu dílčích povodí a charakteru výškových pásem) na přesnost simulací akumulace a tání sněhu

## **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

První část práce bude věnována zhodnocení stavu poznatků o vlivu prostorového rozložení parametrů srážko-odtokových modelů na simulaci odtoku z povodí. Větší důraz bude kladen na ty vstupní parametry, které souvisí se sněhovou komponentou modelu (vodní hodnota sněhu SWE, teplota vzduchu, teplotní faktor tání, nadmořská výška).

Druhá část práce bude zaměřena na sledování vlivu prostorové diskretizace modelu na přesnost simulací akumulace a tání sněhu. Důraz bude kladen na zhodnocení vlivu počtu a velikosti dílčích povodí a počtu a rozpětí výškových pásem. Uvedené parametry ovlivňují především podrobnost zadávaných vstupních dat SWE a teploty vzduchu. Výsledné simulace budou ověřeny na podkladech terénního a staničního monitoringu SWE.

Datum zadání: 10. 11. 2011

Jméno studenta: Barbora Hájková

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Michal Jeníček

Podpis vedoucího práce:

## **Vliv prostorové schematizace povodí na přesnost modelu akumulace a tání sněhu**

### **Abstrakt**

Diplomová práce se zabývá vlivem prostorové schematizace povodí na přesnost simulace ve srážko-odtokovém modelu. Pro práci bylo využito hydrologického modelu HEC-HMS vyvíjeného U.S. Army Corps of Engineers. Zájmové území tvoří dvě experimentální povodí nacházející se v Krušných horách, povodí Bystřice a Zlatého potoka, kde od konce roku 2008 probíhá výzkum Katedry fyzické geografie a geoekologie. Na obou povodích byl zkoumán vliv čtyř odlišných variant horizontálního a vertikálního členění povodí. Simulace probíhaly ve dvou dvouletých obdobích 11/2008–10/2010 a 11/2010–10/2012. Pozornost byla zaměřena především na sněhovou komponentu modelu, pro kterou byla zvolena metoda teplotního indexu. Výsledky simulací byly porovnávány s pozorovanými daty z hladinoměřů v závěrových profilech povodí a daty získanými při zimních terénních měřeních. Výsledky ukázaly, že u obou povodí bylo dosaženo vyšší přesnosti simulace vodní hodnoty sněhu při rozdělení povodí do vyššího počtu výškových pásem, než když byla povodí ponechána pouze s jedním výškovým pásmem. Každé povodí však reagovalo na tento počet odlišně. Přesnost simulovaného odtoku z povodí, která byla hodnocena pomocí zvolených objektivních kritérií nedosáhla uspokojivých hodnot ani u jednoho z povodí. U povodí Bystřice se však simulace zpřesnila při rozdělení povodí do 3 subpovodí. Oproti tomu u Zlatého potoka byla přesnost simulace nejvyšší při zanechání horizontálně nerozlišeného povodí. I zde se však pozitivně projevil vliv nárůstu počtu výškových pásem a to především u povodí Bystřice. Získané výsledky byly konfrontovány s poznatky z odborné literatury.

**Klíčová slova:** srážko-odtokový model, akumulace sněhu, tání sněhu, prostorová distribuce parametrů

## **Influence of catchment spatial subdivision on the accuracy of the snow accumulation and snowmelt model**

### **Abstract**

This thesis is focused on influence of catchment spatial subdivision on the accuracy of rainfall-runoff model simulations. A hydrological model HEC-HMS developed by U.S. Army Corps of Engineers was applied in the thesis. Study area includes two experimental catchments; Bystřice River basin and Zlatý Brook basin. Both catchments are located in the Krušné Mountains. The research in catchments has been carried out by the Department of Physical Geography and Geocology since 2008. The influence of four different horizontal and vertical catchments delineation on runoff simulations was analyzed. The simulations were performed in two two-year periods 11/2008–10/2010 and 11/2010–10/2012. The attention was mainly aimed to snowmelt component of the model, for which temperature index method was chosen. The results of simulations were compared with water stages data measured in catchments outlets and with data from winter field measurements (snow depth and snow water equivalent). The results from both catchments showed that higher accuracy of simulation of the snow water equivalent was reached by dividing the catchments into more elevation zones. However, each of the catchments behaved in different way. The accuracy of simulated runoff from catchments evaluated by selected objective criteria didn't reach satisfactory results. However, in the Bystřice River catchment the simulation was improved when the catchment was divided into 3 subcatchments. The accuracy of simulation was higher when the catchment was spatially undivided in case of Zlatý Brook catchment. The positive effect of higher number of elevations bands was confirmed, especially in Bystřice River catchment. The results were compared with the knowledge obtained from scientific literature.

**Keywords:** rainfall-runoff model, snow accumulation, snowmelt, spatial distribution of the parameters

# OBSAH

1. Úvod.....	8
1.1. Cíle.....	9
1.2. Struktura.....	9
2. Současný stav poznatků .....	11
2.1. Hydrologické modely a jejich klasifikace.....	11
2.2. Klasifikace kauzality.....	11
2.3. Časová a prostorová diskretizace modelu.....	12
2.3.1. Celistvé modely.....	12
2.3.2. Distribuované modely .....	12
2.3.3. Semi-distribuované modely.....	13
2.4. Metody modelování odtoku ze sněhové pokrývky .....	13
2.4.1. Metoda energetické bilance.....	13
2.4.2. Metoda teplotního indexu.....	14
2.5. Vliv parametrů modelu na přesnost akumulace a tání.....	18
2.5.1. Vliv dílčích povodí a výškových zón.....	18
2.5.2. Změna teploty vzduchu s nadmořskou výškou .....	25
2.5.3. Změna rozložení srážek s nadmořskou výškou.....	27
2.5.4. Rozlišení dešťových a sněhových srážek.....	27
3. Materiál a metody.....	29
3.1. Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území.....	29
3.2. Charakteristika hydrologického modelu HEC-HMS .....	31
3.3. Zdroje dat a jejich zpracování.....	33
3.4. Sestavení modelu – použité metody a odhad parametrů.....	35
3.4.1. Metoda objemu odtoku.....	36
3.4.2. Metoda přímého odtoku .....	38
3.4.3. Metoda základního odtoku .....	39
3.4.4. Korytový model.....	40
3.4.5. Meteorologický model .....	41
3.4.6. Časové řady a vytvoření simulačního běhu.....	46
3.5. Kalibrace a verifikace modelu .....	47
4. Výsledky.....	50
4.1. Modelované období 2009–2010 .....	50
4.2. Modelované období 2011–2012 .....	59
5. Diskuse.....	66
5.1. Nejistoty a zdroje možných chyb.....	66
5.2. Zhodnocení výsledků.....	67
6. Závěr.....	71
7. Literatura .....	73
8. Seznamy tabulek, obrázků a příloh .....	78
8.1. Seznam tabulek .....	78
8.2. Seznam obrázků.....	79
8.3. Seznam příloh .....	80
Přílohy .....	81

# 1. Úvod

Ve většině částí světa je sezónní a krátkodobá proměnlivost odtoku odrazem variability dešťových srážek. S rostoucí zeměpisnou šířkou a nadmořskou výškou však čím dál více srážek vypadává ve formě sněhu. Ve střední Evropě zaujímají sněhové srážky a sněhová pokrývka významné místo v hydrologickém cyklu. Během zimního období se sněhové srážky akumulují po několik měsíců ve sněhové pokrývce a poté jsou v mnohem kratším čase uvolněny v období jarního tání. Tento proces výrazně ovlivňuje jak krajinnou, tak sociální sféru v řadě oblastí po celém světě. Voda z tání tvoří důležitý vodní zdroj nejen pro oblasti přímo pokryté sněhovou pokrývkou, ale také pro mnohem vzdálenější lokality. Může být použita pro zásobování obyvatelstva, vodní energii, závlahové zemědělství či jiné účely (Ferguson, 1999).

Základním cílem odvětví hydrologie, které se zabývá sněhovou komponentou, je co nejpřesněji určit načasování tání a objem vody ze sněhu, který přispívá k odtoku z povodí během jarního tání. Při výzkumu jsou nejdůležitějšími sněhovými charakteristikami vodní hodnota sněhu a výška sněhové pokrývky. Důležitým zdrojem informací jsou data získaná ze sítě klimatických stanic, která slouží jako vstupy do hydrologických modelů. Většinou jsou však potřeba podrobnější informace, než které může poskytnout síť stanic, která je často velmi řídká a nevyhovující. Z tohoto důvodu se pořádají terénní sněhová měření, která jsou však fyzicky velmi náročná, a proto se často omezují pouze na vybraná území nebo výzkumná povodí. (Holko et al., 2011)

Mezi takováto území patří také dvě experimentální povodí v Krušných horách, které se nacházejí v pramenných úsecích Zlatého potoka a Bystřice. Od roku 2008 zde probíhá výzkum Katedry fyzické geografie a geoekologie zaměřený na monitoring hydrologických a klimatologických charakteristik.

Významné postavení ve výzkumech zaměřených na sněhovou pokrývku mají hydrologické modely. V těchto modelech je důležitým faktorem teplota vzduchu, která výrazně ovlivňuje hydrologické procesy v povodí a to především akumulaci sněhové pokrývky a její tání. Proto její přesné určení je základem přesnosti modelových simulací, především jedná-li se o rozsáhlá povodí (Dou et al., 2011).

Dalším důležitým faktorem je nadmořská výška. Ta ovlivňuje hodnotu teplotního a srážkového gradientu. Teplotní gradient zároveň určuje, zda se při vypadávání srážek jedná



o srážky dešťové či sněhové. Má také vliv na rozdílné rychlosti tání sněhové pokrývky (Hartman et al., 1999).

Pro úspěšné modelování tání sněhu a odtoku je důležité realistické popsání výškového rozložení a načasování tání sněhu a odtoku. Proto, aby se zlepšila přesnost simulací, jsou v modelech povodí často rozčleněny do výškových zón. V prostorově distribuovaných modelech je nadmořská výška použita jako důležitá charakteristika pro každou buňku gridu (Lundquist et al., 2003).

Přesná předpověď odtoku vody z tání může minimalizovat riziko a ztráty povodní, které mohou být způsobeny rychlým táním sněhu. Proto je úsilí věnované vývoji hydrologických modelů a jejich stálému zdokonalování velmi důležité.

## **1.1. Cíle**

Předkládaná diplomová práce si klade tři hlavní cíle. Prvním je zhodnocení dosavadních poznatků o vlivu prostorového rozložení parametrů srážko-odtokových modelů na simulaci odtoku z povodí. Práce se v této části zaměřuje především na parametry spojené se sněhovou komponentou modelu. Využito je zde jak domácí, tak především zahraniční literatury, kde probíhá hlavní výzkum v této oblasti. Druhým cílem je sestavení a kalibrace modelu akumulace a tání pro experimentální povodí Zlatého potoka a Bystřice v Krušných horách, kde od roku 2008 probíhá výzkum Katedry fyzické geografie a geoekologie. K tomu bylo využito programu HEC-HMS, který je vyvíjen v Hydrologic Engineering Center v USA. Třetím hlavním cílem je sledování vlivu prostorové schematizace modelu na přesnost simulace akumulace a tání sněhu, kdy je hodnocen vliv počtu dílčích povodí a výškových pásem.

## **1.2. Struktura**

Práce je rozdělena do čtyř hlavních bloků. Po úvodu následuje kapitola zabývající se současným stavem poznatků. Jsou zde shrnuty obecné poznatky o hydrologických modelech a jejich klasifikace. Dále jsou zde popsány dva hlavní přístupy k modelování odtoku ze sněhové pokrývky. Hlavní část této kapitoly je pak věnována zhodnocení vlivů parametrů modelu na přesnost akumulace a tání. Další, třetí, kapitola se zabývá použitým materiálem a metodami. Je zde uvedena stručná fyzicko-geografická charakteristika zájmového území a hydrologického modelu HEC-HMS. Dále jsou zde popsány použité zdroje dat a jejich zpracování. Výraznější část je věnována samotnému sestavení modelu, popisu použitých

metod a odhadu požadovaných parametrů. Poslední část pak principu procesu kalibrace a verifikace. Ve čtvrté kapitole jsou uvedeny výsledky modelování pro kalibrační a verifikační období. Pátou a šestou kapitolu tvoří diskuse a závěrečné zhodnocení.

## **2. Současný stav poznatků**

### **2.1. Hydrologické modely a jejich klasifikace**

Matematický model je definovaný jako matematické vyjádření vztahu mezi systémovými vstupy, výstupy a působením systému. Je chápán jako matematické zjednodušení reality (Singh, Singh, 2001). V hydrologii se modely obvykle používají jako nástroj pro numerické simulace srážko-odtokového procesu (Daňhelka et al., 2003). Při modelování odtoku jsou srážkové vstupy transformovány na výstup ve formě odtoku. Zároveň mohou být v modelech zohledněny ztráty vody způsobené evapotranspirací, dočasným zadržením vody či zdržením způsobeným tím, jak je voda vedena více či méně průchodnými cestami na povrchu i pod povrchem (Ferguson, 1999).

V současné době existuje značné množství modelů, které jsou vyvíjeny pro nejrůznější účely a které využívají odlišných přístupů. Z důvodů lepší orientace mezi modely jsou vytvářeny klasifikace, podle kterých jsou modely zařazovány do jednotlivých kategorií. Klasifikace modelů může být prováděna podle různých kritérií.

Modely můžeme například členit podle účelu použití na modely používané v operativní hydrologii, modely určené pro činnosti vodního hospodářství nebo modely využívané ve sféře výzkumu. Dále může být klasifikace provedena podle typu simulovaného systému, typu a míry komplexnosti hydrologického procesu, hloubky a komplikovanosti vazeb simulovaného systému, nebo podle požadovaného rozsahu časové a prostorové diskretizace (Daňhelka et al., 2003)

### **2.2. Klasifikace kauzality**

Jedním z nejpoužívanějších kritérií je v hydrologii klasifikace podle stupně kauzality, která je vyjádřena vztahem příčina-důsledek. Podle tohoto přístupu se modely dělí na deterministické a stochastické. Deterministické modely jsou popsány vztahem závislých proměnných a nezávislých proměnných. Tyto modely jsou považovány za uživatelsky přístupnější a nejsou příliš náročné na dlouhé časové řady dat. Deterministické modely lze dále členit podle vazby příčina-důsledek a podle složitosti vnitřních vazeb na hydrodynamické, koncepční a black-box. Stochastickým modelům tato vazba mezi příčinou a důsledkem chybí. Dělí se na dvě skupiny – modely pravděpodobnostní a modely pro generování časových řad (Jeníček, 2005).

Sestavováním klasifikací modelů se zabývali jak zahraniční, tak domácí autoři.

## 2.3. Časová a prostorová diskretizace modelu

Hydrologické modely můžeme rovněž klasifikovat podle vztahu k časovému a prostorovému měřítku.

Časová diskretizace je určena především způsobem použití modelu. Můžeme rozlišovat modely kontinuální (pro větší povodí) nebo epizodní (pro malá povodí), modely s krátkým výpočetním krokem (1 min. až 1 hod.) a modely s dlouhým výpočetním krokem (týden, měsíc). Časový interval informací, které vstupují do modelu, se však může lišit od časového kroku výpočtu nebo i od časového kroku výstupních informací. Může se také lišit časový interval datových řad, které mají být v modelu použity. Volbu časového kroku ovlivňuje více faktorů, od frekvence přenosu dat po cíl uplatnění modelu. Nejčastěji se používá hodinový až denní časový krok (Daňhelka et al., 2003).

U prostorové diskretizace rozlišujeme modely celistvé a distribuované a to podle prostorové diskretizace závisle proměnných funkcí, parametrů a hydrologických charakteristik. Mezi těmito dvěma typy jsou ještě modely semi-distribuované (Daňhelka et al., 2003).

### 2.3.1. Celistvé modely

Celistvé modely, označované také jako lumped modely, považují povodí za homogenní jednotku. Parametry, které povodí charakterizují, jsou vztahovány k celému povodí nebo k jeho dílčí částem. Využívají se zde většinou bodově měřené hodnoty například ze srážkových stanic nebo hodnoty průtoků v závěrovém profilu. Pro převedení hodnot na celou plochu se využívá různých geostatistických metod. U celistvých modelů tání sněhu se například předpokládá, že sněhová pokrývka a rychlosti tání jsou stejné napříč celým povodím. Oproti distribuovaným modelům jsou celistvé modely mnohem jednodušší a snadněji použitelné (Jeníček, 2005).

### 2.3.2. Distribuované modely

Distribuované modely uvažují prostorovou variabilitu vstupních i výstupních parametrů. U modelů je povodí rozděleno na subpovodí nebo gridové body (čtvercové nebo trojúhelníkové), kdy každá podjednotka má charakteristickou hodnotu parametru. Velikost gridu se pohybuje do jednoho kilometru, avšak záleží na účelu použití (Jeníček, 2005).

V praxi používají distribuované modely k rozdělení povodí jeden z následujících obecných přístupů: a) výškové zóny, b) charakteristiky povodí (sklon, orientace, půdní druh, vegetace), c) fixní nebo proměnlivou délku 2D nebo 3D gridu (Singh, Singh, 2001).

Distribuované modely tání sněhu se přizpůsobují bodovým podmínkám, které se různí bod od bodu napříč celým povodím. Těmito podmínkami může být měnící se topografie, tzn. sklon, orientace či nadmořská výška, redistribuce větrem, sublimace sněhu nebo vegetační pokryv. Všechny tyto vlivy mohou být v distribuovaných modelech zohledněny (DeWalle, Rango, 2008).

Dřívější modely tání sněhové pokrývky byly spíše celistvého typu, avšak v posledních letech se v mnoha studiích používají distribuované modely (DeWalle, Rango, 2008).

S ohledem na obtížné rozložení parametrů v prostoru se však hledají i jiná řešení, které daly vzniknout modelům semi-distribuovaným.

### **2.3.3. Semi-distribuované modely**

U semi-distribuovaných modelů dochází k rozdělení povodí na podjednotky, které mají homogenní prostorové parametry – například stejný půdní druh, vegetační pokryv případně hydrologické parametry. Při použití semi-distribuovaných modelů je nutné dbát na prostorové rozdělení parametrů hydrologického systému a na prostorové rozdělení topografických a půdních charakteristik. Semi-distribuované modely tvoří optimální kombinaci celistvých a distribuovaných modelů, a proto se stále častěji používají (Jeníček, 2005).

## **2.4. Metody modelování odtoku ze sněhové pokrývky**

### **2.4.1. Metoda energetické bilance**

Pro výpočet tání ze sněhové pokrývky v povodí se v hydrologických modelech používá buď přístupu energetické bilance, nebo indexový přístup.

Metoda modelování odtoku ze sněhové pokrývky pomocí energetické bilance je založena na fyzikálním přístupu. Energetická bilance sněhové pokrývky reguluje produkci vody tvořené táním a tato metoda kvantifikuje toky energie na rozhraní atmosféra-sníh-půda (Hrušková, 2006).

U metody energetické bilance je nutné mít k dispozici informace o radiační energii, turbulentním a latentním teple, energii přenášené dešťovými a sněhovými srážkami a o teple vedeném z půdy do sněhové pokrývky. Energetická bilance sněhové pokrývky může být vyjádřena následující rovnicí (1) (Singh, Singh, 2001):

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

- kde:
- $Q_m$  – energie potřebná pro tání sněhu [ $W \cdot m^{-2}$ ]
  - $Q_{nr}$  – radiační bilance [ $W \cdot m^{-2}$ ]
  - $Q_h$  – turbulentní teplo na rozhraní sních-atmosféra [ $W \cdot m^{-2}$ ]
  - $Q_e$  – latentní teplo na rozhraní sních-atmosféra [ $W \cdot m^{-2}$ ]
  - $Q_p$  – teplo dodané dešťovými srážkami [ $W \cdot m^{-2}$ ]
  - $Q_g$  – teplo dodané půdou [ $W \cdot m^{-2}$ ]
  - $Q_q$  – změna vnitřní energie ve sněhové pokrývce [ $W \cdot m^{-2}$ ]

Použití této metody zahrnuje jednak energii příchozí a odchozí, ale také změny v zásobě energie v rámci sněhové pokrývky. Pro získání všech těchto informací je zapotřebí monitorovat řadu meteorologických parametrů. Důležité je také zohlednění možného vlivu oblačnosti nebo vegetačního pokryvu, který ovlivňuje energetickou bilanci sněhové pokrývky (Singh, Singh, 2001).

Výhodou tohoto fyzikálního přístupu je, že může být použit v různých klimatických podmínkách. Naopak nevýhodou této metody je právě její náročnost na vstupní data, která často nejsou k dispozici a musí se různými způsoby odvodit a je zde tak větší riziko možných chyb (Hrušková, 2006).

#### **2.4.2. Metoda teplotního indexu**

Kvůli problematickému získávání všech potřebných vstupních údajů se častěji pro modelování tání sněhové pokrývky uplatňují tzv. indexové metody. Indexová metoda využívá jedné nebo více proměnných, které mají vztah k energetické bilanci sněhové pokrývky (Hrušková, 2006).

Nejčastěji se jako index používá teplota vzduchu. Metoda teplotního indexu se snaží o zjištění vztahu mezi teplotou vzduchu a rychlostmi tání. Hock (2003) uvádí čtyři hlavní důvody, proč jsou modely založené na teplotním indexu hojně používány:

1. široká dostupnost dat nesoucí informace o teplotě vzduchu,
2. relativně jednoduchá interpolace a snadná možnost predikce teploty vzduchu,
3. obecně dobrá kvalita výstupů modelů i přes jejich zjednodušení,
4. metoda nenáročná na výpočet.

Autorka také uvádí dva důležité nedostatky této metody:

1. modely dobře pracují v dlouhých časových obdobích, avšak jejich přesnost klesá s rostoucím časovým rozlišením,
2. prostorovou variabilitu lze obtížně simulovat kvůli změnám v rychlostech tání v důsledku topografických vlivů, jako je zastínění, sklon svahu nebo orientace svahu, kdy tyto vlivy jsou zásadní především v horských oblastech.

Důvodem úspěchu teploty vzduchu jako jediného indexu může být také její vysoká korelace s některými komponentami energetické bilance.

Vztah mezi táním sněhu a metodou teplotního indexu lze vyjádřit pomocí rovnice 2 (DeWalle, Rango, 2008):

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

kde  $a$  je teplotní (degree-day) faktor [ $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ ] udávající úbytek vodní hodnoty sněhu  $M$  [ $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ ] za jeden den způsobený změnou teploty vzduchu  $T$  o  $1^\circ\text{C}$  nad kritickou teplotu  $T_c$ , nad kterou začíná proces tání sněhu. Hodnota  $T_c$  se pohybuje v rozmezí  $0\text{--}2^\circ\text{C}$ . Vhodná je optimalizace vždy pro konkrétní povodí. Jako hodnota  $T$  se nejčastěji používá průměrná denní teplota vzduchu.

V případě dostatečného množství dat o sněhové pokrývce je možné teplotní faktor získat pomocí porovnání počtu kladných stupňo–dnů (degree-day) se změnou vodní hodnoty sněhové pokrývky. V jiném případě, je dobrým ukazatelem změn vlastností sněhové pokrývky její hustota (Hrušková, 2006). Hodnotu teplotního faktoru lze pak vyjádřit vztahem, který uvádí Martinec (3) (1977 In Singh, Singh, 2001):

$$a = 1,1 * \left( \frac{\rho_s}{\rho_w} \right) \quad (3)$$

kde:  $a$  - teplotní faktor [ $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ ]  
 $\rho_s$  - hustota sněhu [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ]  
 $\rho_w$  - hustota vody [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ]

Hlavní výhodou této metody je její nenáročnost na vstupní data, kdy jsou používány právě pouze údaje o teplotě vzduchu, které jsou vcelku dobře dostupné. V tom ale spočívá i největší omezení této metody, jelikož proces tání mohou ovlivňovat i jiní činitelé (Hrušková, 2006)

Hodnota teplotního faktoru není stálá, protože ji ovlivňují fyzikální vlastnosti sněhové pokrývky, které se v čase a prostoru mění. Výsledky řady studií zabývajících se hodnotou teplotního faktoru jsou značně variabilní. To lze pozorovat i v tabulce 1, která uvádí hodnoty teplotního faktoru zjištěného různými autory v odlišných oblastech.

Tabulka 1: Hodnoty degree-day faktoru (Hock, 2003; upraveno)

lokality	DDF [mm · °C <sup>-1</sup> · den <sup>-1</sup> ]	zem. šířka	nadmořská výška [m n. m.]	hodnocené období	literatura
Storglaciären (Švédsko)	3,2	67°55'N	1550	5. 7.–7. 9. 1993	Hock, 1999
Dokriani Glacier	5,9	31°45'N	4000	4. 6.–6. 6. 1995	Singh, Kumar, 1996
Aletschgletscher (Švýcarsko)	5,3	46°27'N	3366	3. 8.–19. 8. 1973	Lang, 1986
Gooseberry Creek, Utah	2,5	~38°N	2650	23. 4.–9. 5. 1928	Clyde, 1931
Weissfluhjoch	4,5	46°48'N	2540	období tání	Zingg, 1951
3 povodí v USA	2,7–4,9			několik sezón	Corps of Engineers, 1956
12 lokalit ve Finsku	2,8–4,9	~60°–68°N		1959–1978	Kuusisto, 1980
John Evans Glacier (Kanada)	5,5	79°40'N	260	27. 6.–29. 7. 1996	Arendt, Sharp, 1999

Hodnoty teplotního faktoru lze získat z přímých měření nebo pomocí energetické bilance. U přímých měření se využívá sněhový lysimetr či sněhoměrné tyče. Hodnoty se mohou lišit i pro stejná místa v závislosti na tom, jaká metoda byla použita pro jejich odvození (např. jakým způsobem byla spočtena denní průměrná teplota vzduchu). Použití průměrné denní teploty může být problematické především v obdobích, kdy se teplota vzduchu pohybuje kolem bodu mrazu. Výsledná průměrná hodnota může dosahovat záporných hodnot, kdy tání neprobíhá, avšak během dne mohou někdy teploty vzduchu vystoupat nad bod mrazu. V tomto případě budou tedy hodnoty teplotního faktoru nadhodnoceny (Hock, 2003).

V oblastech, kde převládají obdobné fyzicko-geografické podmínky by hodnota teplotního faktoru měla narůstat s rostoucí nadmořskou výškou, s rostoucím množstvím přímého slunečního záření a s klesajícím albedem. Teplotní faktor sněhu je obecně nižší než teplotní faktor ledu, především kvůli rozdílnému albedu. Určení prostorové variability teplotního faktoru je obtížné především z důvodu komplexnosti procesů spojených se sněhovou pokrývkou. Časová proměnlivost teplotního faktoru je spojena se sezónním kolísáním přímého slunečního záření nebo v důsledku metamorfózy sněhové pokrývky (Hock, 2003).

Také přítomnost vegetačního pokryvu má na hodnotu teplotního faktoru vliv. Denní tání sněhu v lesnatých oblastech je výrazně nižší než tání na otevřených plochách, jelikož les



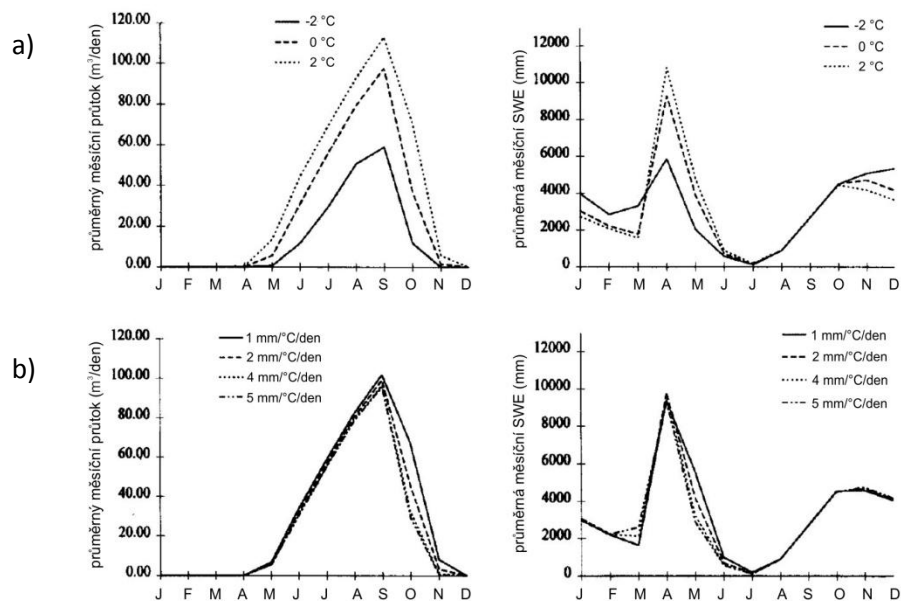
chrání sněhovou pokrývkou před větrem a slunečním zářením. Les sice může zvýšit dlouhovlnné záření, avšak ve výsledku způsobuje zpomalení tání sněhové pokrývky. Martinec a Rango (1986) uvádí, že rychlosti tání mohou být pro otevřené plochy určeny z hustoty sněhové pokrývky a poté nastaveny pro určitý vegetační pokryv.

Pro starý tající sníh je typické rozpětí  $3,5\text{--}6 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ . Ve Švédsku se faktor tání nachází v rozmezí  $2\text{--}3 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ . Pro Finsko jsou typické hodnoty kolem  $2,4 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  pro zalesněné a  $3,5 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  pro otevřené plochy (Semádeni-Davies, 1997)

Garstka (1964, In Singh, Singh, 2001) uvádí hodnoty ovlivněné expozicí k slunečnímu záření pohybující se mezi  $0,7 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  a  $9,2 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ .

Hodnoty teplotního faktoru byly odvozeny také pro lokality v České republice. Pro experimentální povodí Ptačího potoka v jihozápadních Čechách byly během zimních období 2010/2011 a 2011/2012 odvozeny hodnoty v rozmezí  $2,77 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  a  $3,28 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  (Jeníček et. al., 2012). Pro pramennou část Bystřice uvádí Hasa (2010) hodnotu teplotního faktoru tání  $1,40 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  a  $1,48 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  vypočítanou pro období tání sněhové pokrývky v letech 2009 a 2010.

Semádeni-Davies (1997) prováděla ve své studii simulace v povodí řeky Valuoja v Estonsku, ve kterých zkoušela citlivost modelu na změnu jeho parametrů (albedo, maximální rychlost evapotranspirace, kritická teplota tání, faktor rychlosti tání). Na obrázku 1 je znázorněn vliv změny hodnoty kritické teploty tání a faktoru rychlosti tání na průměrný měsíční průtok a průměrnou měsíční vodní hodnotu sněhu. Kritická teplota tání byla pozměněna v intervalu hodnot  $-2$  až  $2 \text{ }^\circ\text{C}$ , což způsobilo výrazné změny v charakteristice konce období tání. U vodní hodnoty sněhu změna kritické teploty tání ukázala, že nižší prahové hodnoty zkrátily období trvání sněhové pokrývky a snížily množství akumulace. Vliv změny faktoru rychlosti tání v intervalu  $1$  až  $5 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  byl omezen na jarní období tání. Zvýšení faktoru vedlo ke zvýšení průtoku na podzim a v zimě způsobilo redukci akumulace sněhu.



Obrázek 1: Citlivost modelovaného průměrného měsíčního průtoku a vodní hodnoty sněhu (SWE) na změnu a) kritické teploty tání b) faktoru tání pro období od ledna 1946 do prosince 1955 v povodí řeky Valuoja, Estonsko (Semádeni-Davies, 1997)

Mezi autory zabývajícími se odhady tání sněhu pomocí metody teplotního indexu panují rozdílné názory na vliv teploty vzduchu jako řídicí síly v procesech tání sněhu. Někteří ji považují za hlavní faktor ovlivňující tání, avšak jiní namítají, že teplota vzduchu samotná nemůže adekvátně vysvětlit procesy tání sněhu, a že i nadmořská výška a jiné faktory, které ovlivňují tání sněhu (například krajinný pokryv, land use, sklon a orientace svahů) jsou rovněž podstatné (Dou et al., 2011).

## 2.5. Vliv parametrů modelu na přesnost akumulace a tání

### 2.5.1. Vliv dílčích povodí a výškových zón

Specifikace a odhadnutí parametrů modelu patří mezi nejdůležitější činnosti hydrologického modelování. Z nejrůznějších citlivostních analýz je možné identifikovat, které z modelových vstupů a parametrů ovlivňují modelové výstupy (Rouhani et al., 2009).

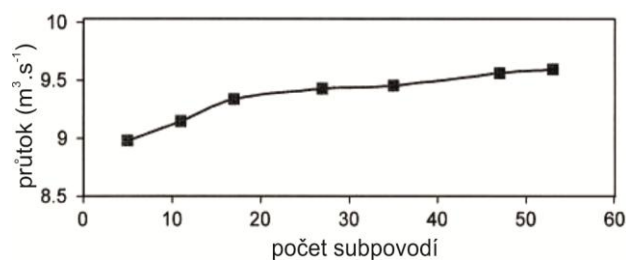
Správné odhadnutí prostorového rozložení vodní hodnoty sněhu (SWE) je nezbytné pro načasování odtoku a jeho objemu. Především v horském prostředí je rozložení vodní hodnoty sněhu v rámci povodí velmi proměnlivé jak v čase, tak v prostoru. Ovlivňuje ji řada faktorů jako nadmořská výška, sklonitost, orientace svahu, typ vegetace, drsnost povrchu, množství záření nebo energetická výměna na rozhraní sněž-atmosféra. V alpských regionech je z velké

části heterogenita vodní hodnoty sněhu způsobena redistribucí větrem, ale například i laviny mohou mít vliv na rozmístění značného množství sněhu (Hartman et al., 1999).

V hydrologických modelech je často povodí heterogenní z hlediska půd, topografie či srážek rozděleno do různého počtu menších ploch nebo subpovodí. Hydrologické parametry v každém místě takového povodí nebo dílčích povodí jsou vztaženy k jejich průměrné hodnotě. Faktory jako je velikost, měřítko nebo počet subpovodí mohou ovlivnit průběh modelování a následné výsledky. Každé území je považováno za homogenní jednotku, kterou její parametry reprezentují jako celek. Vstupy a parametry modelu by měly být reprezentativní pro měřítko, pro které jsou formulovány matematické vztahy v modelu. Velikost povodí tedy ovlivňuje to, zda je povodí opravdu homogenní, jelikož s rostoucí plochou území roste i riziko rostoucí variability prostředí. Předpokladem je, že čím větší je podjednotka povodí, tím méně hodnoty vstupů a parametrů modelu odpovídají reálné prostorové variabilitě podjednotky. Počet subpovodí, do kterých je povodí rozděleno ovlivňuje hodnoty parametrů odvozovaných při procesu kalibrace modelu. Vyšší počet subpovodí může vyžadovat optimalizaci více parametrů a tím větší náročnost na opakování běhů modelu (Rouhani et al., 2009).

Studii zaměřujících se na vliv prostorové diskretizace modelu je řada. Bingner et al. (1997) se věnovali vlivu dílčích povodí na simulovaný odtok a odnos jemného sedimentu. Ve své studii poukazují na to, že simulace ročního odnosu jemného sedimentu je vysoce citlivá na počet subpovodí, do kterého je povodí rozděleno. Naopak simulovaný roční odtok nejevil významné reakce na rozdělení povodí.

Jha et al. (2004), kteří v rámci své studie zkoumali vliv počtu subpovodí na velikost odtoku uvádějí, že rozdíl v hodnotě odtoku mezi nejhrubším a nejjemnějším rozčleněním povodí znamenal necelý 7% nárůst (obr. 2). Dále autoři uvádějí, že optimální velikost subpovodí je 3–5 % z celkové plochy povodí. Vyšší počet subpovodí vyžaduje důkladnější přípravu vstupních dat a také následné důkladné ohodnocení výpočtů. Dále by mělo být zvoleno vhodné měřítko pro adekvátní simulaci procesů v povodí. Zvolené měřítko ovlivňuje stupeň heterogenity, která zahrnuje rozsah říční sítě, topografii subpovodí, půdy, land use, ale i klimatické vstupy (Jha et al., 2004).



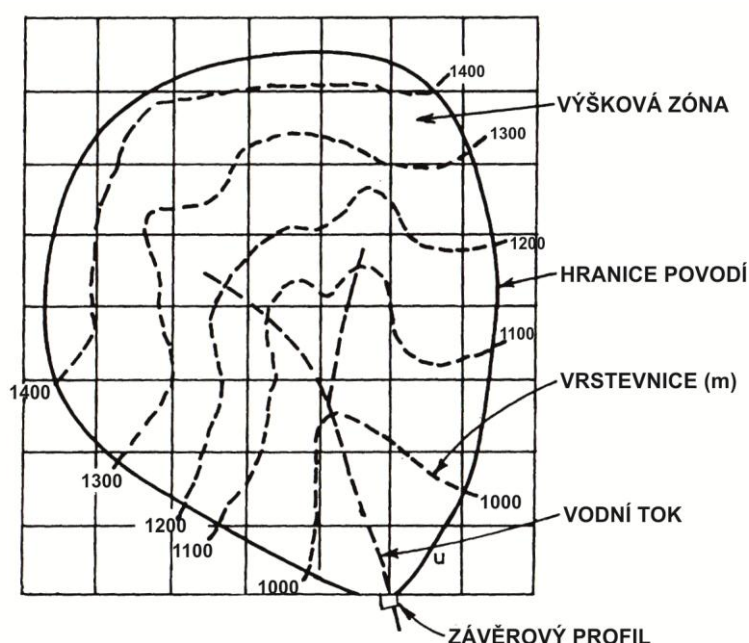
Obrázek 2: Vliv počtu subpovodí na velikost simulovaného průtoku (Jha et al., 2004)

Rouhani et al. (2009) v rámci studie na belgickém povodí řeky Grote Nete (384 km<sup>2</sup>) kromě vlivu počtu subpovodí na simulovaný odtok zjišťovali také, které parametry patří mezi nejcitlivější na tento počet. Autoři použili semi-distribovaný model SWAT, kde povodí bylo rozděleno do šesti různých počtů subpovodí (1, 4, 9, 21, 40, 65). Každé subpovodí je vždy ještě rozděleno na základě krajinného pokryvu a typu půd. Analýza odhalila, že nejvíce citlivé jsou parametry SCS CN křivky a parametry infiltrace do hluboké zvodně. Původní hodnoty CN křivek byly sníženy o 2,41 až 5,28 % při rozdělení povodí do více jak jednoho subpovodí a naopak navýšeny o 5,66 % při použití nerozděleného povodí. Koeficient kompenzující vypařování z půdy byl navyšován s rostoucí velikostí dílčích povodí, aby se tak umožnilo vypařování z hlubších půdních vrstev. Během kalibrace i validace se autorům podařilo dobře simulovat průměrný denní celkový odtok jako funkci počtu subpovodí. Naopak tzv. pomalý odtok, zahrnující základní a občasný odtok byl trvale nadhodnocený pro všechny varianty dělení povodí, přičemž nejvíce nadhodnoceny byly hodnoty u nízkých počtů subpovodí. Při kalibraci dosahoval Nash-Sutcliffe koeficient nejvyšší hodnoty při rozdělení povodí do 21 subpovodí. U validace vycházely hodnoty tohoto koeficientu nižší při rozdělení do 1 a 4 povodí. V rámci studie je rovněž porovnáván vliv počtu subpovodí na frekvenci výskytu extrémních kulminací průtoku. Frekvence výskytu je trvale podhodnocována modelem pro všechny varianty dělení povodí a odchylka od pozorovaných výskytů se zvětšuje s rostoucím počtem dílčích povodí. Autoři si toto zdůvodňují jako vliv CN hodnot. Jako další faktor může působit to, že vyšší počet subpovodí způsobuje vyšší variabilitu v hodnotách odtoku. Svůj vliv zde má také čas zpoždění dotoku, kdy v případě, že subpovodí budou většího rozsahu, voda z horních částí povodí dorazí do ústí až potom, co voda z dolní části povodí již odtekla. Následkem toho dochází ke snížení kulminací.

Boyle et al. (2001) při studii v povodí Blue River v Oklahomě zjistili, že lepších výsledků je dosaženo při použití semi-distribovaného modelu, kdy povodí je rozděleno do tří subpovodí. Naopak ale žádného výraznějšího zlepšení není dosaženo, když je povodí dále děleno až do 8 subpovodí.

Vyšší prostorové rozlišení tak nemusí být vždy zárukou lepších výsledků modelu. Das et al. (2008) uvádějí, že lepšího provedení dosahovaly modely semi-distribované a semi-celistvé struktury, a naopak nejhorších výsledků bylo dosaženo za použití modelů s distribuovanou strukturou.

Výškové rozdíly v rámci modelovaného povodí významně ovlivňují teplotu vzduchu a jiná meteorologická data, která slouží jako vstupy do hydrologických modelů. Pro zohlednění prostorové a časové proměnlivosti fyzikálních a hydrologických charakteristik, stejně jako klimatických proměnných, se v modelech tání sněhu rozdělují povodí do výškových zón nebo pásem. Příklad rozdělení povodí do výškových pásem je znázorněn na obrázku 3 (Singh, Singh, 2001).



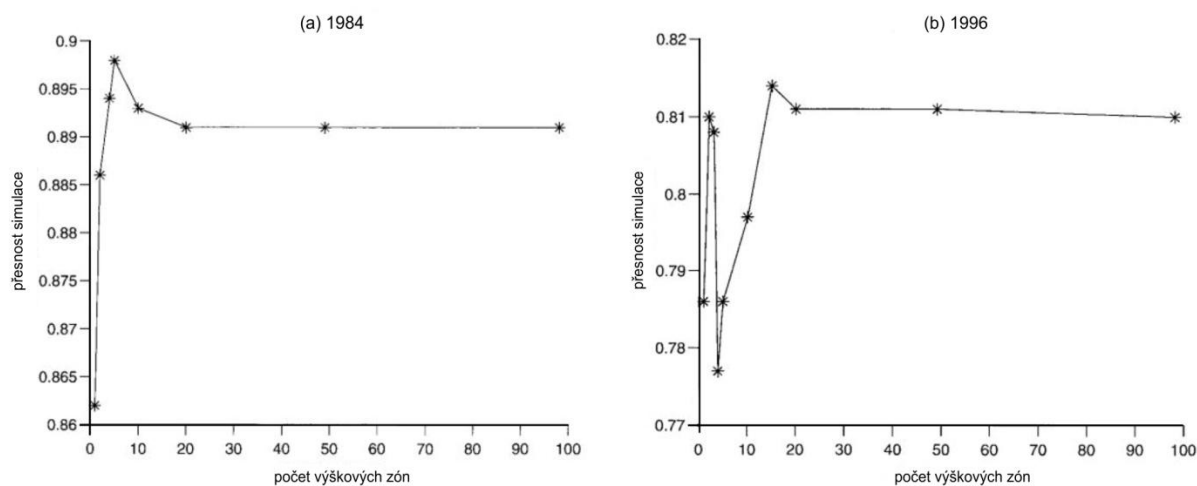
Obrázek 3: Rozdělení povodí na odlišná výšková pásma (Singh, Singh, 2001)

Počet výškových pásem v povodí závisí na topografii povodí. Rozpětí výškových pásem není specificky dáno. Pro povodí ve vyšších nadmořských výškách se uvádí jako vhodné rozpětí pásma 500 m. Pro povodí v nižším reliéfu jsou považována za vhodná výšková pásma s rozpětím 100–200 m (Singh, Singh, 2001). Pro zlepšení reprezentativnosti jednotlivých výškových pásem je důležité zohlednit i orientaci reliéfu. Každé výškové pásmo je zpracováváno jako oddělené povodí s vlastními charakteristikami (Singh, Singh, 2001).

K vymezení výškových zón slouží jako vstupy topografické mapy a digitální výškové modely. Pro každou výškovou zónu by měla být poskytnuta vhodná klimatická data, která reprezentují danou oblast. Pokud data nejsou přímo dostupná, může být vytvořena funkce pro jejich odvození v závislosti na nadmořské výšce (DeWalle, Rango, 2008).

Model tání sněhové pokrývky závislý na nadmořské výšce vytvořili autoři Bell a Moore (1999). Jejich model kombinuje srážko-odtokový model s modelem tání sněhu a byl vytvořen pro hornatou část Velké Británie. Změna teploty vzduchu s nadmořskou výškou v povodí a její vliv byly do modelu zahrnuty pomocí rozdělení povodí do výškových zón. Obecně přitom platí, že přesnost výstupů modelu by se měla zvyšovat s vyšším počtem výškových zón. Autoři v této studii porovnávali přesnost simulací odtoku pro různý počet výškových zón, kdy bylo cílem zjistit optimální počet pro daná povodí.

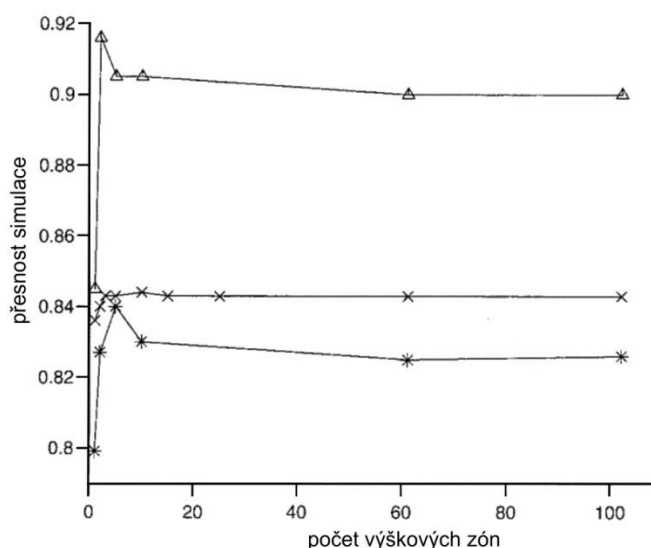
Pomocí hypsografické křivky byla dvě povodí, Monachyle Burn ve Skotsku a Trout Beck v severní Anglii, rozdělena do různého počtu výškových zón. Na obrázku 4 je zobrazena přesnost simulací odtoku pro dvě období v povodí Monachyle Burn v závislosti na počtu výškových zón. Z výsledků je patrné, že při použití jedné výškové zóny v celém povodí je přesnost simulace značně nižší než při použití 20 a více výškových zón. Mezi těmito počty zón přesnost simulace odtoku značně kolísá. Nejpřesnější simulace v období během roku 1984 je získáno při rozdělení povodí do 5 výškových zón, zatímco v období během roku 1996 je to při rozdělení do 15 výškových zón. V obou případech se kolísání přesnosti ustálilo při použití 20 výškových zón, kdy šířka výškového pásma odpovídala přibližně 30 m (Bell, Moore, 1999).



Obrázek 4: Přesnost ( $R^2$ ) simulací modelovaného odtoku podle počtu výškových zón v povodí Monachyle Burn (Bell, Moore, 1999)

Na obrázku 5 je ukázána proměnlivost výsledků modelu s různým počtem výškových zón při použití dat ze sněhového mapování a při použití dat ze sněhového polštáře pro povodí Trout Beck. Při použití dat ze sněhových mapování a optimalizaci prahové hodnoty teploty vzduchu rozlišující sněhové a dešťové srážky ( $T_{snow}$ ) je dosaženo lepších výsledků než při použití dat

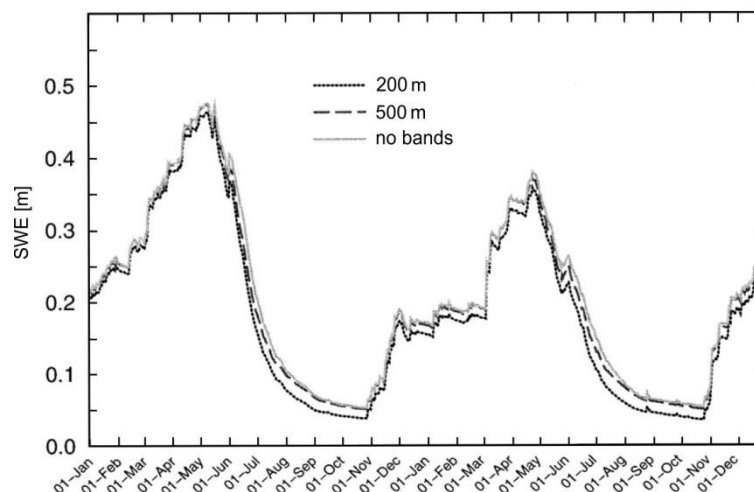
ze sněhového polštáře a optimalizaci této teploty. Nejlepších výsledků simulace je dosaženo při použití dat ze sněhového polštáře a při optimalizaci teploty vzduchu, kdy dochází k tání ( $T_m$ ) a prahové teploty vzduchu rozlišující sněhové a dešťové srážky ( $T_{snow}$ ). Při použití malého počtu výškových zón výsledky simulace kolísají. Ke stabilizaci výsledků dochází při použití okolo 10 až 25 zón, což odpovídá výškovému rozpětí zón 30 až 12 m (Bell, Moore, 1999).



Obrázek 5: Přesnost ( $R^2$ ) simulací modelovaného odtoku podle počtu výškových zón v povodí Trout Beck pro a) data ze sněhového mapování a optimalizovanou  $T_{snow}$  (křížek), b) data ze sněhového polštáře a optimalizovanou  $T_{snow}$  (hvězdička), c) data ze sněhového polštáře a optimalizovanou  $T_{snow}$ ,  $T_m$  (trojúhelník) (Bell, Moore, 1999)

Seth (1983) ve své studii, kdy simuloval sezónní odtok z tání sněhu z malého himálajského povodí s vysokou nadmořskou výškou, uvádí, že povodí bylo rozděleno do 4, 8 a 16 výškových pásem. Simulace odtoku se zlepšovala se zvyšujícím se počtem výškových pásem v povodí.

Jiné výsledky uvádějí autoři studie z povodí Loch Vale v Rocky Mountains (Hartman et al., 1999). Ti rozdělili povodí na řadu výškových pásem se stejnou šířkou, aby vypočetli teplotní a srážkový gradient závislý na nadmořské výšce a mohli tak simulovat rozdílné načasování a rychlosti akumulace a tání sněhu v rámci každého svahu. V této studii byly svahy povodí rozděleny do výškových pásem, která se vyznačovala homogenními klimatickými podmínkami. Začlenění výškových pásem do modelu zlepšilo přesnost odhadovaného načasování průtoku, ale na druhou stranu nemělo vliv na zlepšení modelování sněhového pokryvu, pokud byl do modelu zahrnut faktor působení větru jako hlavní prvek, který ovlivňuje distribuci sněhu (obr. 6).



Obrázek 6: Vliv rozdílných výškových pásem v modelu na vodní hodnotu sněhu (SWE) (Hartman et al, 1999)

Zajímavé výsledky přinesla studie autorů Fontaine et al. (2002), kteří se snažili o vylepšení modelu aplikovaného na povodí v západním Wyomingu. Výsledky modelu, který nebyl primárně určen pro využití v heterogenním prostředí horských povodí, se potýkaly s několika zásadními problémy. Ty byly připisovány špatnému zpracování procesů tání sněhu. Mezi tyto problémy patřilo, že vzestupná větev simulovaného průtoku začala stoupat příliš brzy, vrcholy simulovaných průtoků byly obecně nižší než ty pozorované, model simuloval spíše několik menších vrcholů průtoku místo jednoho hlavního a pokles hydrogramu nastal příliš brzy. Model nebyl schopný správně simulovat prostorovou a časovou proměnlivost klimatu v rámci povodí. Předčasný nárůst průtoku byl způsoben chybným odhadem začátku tání sněhu. Špatné odhadnutí kulminace průtoku je dáno jednak nesprávnou časovou variabilitou, která je u tání řízena nadmořskou výškou, a jednak špatnou simulací objemu roztáté vody. V části, kde rameno hydrogramu klesá, byla špatně zachycena časová variabilita v pozdějším období tání sněhu, kdy se k odtoku přidávala roztátá voda z nejvyšších částí povodí. Autoři se s prostorovou a časovou variabilitou způsobenou nadmořskou výškou pokusili vypořádat pomocí začlenění výškových pásem. Vylepšený model dovozoval vytvořit až 10 výškových pásem v rámci každého subpovodí, kdy se jako vstupní data zadávají průměrná nadmořská výška každého pásma a procentuální podíl plochy, kterou výškové pásmo zaujímá v rámci subpovodí. V této studii bylo území rozděleno celkem do 5 subpovodí, kdy 4 subpovodí mají 5 výškových pásem a jedno subpovodí pouze jedno výškové pásmo. Další zlepšení tohoto modelu týkající se teplotního gradientu jsou popsána v kapitole 2.5.2.



### 2.5.2. Změna teploty vzduchu s nadmořskou výškou

Teplota vzduchu je jednou z hlavních proměnných, která se používá při odhadování velikosti tání sněhové pokrývky. Při získávání potřebných dat se často stává, že data o teplotě vzduchu jsou jediná, která jsou na některých klimatických stanicích zaznamenávána. Tyto údaje je poté nutné interpolovat v rámci daného území pomocí příslušného teplotního gradientu, *temperature lapse rate* (Richard, Gratton, 2001).

Teplota vzduchu obvykle s rostoucí nadmořskou výškou klesá, avšak rychlost tohoto poklesu se mění a v některých případech může docházet k tomu, že teplota vzduchu s rostoucí nadmořskou výškou roste – případ teplotní inverze. Blízko povrchu je teplotní gradient ovlivňován mnoha faktory, jako je typ vzduchové masy, roční období, topografické charakteristiky terénu nebo klimatická oblast. Jeho určení mohou komplikovat rozdílné podmínky během dne a noci nebo lokální výskyt jevů jako je například föhnový efekt. Díky proměnlivosti různých faktorů lze teplotní gradient stěží přirovnat ke gradientu ve volné atmosféře (De Scally, 1997).

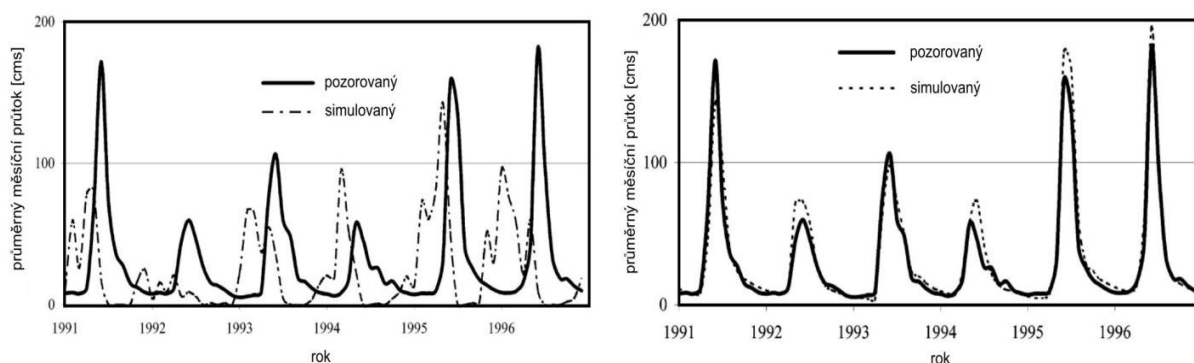
Gradientem teploty vzduchu se zabývá řada studií zaměřených na hydrologické modelování ale i na jiné oblasti. Zvláště důležitý je pro modelování odtoku v oblastech, kde se vyskytuje sněhová pokrývka nebo led během určité části roku nebo trvale po celý rok. V takovýchto modelech je teplota vzduchu vertikálně distribuována právě pomocí teplotního gradientu a nahrazuje tak energetickou bilanci povrchu, jejíž odhad je obtížný kvůli nedostupnosti potřebných dat (De Scally, 1997).

Průměrný teplotní gradient se v troposféře pohybuje okolo  $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  a tato hodnota se obvykle používá ve studiích zabývajících se táním sněhu. Pokud jsou však dostupná vhodná data, určuje se pro interpolaci v daném povodí aktuální teplotní gradient místo průměrné hodnoty  $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Při určování teplotního gradientu vzduchu je nutné zohlednit umístění stanic, ze kterých jsou data pro výpočet získávána (Singh, Singh, 2001).

Obecně však většina hydrologických modelů používá fixní hodnotu teplotního gradientu, která je nastavena během kalibrace modelu. To pak může být zdrojem chyby v modelování například v alpských povodích, které mají velké rozpětí nadmořské výšky (Ferguson, 1999).

Způsobem, kterým lze dobře reprezentovat změnu teploty s nadmořskou výškou, je začlenění výškových pásem do modelu. Data o teplotě vzduchu jsou obvykle dostupná jako bodové hodnoty z různých nadmořských výšek v rámci povodí. Tyto bodové hodnoty jsou poté interpolovány na střední nadmořskou výšku každé výškové zóny pomocí předdefinovaného teplotního gradientu modelu.

Tuto metodu při zpřesňování modelu použili Fontaine et al. (2002), když pro přesnější reprezentaci teploty v rámci studované oblasti zavedli teplotní gradient vypočtený na základě dat z 12 meteorologických stanic. Teploty jsou nastaveny pro každé výškové pásmo porovnáním nadmořské výšky středu výškového pásma a nadmořské výšky stanice. Výškový rozdíl je vynásoben gradientem pro vypočtení teplotního rozdílu. Po zpřesnění sněhové komponenty modelu došlo k výraznému zlepšení celé simulace (obr. 7).



Obrázek 7: Přesnost simulovaného průtoku před a po upravení parametrů modelu (Fontaine et al., 2002)

Pro dosažení minimální chybovosti interpolace meteorologických proměnných by bylo nejvhodnější, kdyby v každém výškovém pásmu byla alespoň jedna stanice sběru dat. Takto hustá síť je však v minimu horských povodí (Singh, Singh, 2001).

Vlivem teplotního gradientu se zabýval Singh (1991), který pro řadu stanic v západních Himalájích s výškovým rozpětím 1066–2436 m v období března až června zjistil hodnoty teplotního gradientu rovné 9,42, 7,42 a 8,45 °C/km a pro stanice ve výškovém rozpětí 2436–3031 m byly hodnoty rovny 3,35, 4,77 a 4,05 °C/km. Singh ve své studii ukázal, že přesná hodnota gradientu teploty vzduchu je velmi důležitá, když i rozdíl 1 °C v gradientu teploty vzduchu může mít za následek kolísání odtoku z tání sněhu o 27–38 %.

De Scally (1997) sestavil teplotní gradient na základě dat sesbíraných ze 7 vysokohorských meteorologických stanic v Himalájích v Pákistánu. Data byla zpracována pro jedenáct dvojic meteorologických stanic dvěma způsoby - buď jako denní průměr z hodnot denního minima a maxima nebo jako denní průměr z hodnot teploty vzduchu získané v různém časovém kroku (1/4h, 1h, 2h). Rozdíl teploty vzduchu mezi dvojicí stanic byl poté převeden na teplotní gradient (°C/100 m), který se pohyboval od 0,23 °C/100 m do 1,2 °C/100 m pro první způsob výpočtu a od 0,48 °C/100 m do 0,92 °C/100 m při použití druhé metody. Z Pearsonova korelačního koeficientu, který dosahoval hodnoty 95, byla

zřetelná silná závislost mezi teplotou vzduchu a nadmořskou výškou. Autor ve studii zdůrazňuje významnou odlišnost mezi jednotlivými dvojicemi stanic a tedy i problém aplikace jedné hodnoty teplotního gradientu v modelech tání sněhové pokrývky pro rozsáhlá území.

V modelech je také důležité, jaká metoda je pro výpočet teploty vzduchu použita. K různým výsledkům v hodnotách odtoku z tání sněhu došli autoři studie z povodí řeky Kaidu v pohoří Tian Shan Dou et al. (2011) při použití pěti různých metod pro výpočet teploty za použití hydrologického modelu SRM (Snowmelt Runoff Model). Do dvou běhů modelu byl použit vážený a aritmetický průměr teploty vzduchu a do třech běhů byly hodnoty teploty vzduchu převzaty ze tří jednotlivých stanic. Jako nejpřesnější se ukázala metoda aritmetického průměru teploty vzduchu. Tato metoda simulovala dobře i odtok na počátku období tání sněhové pokrývky. Metoda aritmetického průměru ukazuje dobré výsledky také proto, že shlazuje lokální výkyvy teploty na jednotlivých stanicích.

### **2.5.3. Změna rozložení srážek s nadmořskou výškou**

Distribuce srážek je výrazně ovlivněna topografií povrchu povodí. Důležité je především rozložení horských pásem a směr vzdušných proudů. Při modelování odtoku tání sněhu je velmi náročné správné určení hodnoty úhrnu srážek, která reprezentuje jejich plošné rozložení. Určení rozložení srážek se změnou nadmořské výšky je mnohem náročnější než určení změny teploty vzduchu s nadmořskou výškou. Jelikož jsou srážky v horských povodích značně proměnlivé, je jejich hodnocení bez kvalitní sítě srážkoměrných stanic značně obtížné (Singh, Singh, 2001).

Pokud je povodí rozčleněno do výškových pásem, lze srážky v rámci pásma interpolovat pomocí hodnoty získané ze srážkoměrných stanic a rozdílu průměrné nadmořské výšky jednotlivých pásem a nadmořské výšky, ve které se nachází stanice. Srážky takto mohou být určeny pro každé výškové pásmo povodí (Hartman et al, 1999).

Při zpracování dat ze stanic je nutné zohlednit lokální vlivy, díky kterým může docházet k podhodnocování dat. V horských podmínkách je to především působení větru (Ferguson, 1999).

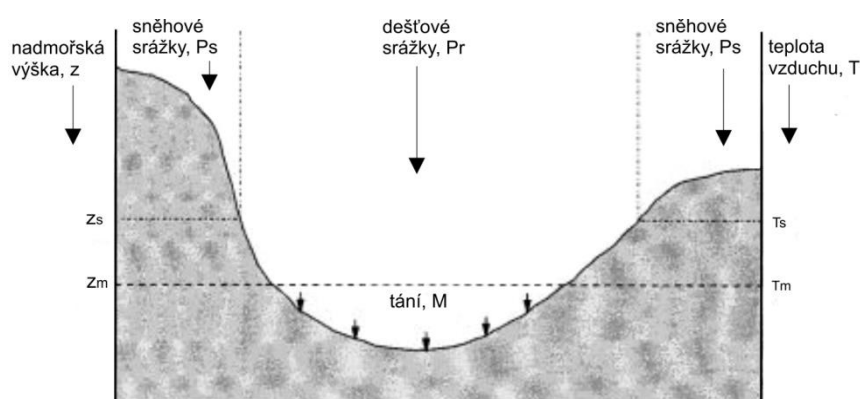
### **2.5.4. Rozlišení dešťových a sněhových srážek**

Rozlišení mezi sněhovými a dešťovými srážkami je v modelech odtoku z tání sněhu velmi důležité. Srážky se rozlišují pro každé výškové pásmo povodí. Toto rozlišení srážek je

důležité z hlediska odlišného přispívání k odtoku. Dešťové srážky rychleji dosahují korytového odtoku než srážky sněhové, které se ukládají ve formě sněhové pokrývky (Singh, Singh, 2001).

V rámci každého výškového pásma tak mohou srážky vypadávat ve formě deště, sněhu nebo kombinaci obojího (Singh, Singh, 2001).

Většina modelů používá k rozlišení dešťových a sněhových srážek hodnoty teploty vzduchu. Pomocí prahové hodnoty teploty vzduchu je možné rozdělit regiony na ty, kde srážky vypadávají v podobě deště nebo regiony, kde vypadávají srážky sněhové (obr. 8).



Obrázek 8: Řez typickým povodím znázorňujícím zóny vypadávání dešťových a sněhových srážek (rozhraní -  $z_s$ ) a zónu tání sněhové pokrývky (rozhraní -  $z_m$ ) (Singh, Singh, 2001)

Singh, Singh (2001) pro určení, zda se jedná o srážky sněhové nebo dešťové používá hodnotu kritické teploty ( $T_c$ ). Ta je obvykle vyšší než  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , avšak liší se povodí od povodí. Jako hraniční hodnota se uvádí teplota vzduchu  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , kdy:

- při  $T_m \geq 2\text{ }^{\circ}\text{C}$  vypadávají srážky ve formě deště,
- při  $T_m \leq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$  vypadávají srážky ve formě sněhu,
- při  $T_m < 2\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $> 0\text{ }^{\circ}\text{C}$  vypadávají srážky jako kombinace sněhu a deště,

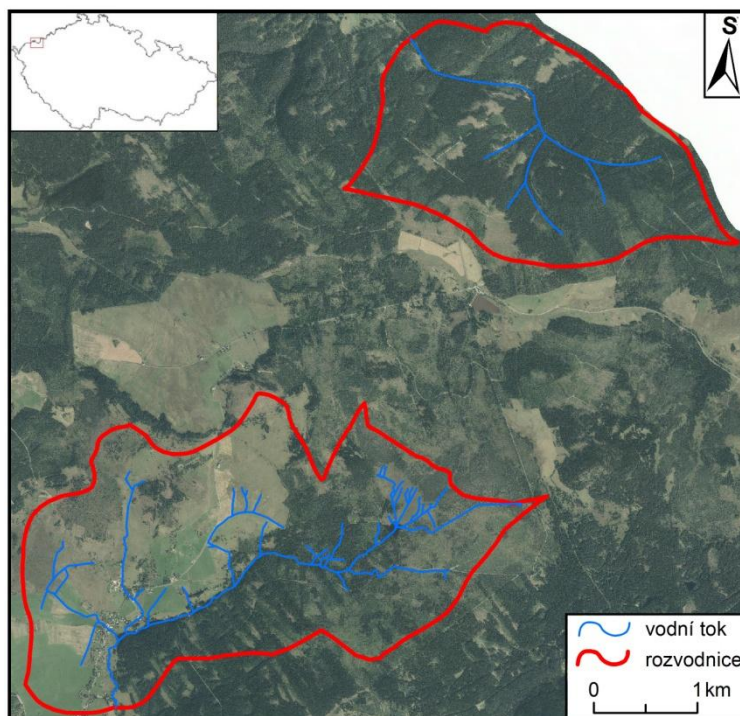
kde  $T_m$  je průměrná teplota vzduchu.

Hodnota kritické teploty, která se používá pro rozlišení dešťových a sněhových srážek nemusí být stejná, jako prahová hodnota teploty, nad kterou se předpokládá výskyt tání sněhové pokrývky (Ferguson, 1999).

### 3. Materiál a metody

#### 3.1. Fyzicko-geografická charakteristika zájmového území

Zájmové území tvoří dvě experimentální povodí – Zlatý potok a Bystřice, která se nacházejí v západních Krušných horách (obr. 9).



Obrázek 9: Geografická poloha experimentálních povodí Zlatého potoka a Bystřice (GeoPortal, <http://geoportal.gov.cz/arcgis/services>, 2012, upraveno)

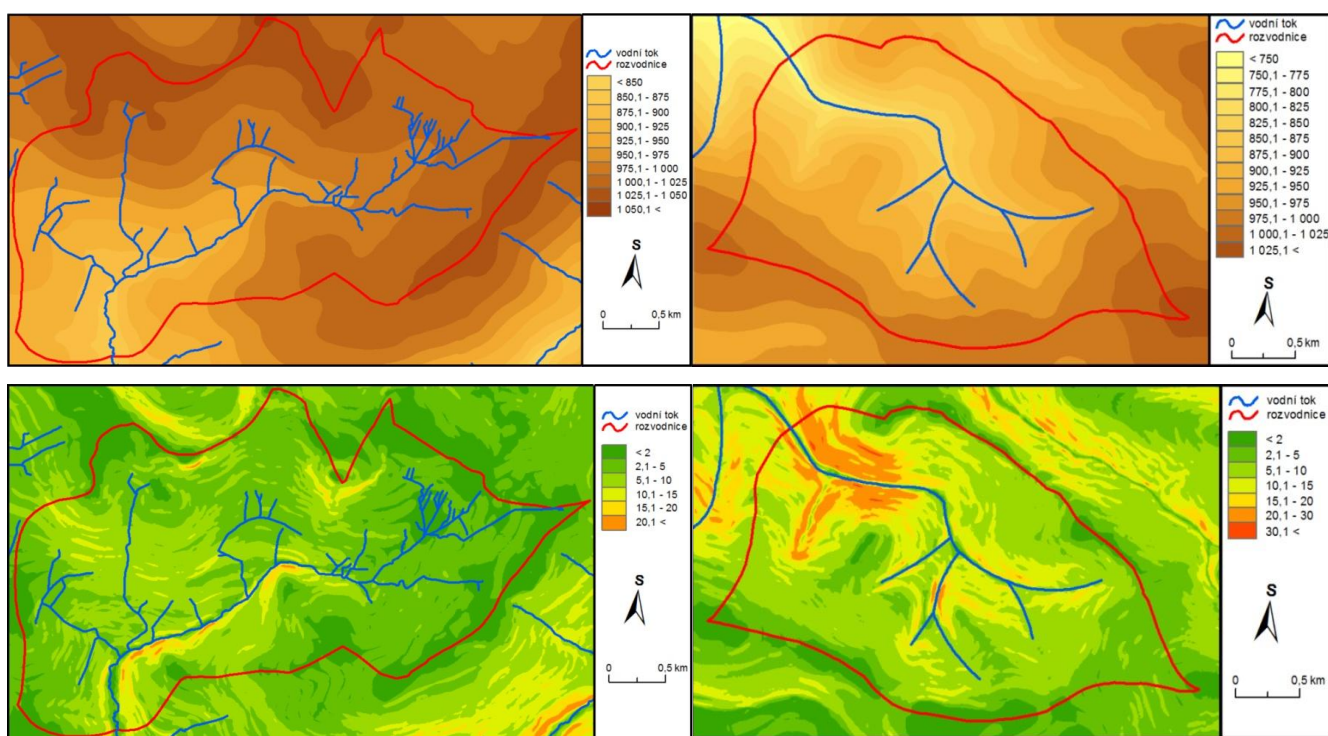
Experimentální povodí Bystřice se nachází v pramenné oblasti řeky Bystřice, která protéká Ostrovem nad Ohří, vlévá se do Ohře a dále do Labe. Experimentální povodí je vymezeno rozvodnicemi a závěrovým profilem Abertamy, ve kterém je umístěn tlakový hladinoměr. Povodí má rozlohu 9 km<sup>2</sup>, kde nejvyšším místem je vrchol hory Nad Rýžovnou (1050 m) a nejnižším místem je závěrový profil povodí nacházející se v nadmořské výšce 855 m. Na území se také nachází klimatologická stanice Hřebečná a Mrtvý rybník.

Zlatý potok pramení mezi obcemi Boží Dar a Tellehäuser, protéká obcí Zlatý Kopec a teče dále do Německa. Zde se vlévá do potoka Schwarzbach, ten dále do řeky Mulde, která ústí do Labe. Toto experimentální povodí, vymezené rozvodnicemi a závěrovým profilem v obci Zlatý kopec, má rozlohu 5,4 km<sup>2</sup>. Hladinoměr se nachází v nadmořské výšce 765 m a nejvyšší bod území je v nadmořské výšce 1035 m. V povodí jsou rovněž dvě klimatické stanice – v blízkosti závěrového profilu a Hubertky.

Orografické poměry těchto dvou povodí jsou poměrně odlišné (obr. 10). Povrch povodí Bystřice není příliš členitý. Rozpětí nadmořských výšek je zde pouze 195 m, kdy nejvyšší bod má nadmořskou výšku 1050 m a nadmořská výška v závěrovém profilu je 855 m. V povodí mají svahy nejčastěji jihovýchodní expozici, což má vliv především v době tání sněhové pokrývky. Sklonitost svahů se pohybuje od 0° do 26°. Průměrná sklonitost v povodí je 4,6°.

Povodí Zlatého potoka má orografické poměry rozmanitější. Rozpětí nadmořských výšek je 270 m, kdy nejvyšší bod se nachází v nadmořské výšce 1035 m a hladinoměr je umístěn v nadmořské výšce 765 m. Údolí potoka se zařezává směrem k SZ a vyznačuje se poměrně výraznou sklonitostí, kdy maximální hodnoty sklonu dosahují až 32°. Průměrná sklonitost povodí je 9°.

Nadmořská výška a sklonitost patří mezi charakteristiky, které především ovlivňují klimatické a meteorologické charakteristiky dané oblasti (Hrádek, Kuřík, 2004).



Obrázek 10: Výškopis a sklonitostní poměry a) povodí Bystřice a b) povodí Zlatého potoka

Oblast obou povodí je z hlediska klimatických podmínek charakterizována jako chladná. Průměrná roční teplota na klimatické stanici Hřebečná se pohybuje v rozmezí 4,3–6,8 °C a celkový roční úhrn srážek mezi 900–1200 mm. Sněhová pokrývky zde leží v průměru 120–130 dní v roce (Tolasz, 2007).

Dalším důležitým faktorem, který ovlivňuje akumulaci a tání sněhové pokrývky je typ vegetačního pokryvu. Přítomnost vegetace ovlivňuje akumulaci prostřednictvím intercepce, kdy jsou sněhové srážky zachyceny na jejím povrchu. Vzrostlá vegetace rovněž chrání sněhovou pokrývku před působením větru. V období tání chrání sněhovou pokrývku před vlivem přímého slunečního záření a zpomaluje tak proces tání. Vegetační pokryv rovněž působí jako regulátor výparu z půdy či rychlosti odtoku vody (Hrádek, Kuřík, 2004).

Povodí Zlatého potoka pokrývá přibližně z 90 % les, který je tvořen jehličnany, kde největší zastoupení má smrk. V oblastech vykáceného lesa se nacházejí mýtiny a pouze nepatrnou část plochy povodí zabírají louky (příloha 1a).

Povodí horní Bystřice je z hlediska typů krajinného pokryvu pestřejší. Přibližně polovinu území pokrývá vzrostlý či nevzrostlý les. Na druhém místě jsou louky, které se nacházejí v západní části povodí. V pramenné oblasti se nacházejí rašeliniště, která jsou součástí Národní přírodní rezervace Božídarské rašeliniště. Do tohoto území patří také rozvodnicové vrchoviště Mrtvý rybník. Ve spodní části povodí tok Bystřice protéká podél zástavby obce Abertamy (příloha 1b).

### **3.2. Charakteristika hydrologického modelu HEC-HMS**

HEC-HMS je program vytvořený v Hydrologic Engineering Center, který je určený pro modelování hydrologických procesů v povodí. Pomocí programu je možné získat například odhadovaný objem odtoku, rychlosti průtoku při kulminaci nebo načasování odtoku. Uplatnění nachází v řadě studií zabývajících se povodněmi v urbanizovaných oblastech, plánováním varovného protipovodňového systému, při návrzích nádrží a dalších environmentálních studiích (Ford et al., 2008).

Při simulaci odtokové odezvy používá HEC-HMS pro každou komponentu hydrologického procesu oddělený model. Mezi tyto komponenty patří (Feldman, 2000):

- 1) meteorologický model – zahrnuje srážky, evapotranspiraci a také tání sněhu
- 2) model objemu odtoku – počítá, kolik srážek spadlých na povodí se infiltuje, kolik odeče
- 3) model přímého odtoku – popisuje povrchový odtok a odtok vody těsně pod povrchem
- 4) model podzemního odtoku – popisuje základní odtok a odtok do koryta toku
- 5) model korytového odtoku – popisuje pohyb vody v korytě

K simulaci těchto procesů model disponuje množstvím výpočetních metod (tab. 2)

Tabulka 2: Přehled simulačních metod zahrnutých v komponentách programu HEC-HMS (Ford et al., 2008; Feldman, 2000)

<b>Meteorologický model</b>		<b>Model objemu odtoku</b>
<b>Srážky</b>		Initial and constant loss
User-specified hyetograph		SCS curve number (CN)
User-specified gage weighting		Gridded SCS CN
Inverse-distance-squared gage weighting		Green and Ampt
Gridded precipitation		Deficit and constant loss
Frequency-based hypothetical storms		Soil moisture accounting (SMA)
Standard Project Storm (SPS) for eastern U.S.		Gridded SMA
Soil Conservation Service (SCS) hypothetical storm		
<b>Evapotranspirace</b>		
Monthly Average		
Priestly-Taylor		
Gridded Priestly-Taylor		
<b>Tání sněhu</b>		
Temperature Index		
Gridded Temperature Index		
<b>Model přímého odtoku</b>	<b>Model podzemního odtoku</b>	<b>Model korytového odtoku</b>
User-specified unit hydrograph (UH)	Constant monthly	Kinematic wave
Clark's UH	Exponential recession	Lag
Snyder's UH	Linear reservoir	Modified Puls
SCS UH	Nonlinear Boussinesq	Muskingum
ModClark		Muskingum-Cunge Standard Section
Kinematic wave		Muskingum-Cunge 8 – point Section
User-specified s-graph		Confluence

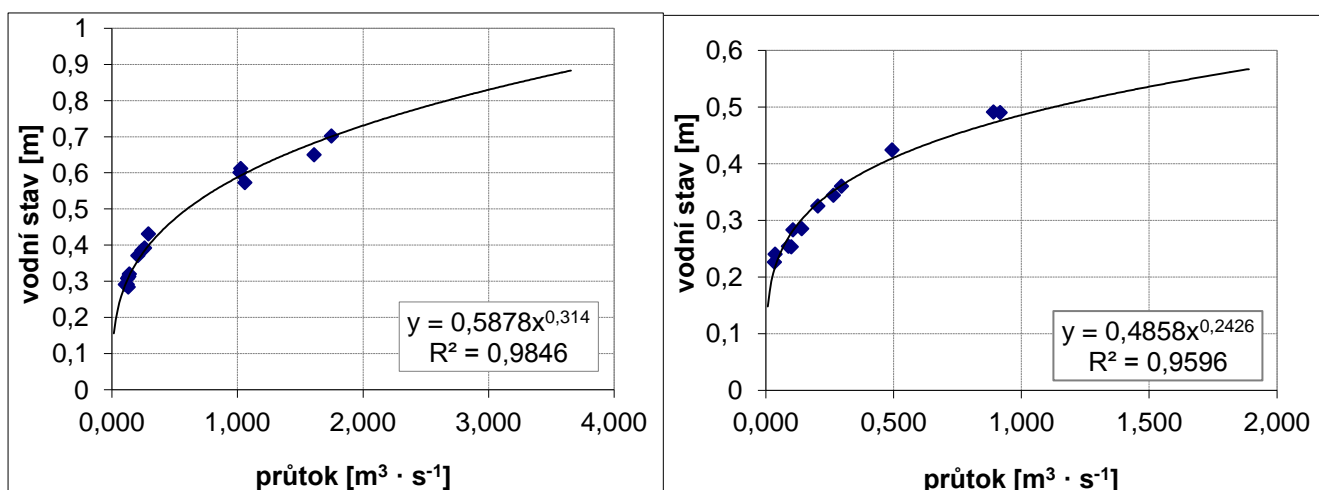
Při použití modelu je v první řadě důležité si uvědomit, jaké informace jsou požadovány od výstupů modelu. To ovlivní výběr a aplikaci použitých metod. Dále je důležité určení vhodného časového a prostorového měřítka. HEC-HMS je model, který je možné použít na povodí různých velikostí a na dlouhodobé i krátkodobé události (Feldman, 2000). K získání požadovaných výsledků je často možné použít více metod, které se však liší v náročnosti na vstupní parametry. V programu je u každé metody nutné stanovit určitý počet parametrů.



Hodnoty těchto parametrů by měly být přizpůsobeny modelu určitého povodí. Některé parametry mohou být určeny podle pozorovaných fyzikálních vlastností povodí nebo koryta toku. Jiné musí být odhadnuty pomocí kalibrace. Vedle parametrů modelu je nutné stanovit rovněž počáteční a okrajové podmínky. Těmito podmínkami jsou vstupy, které působí na hydrologický systém a způsobují v něm změny. Nejčastěji jsou jimi srážky (Feldman, 2000).

### 3.3. Zdroje dat a jejich zpracování

Výzkum zaměřený především na monitoring hydrologických a klimatologických veličin v experimentálních povodích Zlatého potoka a Bystřice probíhá od zimy 2008/2009. Od konce listopadu 2008, kdy byly v závěrových profilech obou povodí instalovány hladinoměry, probíhá kontinuální měření vodního stavu. Pro oba toky byly také sestaveny konsumpční křivky (obr. 11), které byly využity pro výpočet průtoků.

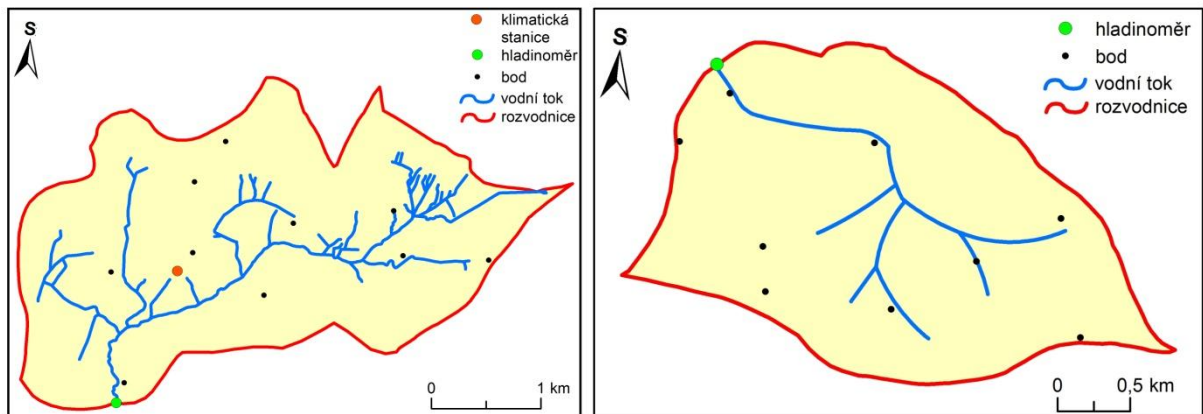


Obrázek 11: Konsumpční křivka pro závěrový profil Abertamy (vlevo) a Zlatý kopec (vpravo)

Kromě kontinuálních měření, která na povodích probíhají, se během zimních období pořádají také terénní výjezdy zajišťované pracovníky a studenty Katedry fyzické geografie a geoekologie. Během těchto výjezdů jsou měřeny sněhové charakteristiky, mezi které patří vodní hodnota sněhu a výška sněhové pokrývky. V průběhu let se metodika vyvíjela tak, aby distribuce sněhové pokrývky byla co nejvíce reprezentativní. Měření je prováděno pomocí sněhoměrné soustavy, která se skládá z odběrného laminátového válce o průřezu 50 cm<sup>2</sup> a výšce 1 m a vah. Na vybraných místech se měří ve dvou profilech – jeden v lese, druhý na otevřené ploše – kdy každý má 5 bodů. Vodní hodnota sněhu je měřena v prvním a pátém bodě (obr. 12). Vodní hodnota sněhu je vypočtena podle rovnice 4:

$$SWE = h * \left( \frac{\rho_s}{\rho_w} \right) = h * \left( \frac{m}{V} / \rho_w \right) = h * \left( \frac{m}{(S * h)} \right) / \rho_w \quad (4)$$

- kde:
- h - výška sněhové pokrývky
  - $\rho_s$  - hustota sněhu
  - $\rho_w$  - hustota vody
  - m - čistá hmotnost vzorku sněhu
  - S - obsah odběrného válce
  - V - objem odebraného vzorku



Obrázek 12: Umístění měřených profilů v povodí Bystřice (vlevo) a Zlatého potoka (vpravo)

Při měření je rovněž určován druh vegetace, který obklopuje odběrné místo. Bylo vymezeno pět kategorií – otevřená plocha, mýtina, nevzrostlý, vzrostlý les a vzrostlý hustý les.

Potřebná klimatická data byla získána z několika zdrojů. V experimentálním povodí Bystřice je umístěna klimatická stanice Hřebečná. Tato stanice je v provozu od listopadu 2008. Kromě teploty vzduchu a srážek stanice rovněž měří výšku sněhu, rychlost a směr větru nebo množství radiace. Od července 2011 jsou sbírána data o teplotě vzduchu a srážkách ze stanice Hubertky v povodí Zlatého potoka a stanice Mrtvý rybník v povodí Bystřice. Tyto stanice však nemají srážkoměry vyhřívané a data o srážkách lze využít jen pro letní půlrok.

Pro modelování v povodí Bystřice byla použita srážková i teplotní data z klimatické stanice Hřebečná. Časová řada srážek a teplot však není zcela kompletní. Z toho důvodu bylo pro práci rovněž využito srážkových a teplotních dat ze stanic Karlovy Vary-lázně a Klínovec. Pomocí orografické regrese byla chybějící data doplněna.

V případě Zlatého potoka byla využita data o teplotě vzduchu z klimatické stanice Hřebečná pro období do začátku listopadu 2010. Pro další období byla využita data z teploměru umístěného ve Zlatém kopci. V období, kdy byla tato data chybně zaznamenávána nebo úplně chyběla, bylo využito korelace s teplotními daty z Hubertek, kdy koeficient determinace vychází 0,97. U srážkových dat byla pro zimní období využita data z klimatické stanice Hřebečná. Pro letní období byla od roku 2011 využita data ze srážkoměru ve Zlatém kopci.

Vzhledem k zjištěnému podhodnocení sněhových srážek měřených na klimatické stanici Hřebečná, byly srážky vypadávající při teplotě nižší než 0 °C pro obě povodí upraveny koeficientem 2,3. To bylo učiněno na základě výsledků bakalářské práce Matějky (2013), který se touto problematikou podhodnocení dat ze stanice Hřebečná zabýval.

U obou toků bylo nutné dopočítat chybějící průtoky pro první polovinu listopadu 2008. Pro Bystřici byla k tomuto účelu použita data o průtocích z Ostrova a pomocí lineární regrese byla data doplněna. Pomocí doplněné řady průtoků Bystřice byly doplněny také průtoky u Zlatého potoka. Koeficient determinace mezi průtoky Bystřice a Zlatého potoka vyšel 0,87. Je tedy nutné počítat s možnou chybou.

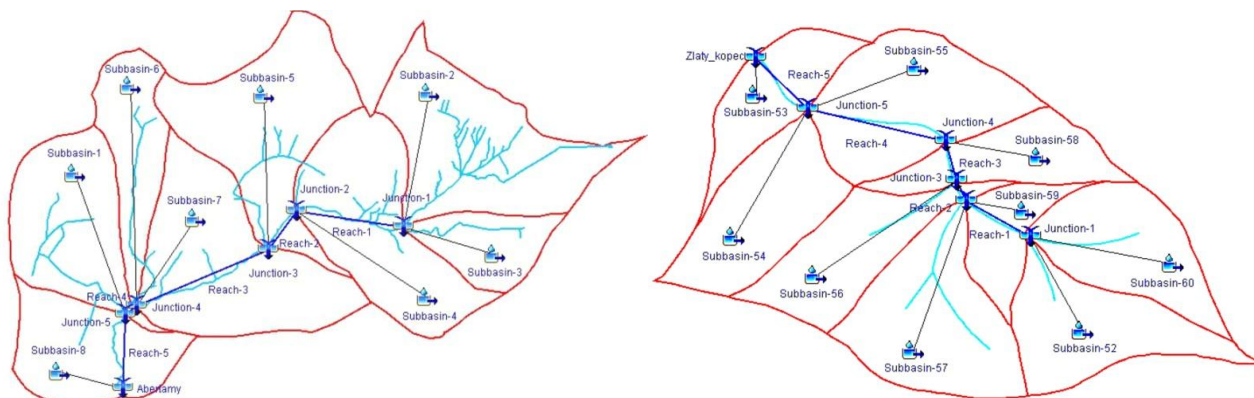
Zpracování dat bylo provedeno pomocí programů MOST a Excel, kde byly datové řady zkontrolovány a bylo provedeno jejich doplnění. Poté byly vypočteny denní průměry teploty vzduchu, srážek a průtoků, které sloužily jako vstupní data do hydrologického modelu.

Další přípravné práce byly provedeny v programu ArcGIS 10.0, kde byl pomocí vrstvy vrstevnic DMÚ 25 se základním intervalem vrstevnic 5m vytvořen digitální model terénu. Pomocí nástrojů v extenzi ArcHydro Tools, Spatial Analyst a 3D Analyst byl vytvořen hydrologicky korektní model terénu, na jehož základě byla obě povodí rozdělována do různého počtu subpovodí. Pro povodí Bystřice byly vytvořeny varianty 1, 3 a 8 subpovodí a pro povodí Zlatého potoka varianty 1, 5 a 9 subpovodí (příloha 2). Jednotlivé varianty povodí rozdělených do subpovodí byly vyexportovány do formátu .shp a následně použity jako podkladové vrstvy v modelu HEC-HMS.

### **3.4. Sestavení modelu – použité metody a odhad parametrů**

Práce v programu HEC-HMS je zahájena vytvořením nového projektu. Povodí je zde reprezentováno pomocí modelu povodí (*Basin Models*), který se vytváří prostřednictvím *Basin Model Manageru*. Pro tuto práci bylo využito prvků dílčích povodí (*Subbasin*), úseků toku (*Reach*) a soutoků (*Junction*). Model však umožňuje i zapojení prvků nádrže (*Reservoir*),

zdroje (*Source*), odbočky (*Diversion*) nebo odběru (*Sink*). Prvky modelu byly uspořádány do stromové struktury a navzájem propojeny (obr. 13). Pro lepší orientaci program umožňuje import podkladových vrstev.



Obrázek 13: Stromová struktura modelu povodí Bystřice (vlevo) a Zlatého potoka (vpravo)

Pro každý prvek subpovodí je nutné vybrat vhodnou metodu objemu odtoku, přímého odtoku a základního odtoku a pro každý úsek toku je nutné vybrat metodu korytového odtoku. Tyto metody jsou blíže popsány v následujících kapitolách.

### 3.4.1. Metoda objemu odtoku

Program HEC-HMS určuje objem odtoku pomocí výpočtu objemu vody, která se podílí na intercepci, infiltraci, evaporaci a transpiraci a vody, která je zadržována v terénních depresích. Tento objem je oddělen od množství srážek a v programu je souhrnně pojmenován jako tzv. ztráty. Zbylé srážky jsou považovány za efektivní a za rovnoměrně rozložené po povodí (Ford et al., 2008).

Pro kontinuální simulace technický manuál doporučuje metody *Deficit and constant rate* a *Soil moisture accounting* (SMA) určené pro celistvé modely. Protože metoda SMA je náročná na vstupní parametry, byla vybrána metoda *Deficit and constant loss*. Tato metoda je podobná metodě *Initial and constant loss*, avšak počáteční ztráta může být obnovena po delším období beze srážek. Metoda by měla být kombinována s meteorologickým modelem, který zahrnuje evapotranspiraci, díky které je zohledněno vysychání půdy mezi srážkovými událostmi (Ford et al., 2008).

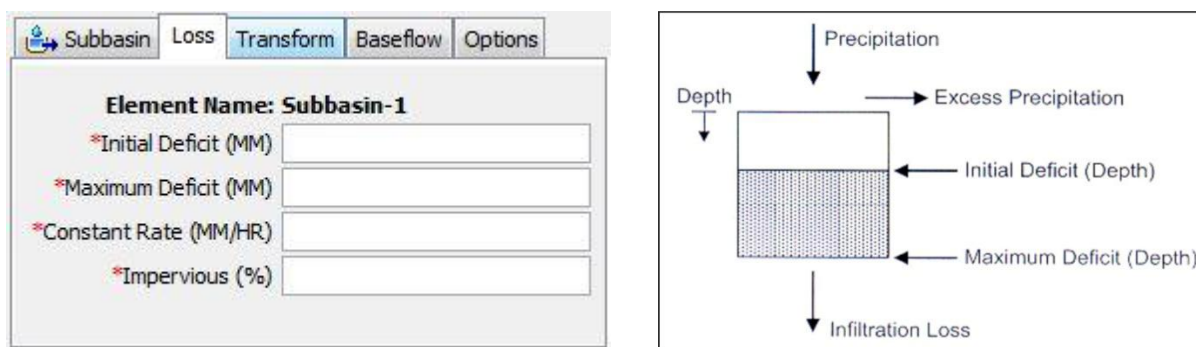
Počáteční podmínky metody určuje hodnota *Initial deficit*, která vyjadřuje množství vody, které je potřeba do půdy dodat, aby bylo dosaženo hodnoty maximální vodní kapacity. Tato hodnota byla zjištěna za pomoci tzv. ukazatele předchozích srážek (*Antecedent precipitation*

*index – API*), který slouží pro nepřímé posouzení nasycenosti povodí. Díky jeho vypovídací schopnosti je součástí některých srážko-odtokových modelů (Šercl et al., 2003). Počítá se podle vztahu 5:

$$API_n = \sum_{i=1}^n C^i * P_i \quad (5)$$

- kde:
- n - celkový počet dní před výskytem příčinné srážky, obvykle se volí n = 30
  - i - pořadí dne počítané nazpět ode dne, ke kterému je API určováno
  - C - evapotranspirační konstanta, pro naše podmínky obvykle C = 0,93
  - P - denní úhrn srážek v i-tém dni před výskytem příčinné srážky [mm]

Maximální kapacita (*Maximum Deficit*) je definována jako objem vody, který je půdní vrstva schopna zadržet a do modelu je zadávána v mm (obr. 14). Pro účely této práce byla maximální kapacita nahrazena retenční vodní kapacitou, jejíž hodnoty byly určeny z hydropedologických měření, která probíhala v povodích Bystřice a Zlatého potoka v létě 2012 a pomocí dat VÚMOP o rašeliništích. Tento parametr byl snížen o vlhkost půdy, která se v průměru pohybuje kolem 33 % podle údajů z klimatické stanice Hřebečná.



Obrázek 14: Editor modelu Deficit and Constant Loss (vlevo) a schéma metody (vpravo; Maidment, 2001 )

Parametr *Constant rate* definuje infiltrační rychlost nasycené půdní vrstvy. Tento parametr lze nahradit použitím nasycené hydraulické vodivosti (Ford et al., 2008). Nejprve bylo nutné zjistit zrnitostní složení půd v obou povodích. K tomuto účelu bylo využito podkladů Komplexního průzkumu půd, kdy byly hodnoceny mapové listy (KAV)M-33-50-D-c-2 a (KAV)M-33-50-D-a-4 (VÚMOP). Z těchto podkladů byly zjištěny druhy půd v zájmových územích a vektorizovány v programu ArcGis. Tento způsob určení

byl již dříve použit pro povodí Bystřice v diplomové práci Hasy (2012). Jednotlivým kategoriím byly poté přiřazeny tabulkové hodnoty nasycené hydraulické vodivosti (Rawls et al., 1982).

Posledním nepovinným parametrem, který je možné do metody zadat, je procentuální zastoupení nepropustných ploch v povodí.

### 3.4.2. Metoda přímého odtoku

Pro výpočet přímého odtoku byla zvolena metoda Clarkova jednotkového hydrogramu (*Clark Unit Hydrograph*). Jednotkový hydrogram (UH) je metoda, která umožňuje odhadnout odtokovou odezvu, která je tvořena přímým odtokem (Nalbantis et al., 1995). Je definován jako hydrogram, který má jednotkový objem a je způsoben efektivním deštěm, který rovnoměrně zasáhl povodí a jehož objem je roven jedné jednotce. Chování jednotkového hydrogramu je dáno třemi principy – proporcionality, superpozice a časové invariance. Pro stanovení jednotkového hydrogramu se často používá syntetických jednotkových hydrogramů, ke kterým rovněž patří Clarkův UH. Tento model je založen na modelu izochron a lineárních nádrží, do nichž je schematizován hydrologický systém. Lineární nádrž reprezentuje retenční chování povodí. Model izochron rozděluje povodí na dílčí oblasti, které mají stejnou dobu dotoku (Máca, 2010).

Tato metoda vyžaduje dva parametry, na kterých je průběh funkce závislý - dobu koncentrace  $T_c$  (*Time of Concentration*) a retenční konstantu  $R_c$  (*Storage Coefficient*). Doba koncentrace je definována jako doba, za kterou voda doteče z nejvzdálenějšího místa povodí do jeho uzávěru (Hrádek, Kuřík, 2004).

Doba koncentrace  $T_c$  je zjištěna pomocí doby prodlení  $T_{lag}$ , což je vzdálenost mezi dobou výskytu maxima hydrogramu a kulminace hydrogramu (Máca, 2010). Vypočítána byla podle metodiky NRCS (2010) (6, 7):

$$T_{lag} = \frac{L^{0,8} * (S + 1)^{0,7}}{1900 * \sqrt{Y}} \quad (6)$$

kde: L - maximální délka toku v povodí [ft]  
S - potenciální maximální retence půdy [in]  
Y - sklon povodí v %

$$T_{lag} = 0,6 * T_c \quad (7)$$

Retenční konstanta  $R_c$ , která určuje dobu zadržení vody v povodí, je zjištěna pomocí vzorce 8 (Straub et al., 2000):

$$R_c = A * L^B * S_{1085}^C \quad (8)$$

kde:  $L$  - maximální délka toku v povodí [mi]

$S_{1085}$  - sklon mezi 10 % a 85 % maximální délky údolnice [ft/mi]

$A$ ,  $B$ ,  $C$  jsou koeficienty, jejichž hodnoty byly původně odvozeny pro Illinois v USA. Pro podmínky České republiky byly hodnoty upraveny na  $A = 80$ ,  $B = 0,342$ ,  $C = -0,79$  (Šercl, 2009).

Údaje potřebné pro určení parametrů byly zjištěny z DTM pomocí programu ArcGIS 10.0 a výpočty byly provedeny v programu Excel.

### 3.4.3. Metoda základního odtoku

Pro výpočet základního odtoku byla zvolena metoda exponenciálního poklesu (*Recession*). Tato metoda vychází z předpokladu, že podíl základního odtoku na celkovém odtoku exponenciálně klesá po začátku srážkové události. Je založena na vztahu 9 (Feldman, 2000):

$$Q_t = Q_0 * k^t \quad (9)$$

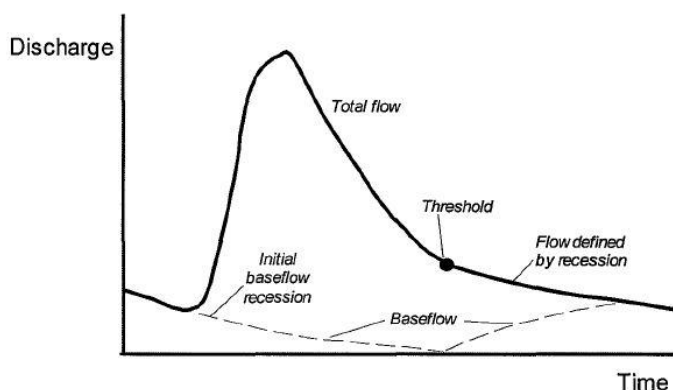
kde:  $Q_t$  - základní odtok v čase  $t$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ]

$Q_0$  - počáteční základní odtok [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ]

$k$  - exponenciální poklesová konstanta [-]

Exponenciální poklesová konstanta  $k$  je definována jako poměr základního odtoku  $Q_t$  a základního odtoku z předchozího dne  $Q_{t-1}$ . V programu HEC-HMS určuje počáteční podmínky počáteční základní odtok  $Q_0$ .

Při modelování se základní odtok do simulace zapojuje dvakrát (obr. 15). Poprvé na začátku simulované události a podruhé se jako zpožděný podpovrchový odtok připojuje ke korytovému odtoku. Tento moment určuje prahová hodnota, která je určena uživatelem. Může být specifikována jako průtok nebo jako poměr ke kulminačnímu průtoku (Feldman, 2000).



Obrázek 15: Model základního odtoku (Feldman, 2000)

Jako počáteční průtok (*Initial Discharge*) byla do modelu zadána hodnota průtoku na počátku simulovaného období. Pro poklesovou konstantu (*Recession Constant*) je v manuálu doporučena hodnota 0,85. Tato hodnota byla ověřena výpočtem při delším bezsrážkovém období porovnáním dvou po sobě následujících denních průtoků. Výsledky se pohybovaly okolo hodnoty 0,95, která byla použita jako vstupní parametr do modelu. Jako metoda určení prahové hodnoty (*Threshold Type*) byl zvolen poměr ke kulminačnímu průtoku (*Ratio to Peak*), který byl rovněž nastaven podle manuálu na hodnotu 0,1 (Feldman, 2000). Hodnoty poklesové konstanty a poměru ke kulminačnímu průtoku je možné následně kalibrovat.

### 3.4.4. Korytový model

Pro korytový model byla vybrána metoda Muskingum-Cunge, která je založena na rovnici kontinuity (10) a difuzní formě věty o hybnosti (11) (Feldman, 2000):

$$q_L = \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (10)$$

$$S_f = S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} \quad (11)$$

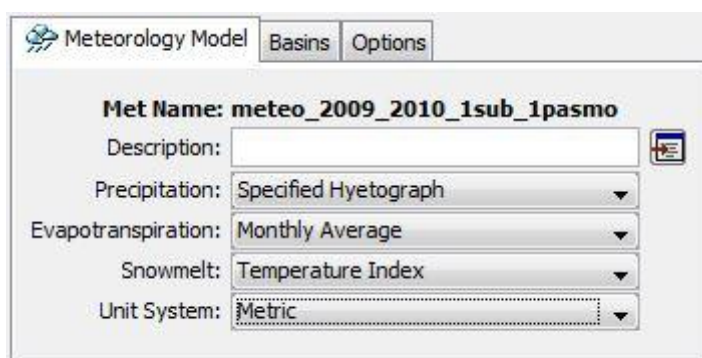


kde:  $q_L$  - boční přítok  
 $A$  - plocha příčného profilu koryta  
 $Q$  - průtok  
 $x$  - délka úseku  
 $t$  - čas  
 $y$  - hloubka v rámci úseku  
 $S_f$  - sklon hladiny  
 $S_0$  - sklon dna

Parametry, které vyžaduje tato metoda, jsou délka toku v úseku, sklon toku (m/m), hodnota Manningova součinitele drsnosti a tvar příčného profilu. Délky a sklony úseků toku byly zjištěny v programu ArcGIS. Jako Manningův součinitel drsnosti byla stanovena tabulková hodnota 0,04 (Chow, 1959). Pro příčný tvar profilu byla zvolena možnost obdelníku. U této možnosti je nutné zadat šířku koryta, která byla určena na základě znalosti terénu.

### 3.4.5. Meteorologický model

Poslední zbývající komponentou je meteorologický model, který je zodpovědný za vytvoření hraničních podmínek, které působí na povodí v průběhu simulace. Meteorologický model zahrnuje srážkový model, model evapotranspirace a sněhový model (obr. 16). K jeho vytvoření slouží *Meteorologic Model Manageru*.



Obrázek 16: Editor meteorologického modelu programu HEC-HMS

Model srážek musí být zvolen vždy, pokud je povodí rozděleno do subpovodí. Z celkových sedmi dostupných metod byla vybrána metoda *Specified Hyetograph*. Tato metoda umožňuje specifikovat časovou řadu, která je použita pro hyetograf subpovodí. Je

vhodná při externím vložení srážkových dat a pokud srážková data z jedné stanice vhodně reprezentují celé povodí.

Další součástí je model evapotranspirace, který kombinuje výpar z povrchu a transpiraci vegetace. Model evapotranspirace je nutné zavést v případě, pokud byla u objemu odtoku zvolena metoda zohledňující kontinuální simulaci ztrát, mezi které patří právě *Deficit and Constant Loss*. Meteorologický model počítá potenciální evapotranspiraci a subpovodí vypočítávají aktuální evapotranspiraci na základě limitů půdní vody (Scharffenberg, Fleming, 2010).

Pro evapotranspiraci byla vybrána metoda měsíčního průměru (*Monthly Average*). Tato metoda vyžaduje rychlost evapotranspirace, která je zadávána jako celkový objem evapotranspirace za konkrétní měsíce, a koeficient evaporační pánve. Rychlost evapotranspirace je pak vynásobena koeficientem pro určení konečné potenciální rychlosti pro každý měsíc. Tento koeficient se obvykle používá pro úpravu aktuálních dat z evaporační pánve, aby lépe odrážely využití vody vegetací (Scharffenberg, Fleming, 2010). Koeficient byl zadán podle doporučené tabulkové hodnoty jako 0,7 (Allen et al., 1998)

Pro výpočet evapotranspirace byla zvolena metoda podle Thornthwaite, která vychází pouze z průměrných měsíčních hodnot teploty vzduchu (12, 13, 14) (Tabari et al., 2013):

$$ET_0 = 16 * \left(10 \frac{T_a}{I}\right)^a \quad (12)$$

$$I = \sum_{n=1}^{12} (0,2 * T_a)^{1,514} \quad (13)$$

$$a = 6,75 * 10^{-7} * I^3 - 7,71 * 10^{-5} I^2 + 1,7912 * 10^{-2} * I + 0,49239 \quad (14)$$

kde  $T_a$  - průměrná měsíční teplota vzduchu

$I$  - teplotní index daný místním teplotním režimem

$a$  - funkce  $I$ , upravuje vztah mezi průměrnou teplotou vzduchu a  $ET$

Výhodou této metody je, že umožňuje výpočet evapotranspirace pro území, kde je k dispozici minimum meteorologických dat. Nevýhodou je však, že pro období se zápornými nebo nulovými teplotami vzduchu je evapotranspiraci přiřazena nulová hodnota (Lichmann, 2005). Z tohoto důvodu byla evapotranspirace vypočtena ještě metodou podle

McGuinness-Bordneho, která umožňuje výpočet i pro období se zápornými teplotami vzduchu (McGuinness, Bordne, 1972). V daných měsících, jedná se především o prosinec, leden a únor, byla však evapotranspirace minimální a proto byla nakonec použita metoda podle Thornthwaita, která je méně náročná na vstupní data.

Třetí komponentou meteorologického modelu je model sněhový, který simuluje akumulaci a tání sněhové pokrývky. Model je vybaven pouze metodou teplotního indexu, která má dvě varianty – *Temperature Index a Gridded Temperature Index*. Zvolena byla metoda *Temperature Index*, u které se zadávají souhrnné hodnoty za celé dílčí povodí. Model zohledňuje tání jak v období dešťových srážek, tak v období, kdy srážky nevypadávají. Používá srážky vypočtené z meteorologického modelu a za pomoci teploty vzduchu určuje, zda se jedná o srážky kapalné nebo pevné. Na základě teploty vzduchu je vypočítána celková bilance sněhové pokrývky a její teplotní deficit. Tato metoda je rozšířením metody degree-day, jelikož se snaží o vystihnutí celkové energetické bilance sněhu (Jeníček, 2009).

U této metody je nutné některé parametry zadat pro celé povodí a některé musí být zadány pro každé subpovodí zvlášť. Každé subpovodí může být navíc rozděleno do jednoho či více výškových pásem. Pro každé toto výškové pásmo se zadávají samostatné parametry (tab.3).

Tabulka 3: Vstupní parametry metody *Temperature Index* v programu HEC-HMS (Scharffenberg, Fleming, 2010; Jeníček, 2009)

Parametr	Charakteristika	Jednotky
<b>celé povodí</b>		
PX Temperature	Teplota rozlišující kapalné a pevné srážky	°C
Base Temperature	Teplota, při které dochází k tání sněhu	°C
Wet Meltrate	Teplotní index tání v období vypadávání dešťových srážek při rychlostech větších než Rain Rate Limit	mm · °C <sup>-1</sup> · den <sup>-1</sup>
Rain Rate Limit	Denní úhrn srážek, při jejichž překročení se počítá s Wet Meltrate	mm · den <sup>-1</sup>
ATI-Meltrate Coefficient	Koeficient používaný pro výpočet indexu tání v každém časovém kroku	-
ATI Meltrate Function	Funkce používaná pro výpočet rychlosti tání z indexu tání (zohlednění sezonality teplotního indexu)	-
Meltrate Pattern	Nepovinný faktor upravující index tání v průběhu roku	-
Cold Limit	Prahová hodnota denního úhrnu srážek	mm · den <sup>-1</sup>
ATI-Coldrate Coefficient	Koeficient používaný pro výpočet teplotního deficitu v každém časovém kroku	-
ATI-Coldrate Function	Závislost teplotního deficitu a indexu tání (zohlednění sezonality teplotního deficitu)	-

Water Capacity	Objem kapalné vody ve sněhové pokrývce	%
Groundmelt	Intenzita tání způsobená teplem ze zemského povrchu	mm · den <sup>-1</sup>
<b>subpovodí</b>		
Lapse Rate	Vertikální gradient teploty vzduchu	°C/1000 m
<b>výškové pásmo</b>		
Percent	Plocha výškového pásma v rámci subpovodí	%
Elevation	Průměrná nadmořská výška daného pásma	m n. m.
Initial SWE	Počáteční vodní hodnota sněhu	mm
Initial Cold Content	Počáteční hodnota teplotního deficitu	mm
Initial Liquid Water	Počáteční hodnota kapalné vody ve sněhové pokrývce	mm
Initial Cold Content ATI	Počáteční hodnota ATI pro výpočet teplotního deficitu	°C
Initial Melt ATI	Počáteční hodnota ATI pro výpočet teplotního faktoru tání	°C · den <sup>-1</sup>

Vstupní parametry modelu pro celé povodí byly zvoleny na základě literatury a doporučených hodnot v manuálu programu HEC-HMS (tab.4). ATI-Meltrate Function a ATI-Coldrate Function je nutné zadat pomocí Paired Data Manageru, kde je možné vytvořit graf průběhu funkce. Obě byly pro potřeby této práce stanoveny jako konstantní.

Tabulka. 4: Hodnoty vstupních parametrů pro povodí Zlatého potoka a Bystřice

Zlatý potok		Bystřice	
PX Temperature	0	PX Temperature	0
Base Temperature	0	Base Temperature	0
Wet Meltrate	2,3865	Wet Meltrate	3,3880
Rain Rate Limit	0	Rain Rate Limit	0
ATI-Meltrate Coefficient	0,98	ATI-Meltrate Coefficient	0,98
Cold Limit	20	Cold Limit	20
ATI-Coldrate Coefficient	0,84	ATI-Coldrate Coefficient	0,84
Water Capacity	3	Water Capacity	3
Groundmelt	0,2	Groundmelt	0,2

Výpočet degree-day faktoru byl proveden pomocí dat ze sněhoměrných měření, provedených na povodí Bystřice a Zlatého potoka v letech 2010, 2011, 2012. Nejprve byl zjištěn rozdíl vodní hodnoty sněhu (SWE) v jednotlivých profilech mezi jednotlivými termíny. K hodnotám byly přičteny spadlé srážky. Dále byla zjištěna průměrná teplota

vzduchu za období mezi dvěma kampaněmi. Průměr je brán pouze ze dnů, kdy teplota vzduchu přesahovala 0°C. Degree-day faktor pro jednotlivé body v profilech je pak vypočten na základě rovnice (15):

$$M = a * (T - T_c) \quad (15)$$

Z takto získaných hodnot je vypočten medián pro jednotlivé typy vegetace (les, otevřená plocha, mýtina). Výsledný degree-day faktor byl vypočten pomocí váženého průměru, kdy vahami byla rozloha jednotlivých typů vegetace. Pro Zlatý potok má hodnotu  $2,386 \text{ mm} \cdot \text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$  a pro Bystřici  $3,388 \text{ mm} \cdot \text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ .

Vertikální teplotní gradient byl vypočten pomocí dat o teplotě vzduchu a nadmořské výšce stanic Hřebečná, Karlovy Vary a Klínovec. Jeho hodnota byla stanovena na  $0,55 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ .

Pro každou variantu dílčích povodí byly zvoleny 4 varianty rozpětí výškových pásem (tab. 5; příloha 2). Údaje o ploše a průměrné nadmořské výšce výškového pásma pro jednotlivá subpovodí byly zjištěny pomocí programu ArcGIS. Ostatní parametry byly zadány jako nulové, jelikož na počátku simulace se v povodí nenacházela žádná sněhová pokrývka.

*Tabulka 5: Varianty dílčích povodí a počtu výškových pásem pro povodí Zlatého potoka a Bystřice*

Zlatý potok			Bystřice		
Počet subpovodí	Počet výškových pásem	Rozpětí výškového pásma	Počet subpovodí	Počet výškových pásem	Rozpětí výškového pásma
1	1	765–1035	1	1	855–1050
1	2	765–950	1	2	855–950
		950–1035			950–1050
1	4	765–800	1	3	855–900
		800–900			900–1000
		900–1000			1000–1050
		1000–1035	1	4	855–900
1	6	765–800			900–950
		800–850			950–1000
		850–900			1000–1050
		900–950	3	1	855–1050
		950–1000	3	2	855–950
		1000–1035			950–1050
5	1	765–1035	3	3	855–900
5	2	765–950			900–1000
		950–1035			1000–1050

5	4	765–800	3	4	855–900
		800–900			900–950
		900–1000			950–1000
		1000–1035			1000–1050
5	6	765–800	8	1	855–1050
		800–850	8	2	850–950
		850–900			950–1050
		900–950	8	3	855–900
		950–1000			900–1000
		1000–1035			1000–1050
9	1	765–1035	8	4	855–900
9	2	765–950			900–950
		950–1035			950–1000
9	4	765–800			1000–1050
		800–900			
		900–1000			
		1000–1035			
9	6	765–800			
		800–850			
		850–900			
		900–950			
		950–1000			
		1000–1035			

### 3.4.6. Časové řady a vytvoření simulačního běhu

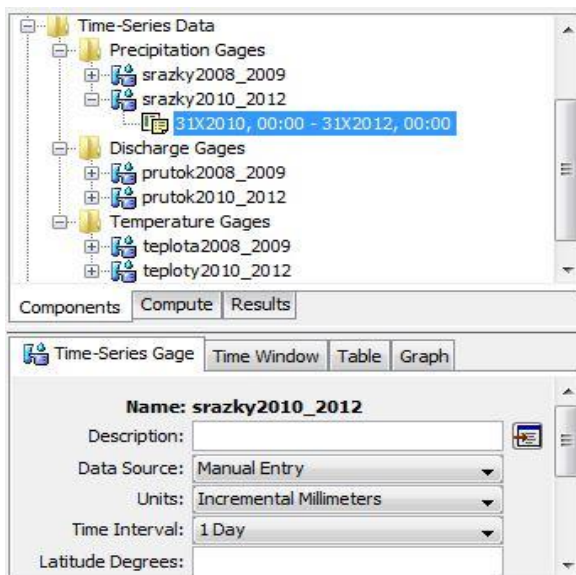
Do hydrologického modelu je nutné zadat různé časové řady dat, které tvoří počáteční a ohraničující podmínky simulace nebo slouží k výpočtu parametrů.

Pomocí *Time-Series Data Manageru* byly vytvořeny časové řady pro srážky (*Precipitation Gages*), průtoky (*Discharge Gages*) a teploty vzduchu (*Temperature Gages*) (obr. 17). U každého druhu datové řady je nutné zadat jednotky, ve kterých jsou data vkládána a jejich časový interval. Ten byl u všech řad zvolen jako denní. U teplotních řad je také nutné zadat nadmořskou výšku stanice, ze které data pocházejí. Každou časovou řadu je nutné ohraničit počátečním a konečným datem. Časové řady tvořily vždy dva hydrologické roky, které začínaly 1. 11. daného roku a končily 31. 10. příslušného roku. Jednotlivé datové řady byly do programu vkládány manuálně. Program rovněž umožňuje data zobrazit ve formě grafu.

Datové řady srážek a teplot vzduchu je nutné propojit s dílčími povodími v meteorologickém modelu.

Posledním krokem před vytvořením simulačního běhu bylo nastavení podmínek v *Control Specification Mangeru*, kde se zadává počátek a konec simulovaného období a nastavuje časový krok simulace. Zde byl zvolen denní časový krok.

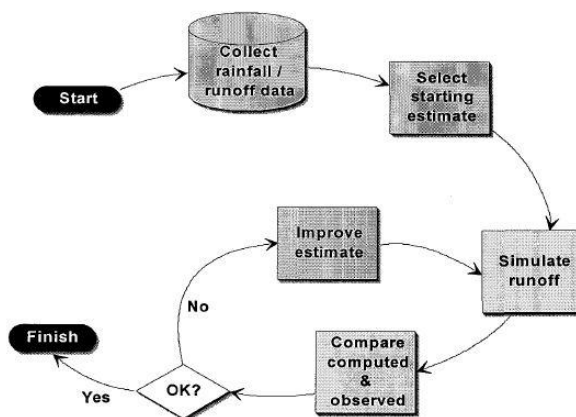
Poté, co jsou provedena všechna potřebná nastavení, je možné vytvořit simulační běh pomocí menu *Compute*, kde je zvolena možnost *Create Simulation Run*.



Obrázek 17: Zobrazení časových řad v programu HEC-HMS a jejich editor

### 3.5. Kalibrace a verifikace modelu

Kalibrace je proces, jehož cílem je nalezení optimálních parametrů použitých v modelu tak, aby se výsledek simulace co nejdříve podobal skutečnému chování hydrologického systému. Tento proces se rovněž často nazývá optimalizací. Provádí se na proběhlých událostech, aby bylo možné výsledky ověřit. Obecný postup kalibrace je uveden na obr. 18.



Obrázek 18: Postup procesu kalibrace (Feldman, 2000)

Kalibrace je poměrně časově náročný proces, kdy navíc parametry hydrologického modelu nemohou být určeny jako jednoznačné hodnoty a to z toho důvodu, že změna jednoho parametru může vyvolat změnu jiných parametrů vzhledem k jejich vzájemné závislosti. Nelineárnost modelů vede k tomu, že interpolace mezi hodnotami parametrů může vést k nesmyslným parametrům modelu a výsledkům. Parametry by tedy neměly být považovány za individuální hodnoty (Bárdossy, 2007).

Program HEC-HMS umožňuje dva typy kalibrace – manuální a automatickou. Pro oba typy musí být stanoveny okrajové hodnoty, kterých parametry mohou dosahovat. Automatickou kalibraci je možné provést pomocí dvou metod – Univariate gradient a Nelder Mead. Pro hodnocení pozorovaného a simulovaného hydrogramu program disponuje sedmi objektivními funkcemi, mezi které patří například suma absolutních odchylek nebo relativní chyba objemu. Popis metod automatické kalibrace a objektivních funkcí je blíže uveden v technickém manuálu programu (Feldman, 2000). Parametry lze kalibrovat buď pro všechna subpovodí modelu nebo pro každé subpovodí zvlášť. Pro automatickou kalibraci byla zvolena metoda Univariate Gradient a jako objektivní funkce Peak-Weighted RMS Error. Kalibrované parametry však nepřinesly výraznější zpřesnění simulace a proto byla upřednostněna manuální kalibrace modelu.

Po kalibraci následuje proces verifikace, někdy též označován jako validace. V něm je nutné výsledky kalibrace ověřit na jiné události, než na které byl model kalibrován.

Shoda mezi výsledným a pozorovaným hydrogramem modelu je hodnocena pomocí objektivních kritérií. Mezi tyto kritéria patří relativní chyba kulminace MF (rov. 16) a relativní objemová chyba VE (rov. 17) (Daňhelka, 2003), směrodatná chyba odhadu (rov. 18) (Dawson et al., 2007), koeficient variace PE (rov. 19), chyba času kulminace (Jeníček, 2009) nebo kritérium Nash-Sutcliffa (rov. 20) (Nash, Sutcliffe, 1970).

$$MF = \frac{\max Q_i^{sim} - \max Q_i^{skut}}{\max Q_i^{skut}} \quad (16)$$

$$VE = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{sim} - Q_i^{skut})}{\sum_{i=1}^n Q_i^{skut}} \quad (17)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{skut} - Q_i^{sim})^2}{n}} \quad (18)$$



$$PE = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{skut_i} - Q_{sim_i})^2}{N \bar{Q}} \quad (19)$$

PE	Shoda
0,0–0,15	velmi dobrá
0,15–0,3	dobrá
0,3–0,4	použitelná

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{skut_i} - Q_{sim_i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{skut_i} - \bar{Q}_{skut})^2} \quad (20)$$

E	Shoda
1	absolutní shoda
0,5	uspokojivá shoda

kde:  $Q_{skut}$  - průtok pozorovaný  
 $Q_{sim}$  - průtok simulovaný  
 $\bar{Q}_{skut}$  - průměrný průtok pozorovaný

## 4. Výsledky

### 4.1. Modelované období 2009–2010

Pro kalibraci byla zvolena dvouletá řada hydrologických let 2009 a 2010. Nejprve bylo nutné provést kalibraci sněhového modelu. Parametry sněhového modelu nejsou v programu HEC-HMS zahrnuty v automatické kalibraci a musí být nastaveny manuálně. Výsledky modelu byly porovnávány s hodnotami naměřenými během zimních terénních měření. Důležitým krokem byla volba vyhodnocení dat o vodní hodnotě sněhu, se kterými byly výsledky sněhového modelu porovnávány. Jednou z možných variant bylo vybrat body nacházející se v příslušných subpovodích a výškových zónách a z těchto hodnot vytvořit průměry nebo mediány. Pro zimu 2008/2009, kdy v obou povodích probíhalo měření sněhových charakteristik v bodech rozmístěných napříč povodím, se tato metoda jevila jako vypovídající, jelikož každé povodí pro všechny prostorové varianty charakterizovalo několik bodů. Avšak od zimy 2009/2010 se změnila metodika měření, při které došlo ke snížení počtu bodů. Pro některá subpovodí a výšková pásma pak nebylo možné porovnat skutečnou a simulovanou vodní hodnotu sněhu. Proto bylo využito interpolační metody IDW v programu ArcGIS. Tato metoda byla již dříve použita pro zobrazení pravděpodobného rozložení výšky sněhové pokrývky a vodní hodnoty sněhu pro povodí Bystřice v práci Pevné (2010). Úspěšností interpolačních metod se zabývali také autoři Kučerová a Jeníček (2011). Hodnoty přiřazené jednotlivým bodům byly vypočteny jako průměr hodnot z celého profilu. Pro jednotlivé varianty subpovodí byla poté vypočtena průměrná hodnota vodní hodnoty sněhu pomocí extenze Spatial Analyst Tools.

Při kalibraci sněhového modelu model nejvíce reagoval na změnu parametru PX Temperature, který rozlišuje dešťové a sněhové srážky, změnu kritické teploty tání, kterou bylo nutné zvýšit, a změnu parametru Groundmelt, který představuje intenzitu tání způsobenou teplem dodaným půdou. Hodnoty upravených parametrů jsou uvedeny v tabulce 6.

*Tabulka 6: Kalibrované parametry sněhového modelu a jejich opravené hodnoty pro povodí Zlatého potoka a Bystřice*

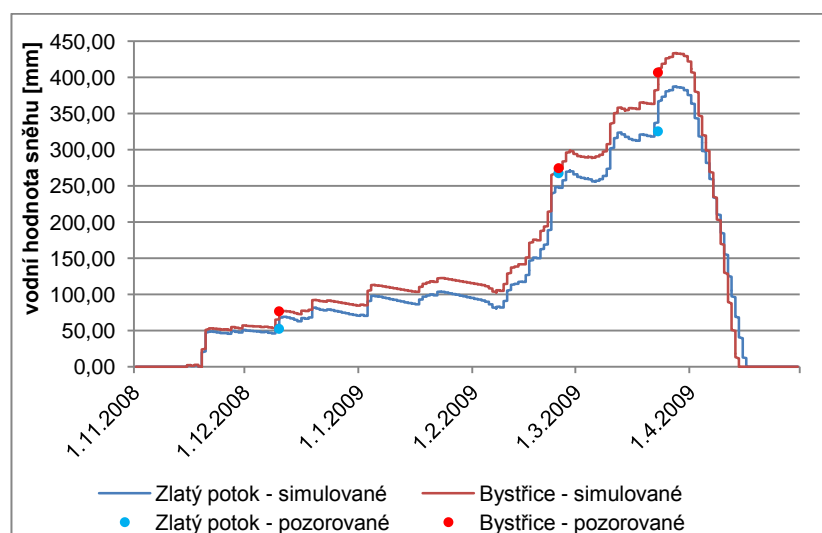
Zlatý potok		Bystřice	
PX Temperature	1 °C	PX Temperature	1,2 °C
Base Temperature	0,7 °C	Base Temperature	0,8 °C
Groundmelt	1,1 mm	Groundmelt	0,9 mm

V hydrologickém roce 2009 se sněhová pokrývka začala vytvářet na konci listopadu, kdy teplota vzduchu klesla pod 0°C a došlo k výraznějšímu vypadávání sněhových srážek. V průběhu zimy nedošlo k dílčím táním, pouze v několika dnech teplota vzduchu vystoupila nad 0°C. Hlavní vlna jarního tání začala 27. 3., kdy se teploty vzduchu držely již trvale nad 0°C. Během této zimy proběhly tři termíny terénních výjezdů – 10. 12., 24. 2. a 23. 3.

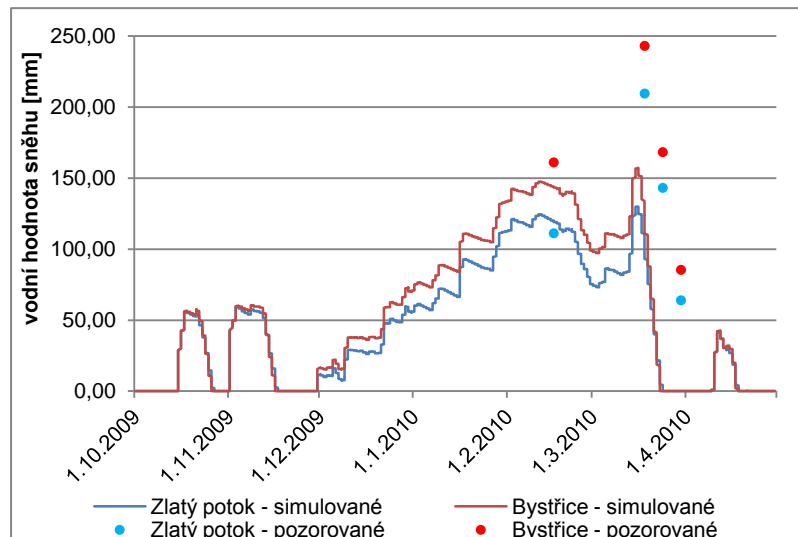
V hydrologickém roce 2010 se teploty vzduchu konstantně držely pod 0°C od počátku prosince. Ani tuto zimu nedocházelo k výrazným dílčím oteplením a jarní tání začalo v půlce března. V průběhu zimy se podařilo uspořádat čtyři termíny měření – 16. 2., 18. 3., 24. 3. a 30. 3.

Na obrázku 19 a 20 je zobrazena simulovaná vodní hodnota sněhu pro variantu 1 subpovodí a 1 výškové pásmo pro období 2009–2010. Pro zimu 2008/2009 se sněhový model podařilo nakalibrovat tak, že simulované hodnoty vcelku dobře odpovídají hodnotám zjištěným z terénního měření v obou povodích.

Naproti tomu během zimy 2009/2010 sněhový model vodní hodnotu sněhu výrazně podhodnocuje oproti hodnotám zjištěným v terénu, a to především v době tání, kdy již 24. 3. v obou povodích simuluje nulovou vodní hodnotu sněhu, ačkoliv na většině měřených míst se ještě vyskytovala sněhová pokrývka.



Obrázek 19: Hodnoty pozorované a simulované vodní hodnoty sněhu pro povodí Bystřice a Zlatého potoka v zimě 2008/2009 - varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo



Obrázek 20: Hodnoty pozorované a simulované vodní hodnoty sněhu pro povodí Bystřice a Zlatého potoka v zimě 2009/2010 – varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo

Při pokusech o prodloužení doby trvání sněhové pokrývky pomocí změny parametrů sněhového modelu, například snížením hodnoty degree-day faktoru tak, aby odpovídala měřeným hodnotám, docházelo vždy k výraznému nadhodnocení vodní hodnoty sněhu v zimě 2008/2009.

Vliv změny počtu výškových pásem a jejich rozpětí na přesnost simulace vodní hodnoty sněhu byl hodnocen pomocí čtyř kritérií – koeficientu determinace ( $R^2$ ), průměrné absolutní odchylky (MAE), směrodatné chyby odhadu (RMSE) a kritéria Nash-Sutcliffe. Hodnoty jednotlivých kritérií pro modelované varianty prostorového členění v povodí Bystřice a Zlatého potoka jsou zobrazeny v tabulce 7 a 8. Hodnoty kritérií pro všechna dílčí povodí jednotlivých variant jsou uvedeny v příloze 3a.

Tabulka 7: Hodnocení vlivu počtu výškových pásem na simulaci vodní hodnoty sněhu pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Bystřice pro období 2009–2010 pomocí koeficientu determinace ( $R^2$ ), průměrné absolutní odchylky (MAE), směrodatné chyby odhadu (RMSE) a Nash-Sutcliffeova kritéria

<b>Bystřice</b>				
<b>1 subpovodí</b>	<b>1 výškové pásmo</b>	<b>2 výšková pásma</b>	<b>3 výšková pásma</b>	<b>4 výšková pásma</b>
$R^2$	0,7842	0,7859	0,7876	0,7881
MAE	58,300	57,734	57,950	57,711
RMSE	85,049	84,560	84,225	84,184
Nash-Sutcliffe	0,37553	0,3826	0,3875	0,3881
<b>3 subpovodí</b>				
$R^2$	0,8059	0,8067	0,8087	0,8088

<b>MAE</b>	56,500	56,127	56,124	55,961
<b>RMSE</b>	83,862	83,576	83,168	83,139
<b>Nash-Sutcliffe</b>	0,3928	0,3969	0,4028	0,4032
<b>8 subpovodí</b>				
<b>R<sup>2</sup></b>	0,8027	0,8034	0,8045	0,8041
<b>MAE</b>	57,845	57,758	57,701	57,756
<b>RMSE</b>	84,535	84,471	84,165	84,322
<b>Nash-Sutcliffe</b>	0,3830	0,3840	0,3884	0,3861

Tabulka 8: Hodnocení vlivu počtu výškových pásem na simulaci vodní hodnoty sněhu pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Zlatého potoka pro období 2009–2010 pomocí koeficientu determinace ( $R^2$ ), průměrné absolutní odchylky (MAE), směrodatné chyby odhadu (RMSE) a Nash-Sutcliffova kritéria

<b>Zlatý potok</b>				
<b>1 subpovodí</b>	<b>1 výškové pásmo</b>	<b>2 výšková pásma</b>	<b>4 výšková pásma</b>	<b>6 výškových pásem</b>
<b>R<sup>2</sup></b>	0,7576	0,7629	0,7609	0,7622
<b>MAE</b>	54,188	53,602	53,786	53,660
<b>RMSE</b>	72,967	71,620	72,137	71,804
<b>Nash-Sutcliffe</b>	0,4224	0,4435	0,4355	0,4407
<b>5 subpovodí</b>				
<b>R<sup>2</sup></b>	0,76	0,7629	0,762	0,7624
<b>MAE</b>	53,927	53,587	53,668	53,612
<b>RMSE</b>	72,277	71,674	71,858	71,761
<b>Nash-Sutcliffe</b>	0,4333	0,4427	0,4398	0,4413
<b>9 subpovodí</b>				
<b>R<sup>2</sup></b>	0,7608	0,7629	0,7615	0,7626
<b>MAE</b>	53,828	53,588	53,651	53,608
<b>RMSE</b>	72,051	71,656	71,966	71,699
<b>Nash-Sutcliffe</b>	0,4368	0,4430	0,4381	0,4423

V případě modelování v povodí Bystřice všechna zvolená kritéria ukazují zlepšující se přesnost simulace vodní hodnoty sněhu se zavedením většího počtu výškových pásem. Pouze u rozdělení povodí na 8 dílčích celků se při rozdělení povodí do 4 výškových pásem přesnost simulace opět snížila. Z hlediska rozčlenění povodí na dílčí subpovodí dosáhla nejlepších výsledků varianta se třemi subpovodími. Varianta s 8 dílčími povodími sice vykazovala horší simulaci a je tedy pravděpodobně již příliš podrobná, avšak stále byla shoda s pozorovanými hodnotami vyšší než při zanechání povodí bez rozdělení. Výjimku tvoří rozdělení do 4 výškových pásem.

U povodí Zlatého potoka již není trend zlepšení simulace se zvýšením počtu výškových pásem tak patrný. K zlepšení zde dochází u všech tří variant členění pouze do zavedení dvou výškových pásem a při dalším rozdělení se přesnost simulace zhoršuje. I přesto je však shoda mezi simulovanými a pozorovanými hodnotami vždy vyšší než když je povodí ponecháno pouze s jedním výškovým pásmem. Mezi dílčími povodími jednotlivých variant členění jsou hodnoty kritérií značně rozkolísané. U varianty s 9 subpovodími například Nash-Sutcliffovo kritérium dosahuje hodnot od 0,007 až 0,615. U varianty s 5 dílčími povodími je toto rozpětí o něco nižší (0,015–0,563) (příloha 3a). U Zlatého potoka nelze jednoznačně určit, která varianta počtu dílčích povodí dosahuje nejlepších výsledků jelikož se přesnost simulace liší podle počtu výškových pásem. V případě jednoho výškového pásma nejlepších výsledků podle Nash-Sutcliffova kritéria dosahuje varianta s 9 dílčími povodími, ale naopak při zavedení dvou výškových pásem je přesnější simulace pouze v rámci jednoho povodí.

V druhé fázi byly kalibrovány parametry zbylých komponent modelu. Pro každou variantu rozdělení povodí na dílčí subpovodí byla provedena nová kalibrace. Ve všech případech musel být výrazně upraven model objemu odtoku, kdy při vložení vypočítaných hodnot *Initial deficit*, *Maximum deficit* a *Constant Rate* nedocházelo ke vzniku efektivních srážek a tedy k žádnému přímému odtoku. Dále bylo nutné navýšit dobu koncentrace a retenční konstantu. U základního odtoku byla mírně navýšena poklesová konstanta a prahová hodnota průtoku. Opravné koeficienty pro obě povodí jsou uvedeny v tabulce 9.

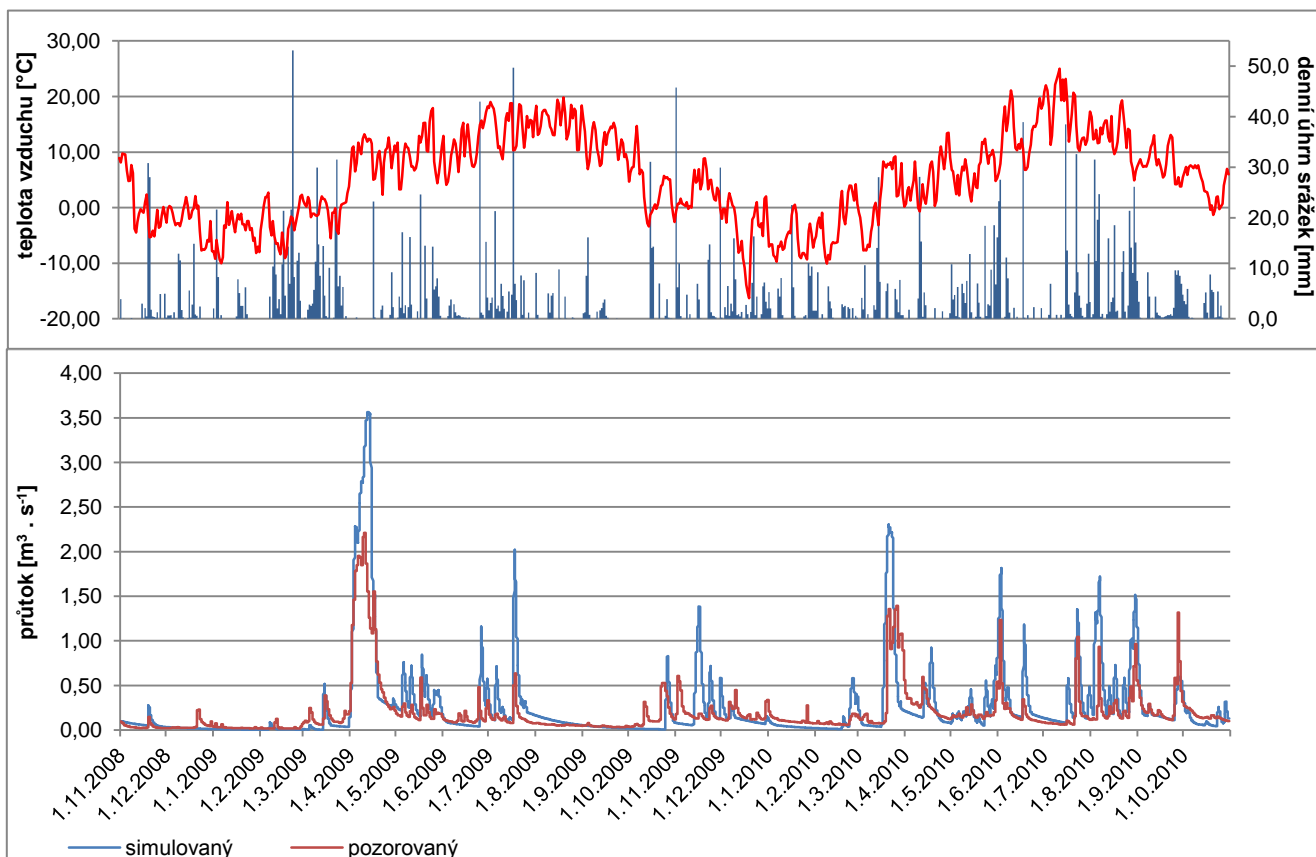
Tabulka 9: Kalibrované parametry a jejich opravné koeficienty

Bystřice		Zlatý potok	
parametr	opravný koeficient	parametr	opravný koeficient
Initial Deficit	1/70	Initial Deficit	1/20
Maximum Deficit	1/4	Maximum Deficit	1/4
Constant Rate	1/310, 1/220, 1/220*	Constant Rate	1/420
Time of Concentration	6, 5, 5*	Time of Concentration	20, 30, 30*
Storage Coefficient	20, 30, 25*	Storage Coefficient	80, 90, 100*
Recession Constant	1,007	Recession Constant	1,015
Ratio to Peak	1,5	Ratio to Peak	1,2

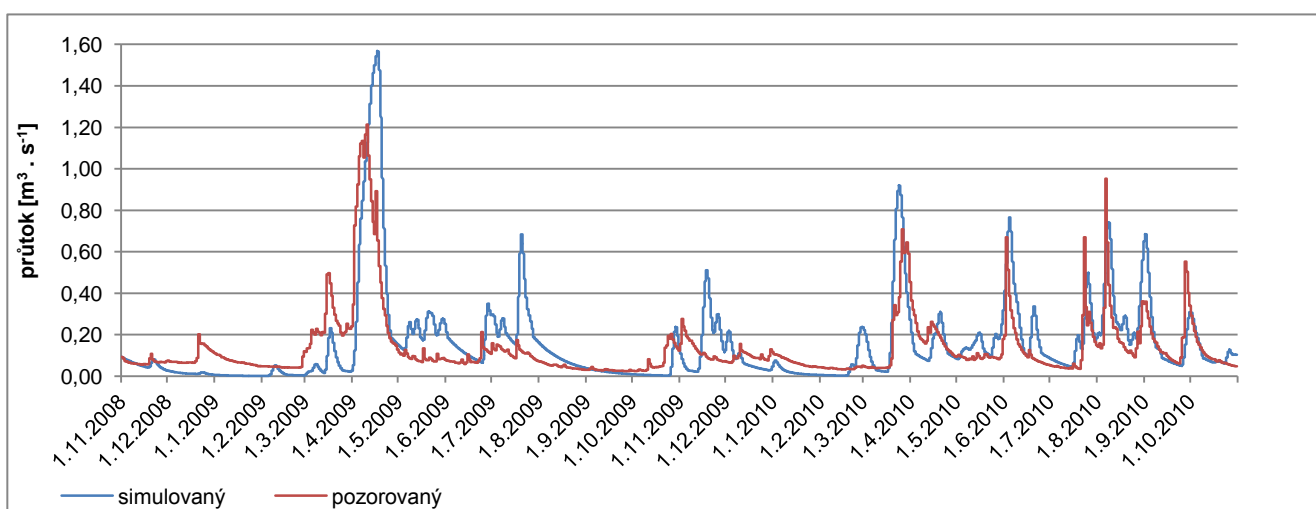
\* pro variantu 1, 5, 9 subpovodí pro Zlatý potok

\* pro variantu 1, 3, 8 subpovodí pro Bystřici

Na obrázku 21 a 22 je porovnání simulovaného a pozorovaného průtoku v závěrovém profilu povodí Bystřice a Zlatého potoka. Na obrázku 21 je také uvedena průměrná denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek. Tyto údaje jsou pro obě povodí stejné jelikož bylo pro kalibrační období využito jednotně dat z klimatické stanice Hřebečná.



Obrázek 21: Pozorovaný a simulovaný průtok v závěrovém profilu povodí Bystřice, průměrná denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek pro období 2009–2010 – varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo



Obrázek 22: Pozorovaný a simulovaný průtok v závěrovém profilu povodí Zlatého potoka pro období 2009–2010 – varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo

Simulace byly provedeny v hodinovém kroku a porovnávány s denními průtoky v závěrových profilech. U povodí Bystřice model vcelku dobře zachytil období tání sněhové pokrývky během roku 2009, avšak výrazně nadhodnotil průtok při kulminaci, ke které došlo 10. 4. Nejlépe čas kulminace simuloval model rozdělený do 8 subpovodí. Oproti pozorovanému průtoku  $2,21 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  však dosahoval hodnoty  $3,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Dobře je zachyceno květnové až červencové kolísání průtoku, avšak i zde jsou kulminace nadhodnoceny. Období jarního tání v roce 2010 již model simuloval hůře. K nárůstu simulovaného průtoku dochází 16. 3. a kulminace je dosaženo 21. 3. u všech modelovaných variant, které dosahovaly hodnot od  $2,2$  do  $2,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . To je tedy o 5 dní dříve než u pozorovaného průtoku, který dosahoval hodnoty  $1,39 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . K opětovnému poklesu hydrogramu rovněž dochází dříve, což je pravděpodobně způsobeno špatným zachycením vodní hodnoty sněhu, kdy sněhový model ukazoval nulové hodnoty, zatímco v povodí ještě ležela sněhová pokrývky. Letní kulminace model zachycuje, ale nadhodnocuje objem vln hydrogramu.

U Zlatého potoka model podhodnocuje hodnoty průtoku téměř od počátku simulovaného období až do nástupu jarního tání. Od počátku března 2008 stoupají teploty vzduchu a dochází rovněž k vypadávání srážek, pravděpodobně dešťových. Období počátku růstu průtoku způsobené hlavním táním sněhové pokrývky model simuloval dobře. Ke kulminaci pozorovaného průtoku došlo 10. 4., kdy byla zaznamenána hodnota  $1,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Oproti tomu model simuloval kulminace průtoků pro jednotlivé varianty od 13.–17. 4. Nejpresněji čas kulminace simulovala varianta s devíti subpovodími a čtyřmi výškovými pásmy, kdy kulminace nastala 13. 4. a dosahovala hodnoty  $1,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Model nadhodnocuje kolísání během letního období a výrazně reaguje na období srážek během druhé poloviny listopadu 2010, ačkoliv na pozorovaném hydrogramu toto navýšení není patrné. Na přelomu února a března 2010 model reaguje na zvýšení teploty vzduchu a objevuje se dílčí tání. Avšak voda nejspíš byla zadržena ve sněhové pokrývce a na pozorovaném hydrogramu se tání neprojevalo. K hlavnímu jarnímu tání dochází 17. 3. Zde model oproti předchozímu roku simuluje kulminaci průtoku dříve tj. 22.–24. 3., podle varianty rozdělení povodí, oproti pozorované kulminaci, ke které došlo 26. 3., a hodnoty se pohybují v rozmezí od  $0,8$  do  $1,05 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Nejpresněji dobu kulminace vystihuje povodí s jedním subpovodím. V následujícím letním půlroce model simuluje výkyvy přesněji než v předchozím roce.

Hodnocení simulací za celé období kalibrace bylo pro jednotlivé varianty prostorového členění obou povodí provedeno pomocí objektivních kritérií Nash-Sutcliffe, RMSE a relativní objemové chyby (tab. 10, tab. 11). U povodí Bystřice dosahovala nejlepšíh výsledků varianta se třemi dílčími subpovodími. Ve všech variantách členění je zde navíc pozitivní vliv



zavedení většího počtu výškových pásem na simulaci modelu. Výjimku tvoří členění na 8 subpovodí a 4 výšková pásma. U Zlatého potoka dosahuje nejlepších výsledků varianta s jedním subpovodím. Pozitivní vliv výškových pásem je zde patrný do zavedení 4 výškových pásem. Při aplikaci 6 výškových pásem míra shody opět klesá.

Celkově nejsou hodnoty objektivních kritérií příliš uspokojivé. Především pak hodnoty Nash-Sutcliffova kritéria, které by pro hodnocení simulace jako uspokojivé měly dosahovat hodnoty vyšší než 0,5.

*Tabulka 10: Hodnocení úspěšnosti simulací pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Bystřice pomocí objektivních kritérií Nash-Sutcliffe, RMSE a relativní objemové chyby pro simulované období 2009–2010*

<b>Bystřice</b>				
počet subpovodí	počet výškových pásem	Nash-Sutcliffe	RMSE	relativní objemová chyba
1	1	-0,0172	0,2922	28,58 %
1	2	0,0148	0,2875	28,22 %
1	3	0,0204	0,2867	28,24 %
1	4	0,0233	0,2863	28,18 %
3	1	0,1268	0,2707	26,38 %
3	2	0,1399	0,2686	26,03 %
3	3	0,1459	0,2677	25,99 %
3	4	0,1471	0,2675	25,94 %
8	1	-0,0363	0,2949	30,87 %
8	2	-0,0303	0,2940	30,69 %
8	3	-0,0256	0,2934	30,59 %
8	4	-0,0449	0,2961	31,05 %

*Tabulka 11: Hodnocení úspěšnosti simulací pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Zlatého potoka pomocí objektivních kritérií Nash-Sutcliffe, RMSE a relativní objemové chyby pro simulované období 2009–2010*

<b>Zlatý potok</b>				
počet subpovodí	počet výškových pásem	Nash-Sutcliffe	RMSE	relativní objemová chyba
1	1	0,0971	0,1530	19,69 %
1	2	0,1169	0,1502	18,30 %
1	4	0,1227	0,1501	19,20 %
1	6	0,1323	0,1489	18,71 %
5	1	0,0223	0,1616	18,44 %
5	2	0,0218	0,1616	19,75 %
5	4	0,0364	0,1604	18,99 %

počet subpovodí	počet výškových pásem	Nash-Sutcliffe	RMSE	relativní objemová chyba
5	6	0,0283	0,1611	20,44 %
9	1	-0,0551	0,1679	28,58 %
9	2	-0,0511	0,1676	28,94 %
9	4	-0,0374	0,1665	28,53 %
9	6	-0,0419	0,1668	28,97 %

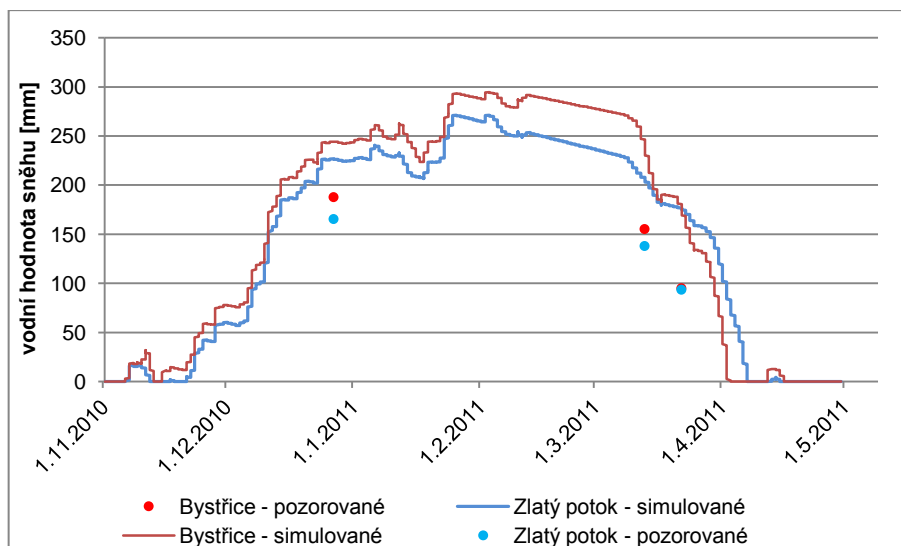
## 4.2. Modelované období 2011–2012

Pro období verifikace byla zvolena časová řada tvořená hydrologickými roky 2011 a 2012. Bohužel u Zlatého potoka bylo z datové řady vodních stavů v závěrovém profilu zjištěno, že nejspíš došlo k poruše čidla hladinoměru a v hydrologickém roce 2012 byly vodní stavy měřeny chybně. Simulace průtoku byla proto v tomto povodí provedena pouze pro hydrologický rok 2011. Vodní hodnota sněhu byla simulována pro oba roky.

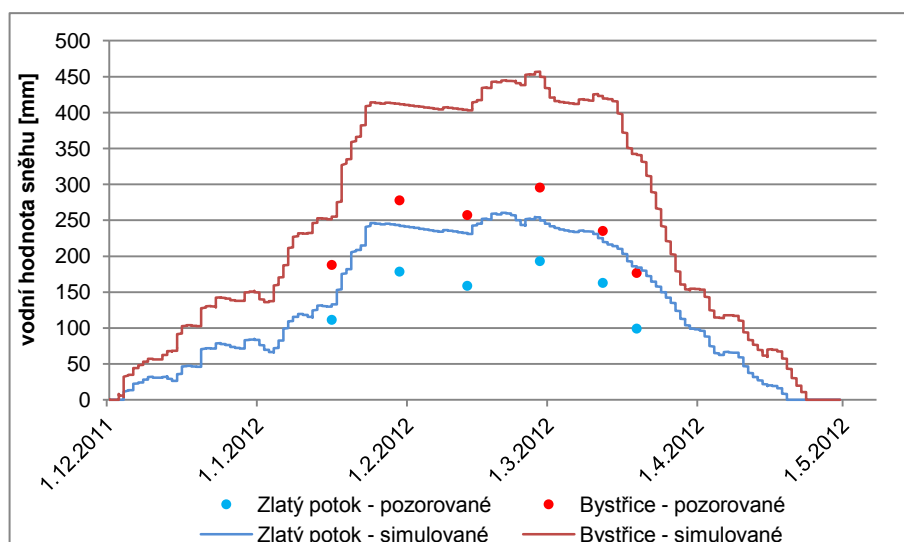
V prvním roce se sněhová pokrývka na obou povodích mohla začít vytvářet po 20. listopadu, kdy se teploty trvale držely pod bodem mrazu. K dílčím oblevám došlo v polovině ledna a ve dnech 5.–8. února. Zima byla na srážky bohatší než předchozí dva roky (2009 - 410 mm, 2010 - 360 mm, 2011 - 591 mm za období listopad až únor).

Během této zimy proběhlo na povodích měření ve třech termínech – 27. 1., 13. 3. a 22. 3. V porovnání s hodnotami získanými při měřeních model vodní hodnotu sněhu výrazně nadhodnocuje v obou povodích (obr. 23). Na grafu jsou patrná dvě zmíněná dílčí tání. Období hlavního tání přichází 9. 3., na které model u obou povodí reaguje rychlým poklesem vodní hodnoty sněhu, který je výraznější u povodí Bystřice.

V zimě 2011/2012 nastaly podmínky pro vytváření sněhové pokrývky až na začátku prosince, kdy došlo k poklesu teploty vzduchu. Úhrn srážek byl obdobný jako v předchozím roce (597 mm). Podle dat o teplotě vzduchu ze stanice Hřebečná se vyskytlo pouze několik dnů na přelomu roku, kdy teplota vzduchu stoupla nad 0°C. Data o teplotě vzduchu ze Zlatého kopce však ukazují mnohem výraznější kolísání kolem 0°C. Během této zimy se podařilo uskutečnit celkem 6 výjezdů – 16. 1., 30. 1., 13. 2., 28. 2., 12. 3. a 19. 3.. Tuto zimu model rovněž výrazně nadhodnotil vodní hodnoty sněhu po celou dobu simulace (obr. 24). Výraznější rozdíly jsou pozorovány v případě Bystřice, kde model simuloval větší akumulaci sněhových srážek. Pomalý nárůst teploty vzduchu začíná již od 22. února a k hlavnímu tání dochází v povodí Bystřice kolem 20. března. U Zlatého potoka není tento nárůst tak prudký a teploty vzduchu jsou nižší. To je vidět také na simulaci modelu, kdy úbytek vodní hodnoty sněhu je pozvolnější než u povodí Bystřice. I přes výrazně nadhodnocenou simulaci modelu lze díky většímu množství termínů měření pozorovat, že se chod simulované vodní hodnoty sněhu shoduje s chodem vývoje pozorované vodní hodnoty sněhu.



Obrázek 23: Hodnoty pozorované a simulované vodní hodnoty sněhu pro povodí Bystřice a Zlatého potoka v zimě 2010/2011 - varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo



Obrázek 24: Hodnoty pozorované a simulované vodní hodnoty sněhu pro povodí Bystřice a Zlatého potoka v zimě 2011/2012 - varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo

Při porovnávání variant počtu subpovodí a výškových pásem byly výsledky velmi variabilní. U povodí Bystřice ukazují hodnotící kritéria trend zlepšení simulace vodní hodnoty sněhu v případě rozdělení povodí do jednoho subpovodí, kdy zlepšení se projevuje do zavedení 3 výškových pásem (tab.12). V případě zavedení 4 pásem přesnost opět klesá. U variant rozdělení povodí do 3 a 8 dílčích subpovodí jsou simulace nejpřesnější při zavedení tří výškových pásem. Naopak nejhůře u těchto variant model simuloval při zavedení dvou výškových pásem. Nejpřesnější simulací bylo dosaženo u varianty rozdělení na 8 dílčích povodí s výjimkou při zavedení 3 výškových pásem, kdy bylo přesnější simulace docílena při zanechání povodí jako celku. I mezi dílčími povodími jednotlivých variant prostorového

rozdělení povodí jsou výrazné rozdíly, kdy u některých subpovodí je nejlepší simulace dosaženo při ponechání jednoho výškového pásma, ale naopak u některých se simulace zpřesňuje až do zavedení 4 výškových pásem.

U povodí Zlatého potoka hodnotící kritéria ukazují, že u všech variant členění dochází k zpřesnění simulace při zavedení většího počtu výškových pásem, než když je v povodí ponecháno pouze jedno výškové pásmo (tab. 13). U varianty jednoho a pěti dílčích povodí je nejpřesnější simulace dosaženo při rozdělení do 6 výškových pásem a u varianty s 9 subpovodími při rozdělení do 4 pásem. Z hlediska počtu dílčích povodí byly nejpřesnější simulace provedeny u varianty se třemi dílčími povodími.

Stejně jako vizuální porovnání simulované a pozorované vodní hodnoty sněhu, tak i hodnoty zvolených hodnotících kritérií potvrdily nepříliš uspokojivé výsledky simulace.

Hodnoty kritérií pro všechna dílčí povodí jednotlivých variant povodí Bystřice a Zlatého potoka jsou uvedeny v příloze 3b.

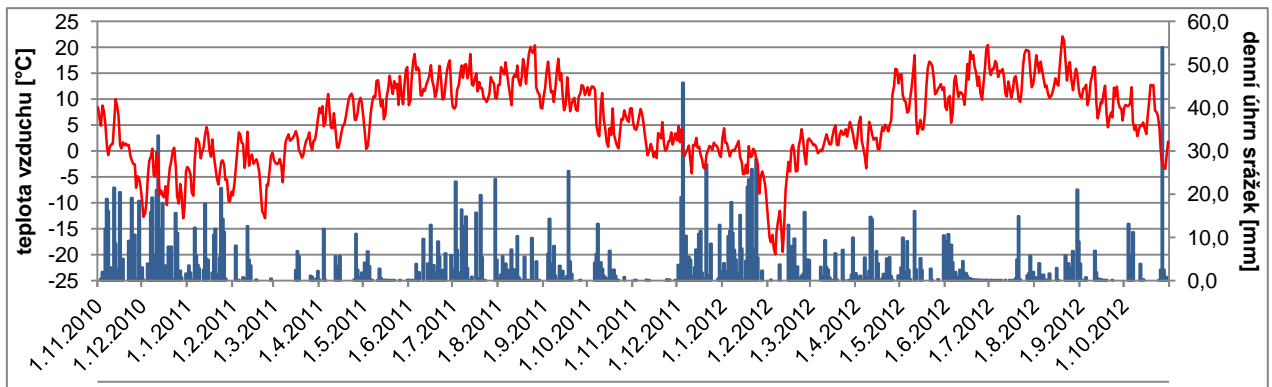
*Tabulka 12: Hodnocení vlivu počtu výškových pásem na simulaci vodní hodnoty sněhu pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Bystřice pro období 2011–2012 pomocí koeficientu determinace ( $R^2$ ), průměrné absolutní odchylky (MAE), směrodatné chyby odhadu (RMSE) a Nash-Sutcliffeova kritéria*

<b>Bystřice</b>				
<b>1 subpovodí</b>	<b>1 výškové pásmo</b>	<b>2 výšková pásma</b>	<b>3 výšková pásma</b>	<b>4 výšková pásma</b>
$R^2$	0,8827	0,8908	0,8972	0,8913
MAE	124,934	124,638	124,103	124,292
RMSE	131,360	130,798	130,054	130,493
Nash – Sutcliffe	-3,7134	-3,6731	-3,6201	-3,6514
<b>3 subpovodí</b>				
$R^2$	0,8928	0,8918	0,8954	0,8924
MAE	126,343	126,727	126,222	126,225
RMSE	131,841	132,262	131,709	131,808
Nash-Sutcliffe	-3,7480	-3,7783	-3,7385	-3,7456
<b>8 subpovodí</b>				
$R^2$	0,8937	0,8909	0,8939	0,8916
MAE	124,391	124,291	124,100	124,192
RMSE	130,410	130,436	130,172	130,376
Nash-Sutcliffe	-3,6454	-3,6473	-3,6285	-3,6430

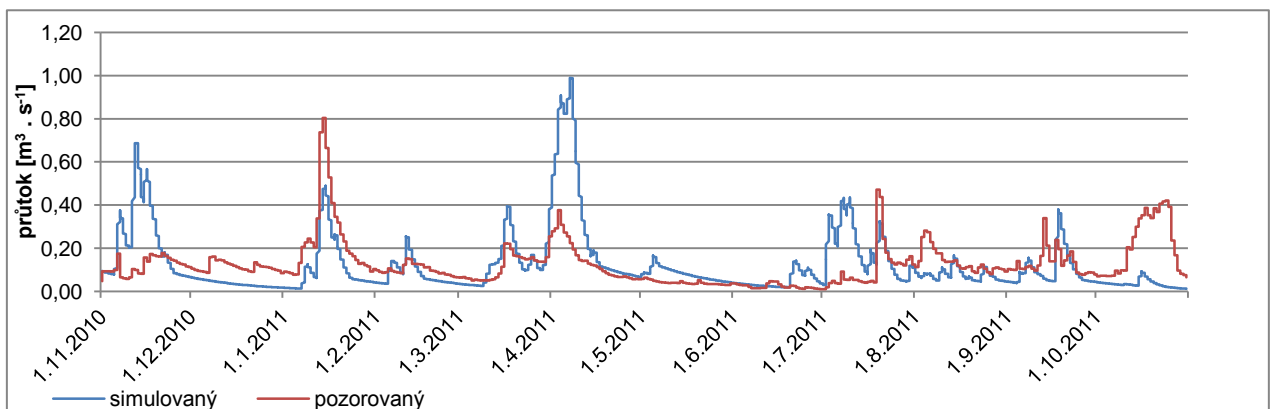
Tabulka 13: Hodnocení vlivu počtu výškových pásem na simulaci vodní hodnoty sněhu pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Zlatého potoka pro období 2011–2012 pomocí koeficientu determinace ( $R^2$ ), průměrné absolutní odchylky (MAE), směrodatné chyby odhadu (RMSE) a Nash-Sutcliffeova kritéria

<b>Zlatý potok</b>				
<b>1 subpovodí</b>	<b>1 výškové pásmo</b>	<b>2 výšková pásma</b>	<b>4 výšková pásma</b>	<b>6 výškových pásem</b>
<b><math>R^2</math></b>	0,7096	0,6934	0,6591	0,6706
<b>MAE</b>	68,600	64,944	64,611	64,226
<b>RMSE</b>	72,042	68,774	68,925	68,410
<b>Nash – Sutcliffe</b>	-3,5464	-3,1433	-3,1615	-3,0995
<b>5 subpovodí</b>				
<b><math>R^2</math></b>	0,6955	0,6859	0,6672	0,6695
<b>MAE</b>	66,796	64,595	64,729	63,950
<b>RMSE</b>	70,508	68,550	68,922	68,166
<b>Nash – Sutcliffe</b>	-3,3548	-3,1163	-3,1611	-3,0703
<b>9 subpovodí</b>				
<b><math>R^2</math></b>	0,7589	0,7641	0,7337	0,7435
<b>MAE</b>	78,131	76,812	76,141	76,896
<b>RMSE</b>	79,921	78,590	78,196	78,841
<b>Nash- Sutcliffe</b>	-4,5952	-4,4103	-4,3563	-4,4450

Na obrázku 25 a 26 jsou zobrazeny průměrné denní teploty vzduchu a denní úhrny srážek pro celé simulované období 2011–2012 a simulovaný průtok pro povodí Zlatého potoka v závěrovém profilu za období 2011 pro variantu rozdělení povodí na jedno subpovodí a jedno výškové pásmo. Modelu se podařilo zachytit dílčí tání během ledna 2011, které však podhodnocuje. Naopak jarní tání, které nebylo tak výrazné model značně nadhodnocuje. Simulovaný průtok kulminuje 8. dubna s hodnotou  $0,99 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  oproti pozorované kulminaci 3. dubna s hodnotou  $0,38 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . V letním období model nadhodnotil průtok během července, kdy docházelo k výraznějšímu vypadávání srážek, ale odezva povodí byla pomalejší a zvýšení pozorovaného průtoku se objevilo až na konci měsíce. Zvýšení průtoku během října způsobené výraznějším úhrnem srážek model téměř nezachytil.



Obrázek 25: Průměrná denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek pro období 2011–2012 v povodí Zlatého potoka



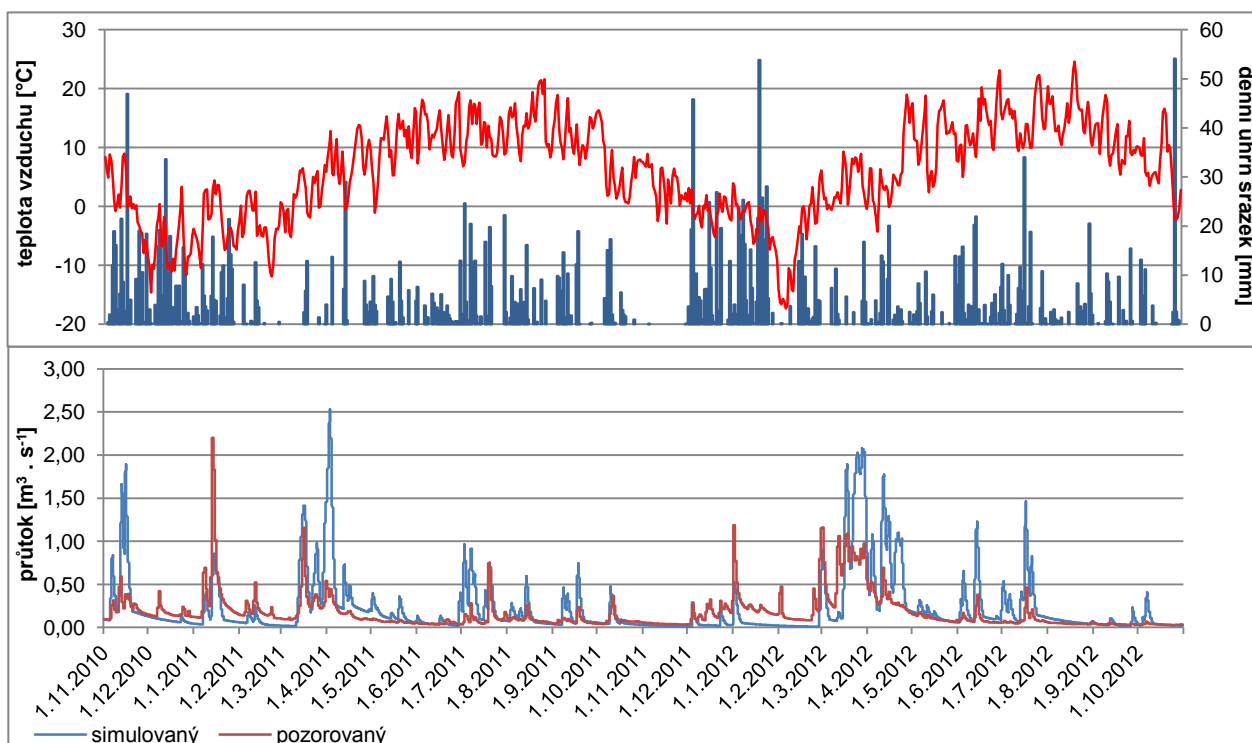
Obrázek 26: Pozorovaný a simulovaný průtok v závěrovém profilu povodí Zlatého potoka, pro období 2011 - varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo

Na nevyhovující simulaci poukazují také vypočtená objektivní kritéria, kdy Nash-Sutcliffův koeficient se pohybuje v záporných hodnotách od -1,38 do -0,97 (tab. 14). Naproti tomu relativní chyba objemu a směrodatná chyba odhadu ukazují příznivější hodnoty, kdy relativní objemová chyba se pohybuje v rozmezí -8,99–6,46 % a RMSE 0,16–0,14. Podle RMSE a Nash-Sutcliffova kritéria bylo nejlepší simulace dosaženo u varianty s jedním subpovodím. Relativní objemová chyba vyšla naopak nejpříznivěji u varianty s 5 subpovodími. Tendence zlepšení výsledků simulace se projevuje do zavedení dvou výškových pásem a poté dále kolísá, avšak i tak je shoda vyšší než když je povodí výškově nerozčleněno.

Tabulka 14: Hodnocení úspěšnosti simulací pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Zlatého potoka pomocí objektivních kritérií Nash-Sutcliffe, RMSE a relativní objemové chyby pro simulované období 2011

Zlatý potok				
počet subpovodí	počet výškových pásem	Nash-Sutcliffe	RMSE	relativní objemová chyba
1	1	-1,1455	0,1523	1,56 %
1	2	-0,9794	0,1462	6,14 %
1	4	-1,0060	0,1472	6,46 %
1	6	-0,9815	0,1463	6,41 %
5	1	-1,3840	0,1605	-2,27 %
5	2	-1,2768	0,1568	-0,48 %
5	4	-1,2906	0,1573	0,52 %
5	6	-1,2725	0,1567	-0,20 %
9	1	-1,3023	0,1577	-8,78 %
9	2	-1,2565	0,1561	-8,99 %
9	4	-1,2511	0,1560	-8,78 %
9	6	-1,2528	0,1560	-8,62 %

Simulace průtoku pro povodí Bystřice spolu s denními průměrnými teplotami vzduchu a denními úhrny srážek je zobrazena na obr. 27.



Obrázek 27: Pozorovaný a simulovaný průtok v závěrovém profilu povodí Bystřice, průměrná denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek pro období 2011–2012 - varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo



Simulace dobře zachycuje období výskytu dvou dílčích tání během ledna a února, obě události však podhodnocuje o více než polovinu hodnoty pozorovaného průtoku. Nástup hlavního jarního tání je simulován shodně s počátkem nárůstu pozorovaného průtoku, tedy 11. až 12. března. Kulminace je však nadhodnocena a to především ve druhé a třetí vlně jarního tání, kdy model simuloval průtoky  $0,95 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a  $2,52 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Letní kolísání je zachyceno vcelku dobře. Během druhé zimy model zachycuje dílčí tání na přelomu roku, ale tání na začátku února nikoliv. Nástup hlavního jarního tání je zpožděn oproti pozorovanému začátku o 4 dny a simulované hodnoty kulminací dosahují dvakrát větších hodnot než kulminace pozorované. V letním období model reaguje na vypadávání srážek citlivěji než byla skutečná odezva povodí, kdy nedocházelo k výraznému odtoku spadlých srážek.

Ani v tomto případě neukazují hodnoty objektivních kritérií uspokojivé výsledky (tab. 15). Nash-Sutcliffův koeficient vychází v rozmezí od -1,05 do -0,57, to je značně nevyhovující výsledek. Podle RMSE a Nash-Sutcliffova kritéria zde však na rozdíl od povodí Zlatého potoka dochází ke zlepšení simulace při nárůstu počtu výškových pásem až do zavedení 4 výškových pásem. Nejlepšího výsledku dosahuje varianta se 3 dílčími povodími a 4 výškovými pásmy. Naopak nejhůře podle všech kritérií dopadl průběh simulace u modelu s nejpodrobnějším členěním na 8 subpovodí.

*Tabulka 15: Hodnocení úspěšnosti simulací pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Bystřice pomocí objektivních kritérií Nash-Sutcliffe, RMSE a relativní objemové chyby pro simulované období 2011–2012*

<b>Bystřice</b>				
počet subpovodí	počet výškových pásem	Nash-Sutcliffe	RMSE	relativní objemová chyba
1	1	-0,9081	0,2971	29,96 %
1	2	-0,8585	0,2932	31,34 %
1	3	-0,8354	0,2913	30,82 %
1	4	-0,8369	0,2915	30,93 %
3	1	-0,6100	0,2729	22,41 %
3	2	-0,6016	0,2721	22,31 %
3	3	-0,5807	0,2704	22,05 %
3	4	-0,5764	0,2700	21,89 %
8	1	-1,0545	0,3082	33,00 %
8	2	-1,0435	0,3074	32,83 %
8	3	-1,0237	0,3059	32,57 %
8	4	-1,0212	0,3057	32,40 %

## 5. Diskuse

### 5.1. Nejistoty a zdroje možných chyb

Při modelování akumulace a tání sněhové pokrývky a následně odtoku z povodí Bystřice a Zlatého potoka pomocí programu HEC-HMS bylo zpracováno množství dat, které tento model pro práci vyžaduje. Toto zpracování v sobě zahrnuje řadu nejistot a chyb, kterých je možné se dopustit. Vzniklé chyby následně mají vliv na celou výslednou simulaci modelu.

Množství nejistot s sebou nese zpracování dat do komponenty meteorologického modelu. Pro obě povodí byla použita data z několika zdrojů. Metodou orografické regrese byla vypočtena chybějící teplotní a srážková data, která chyběla v časové řadě získané ze stanice Hřebečná. Především u srážek však není koeficient determinace vyjadřující závislost mezi použitými stanicemi vysoký ( $R^2=0,67$ ). Chyba ve výpočtu srážek může být také spojena s korekčním faktorem, který byl použit pro výpočet zimních srážek. Tento koeficient byl vypočten na základě dat ze zimy 2011/2012 a je možné, že pro jiná období se bude lišit. U srážkoměrů také může dojít k jejich ucpání nečistotami a při pročištění dojde k uvolnění srážek, které se akumulovaly po delší dobu.

Další nejistota je spojena se sněhovými daty. Při terénních měřeních je vodní hodnota sněhu odebrána ve vybraných profilech, ale ne vždy se podaří odebrat vzorek přesně v tomtéž místě. Odebrané vzorky tak mohou ovlivnit například terénní deprese nebo spadané větve. Významnou nejistotou je vliv vegetace. Z výsledků řady studií vyplývá, že vegetace významně ovlivňuje distribuci sněhové pokrývky (Jost et al., 2007; Hribík, Škvarenina, 2007; Pevná, 2010). Při vyhodnocování sněhové pokrývky pro účely této práce byl původně použit postup, při kterém byl vytvořen vážený průměr vodní hodnoty sněhu na otevřených plochách, mýtinách a v lese. Vahou byla rozloha tříd vegetace v povodí. Při rozlišení na dílčí povodí však tento postup nebylo možné použít vzhledem k tomu, že některá odběrná místa byla klasifikována jako určitý typ vegetace, který při provedené vektorizaci krajinného pokryvu nebyl v daném subpovodí určen a nebylo tak možné zjistit jeho rozlohu v rámci dílčího povodí.

Dalším zdrojem chyby mohou být vstupní data o průtocích, vypočtená pomocí konsumpční křivky. Konsumpční křivky byly pro obě povodí vytvořeny pomocí hydrometrických měření s cílem zachytit co největší rozpětí vodních stavů a průtoků. V obou datových řadách ale pozorované průtoky převyšují maximální okrajové hodnoty konsumpční křivky a regresní rovnice, která popisuje tvar použité křivky, by při měření za vyšších vodních stavů mohla mít jiný tvar.

Již dříve bylo ve studii Jeníčka a Taufmannové (2010), zaměřené na tyto dvě povodí, upozorněno na nejistoty spojené se sněhovým modelem. Problematické je zde především určení teplotního faktoru tání nebo infiltrace do půdy. V modelu rovněž není zohledněn průběh denního chodu tání. Hodnota degree-day faktoru se liší v závislosti na vegetaci. V případě této práce byl však teplotní faktor tání zadáván pro celé povodí jednotně pouze jako vážený průměr. Zároveň v modelu nebyla rozlišena hodnota teplotního faktoru tání pro bezsrážkové období a pro období, kdy srážky vypadávají na sněhovou pokrývku. Hodnota je obvykle vyšší než v bezsrážkovém období a urychluje se tím tání sněhové pokrývky (Singh, Singh, 2001). K tomuto rozlišení však nejsou dostupné potřebné údaje.

Jako problematická se projevila metoda *Deficit and Constant loss*, která umožňuje obnovení počátečních ztrát po delším období beze srážek a je tak využívána při simulaci dlouhodobých událostí (Halwatura, Najim, 2013; Hunukumbura et al., 2008 In Hennayake et al., 2008). Původní vypočtené hodnoty musely být výrazně sníženy z důvodu toho, že nedocházelo k utváření přímého odtoku. V povodí Bystřice se navíc nacházejí ve vrcholové části rozsáhlejší plochy rašelinišť, která mají nízkou retenční vodní kapacitu, a která ovlivňují odtokový režim. Hodnota retenční vodní kapacity vstupuje do výpočtu parametru *Maximum Deficit* a její chybné určení může způsobit citlivější reakci na srážky, kdy při podhodnocení dochází dříve k přímému odtoku nebo naopak při nadhodnocení přímý odtok nevzniká. Dále také může ovlivnit dobu prodlení, která je použita pro výpočet parametru doby koncentrace.

## 5.2. Zhodnocení výsledků

Pro modelování akumulace a tání sněhové pokrývky byla zvolena široce používaná metoda teplotního indexu, která je oblíbená především díky své nenáročnosti na vstupní data. Teplota je v povodích interpolována na střední nadmořskou výšku výškových pásem pomocí teplotního gradientu. Ten byl na základě dat ze stanice Hřebečná stanoven na 0,55 °C/100 m pro obě povodí. V Krušných horách však často dochází k případům teplotní inverze, kdy teplota vzduchu s rostoucí nadmořskou výškou naopak stoupá.

Mezi parametry, které nejvíce ovlivňují akumulaci a tání sněhové pokrývky patří kritická teplota tání (*Base Temperature*) a teplota, která rozlišuje vypadávání pevných a dešťových srážek (*PX Temperature*). Tyto parametry se u každého povodí trochu liší. Ze sněhoměrných měření vyplývá, že vodní hodnota sněhu byla během pozorovaných 4 zim vyšší v povodí Bystřice. Proto zde byla nastavena vyšší teplota vzduchu, která rozděluje dešťové a sněhové srážky, než u Zlatého potoka. Také kritická teplota tání byla u povodí Bystřice nastavena

vyšší. Problematické je nastavení parametru Groundmelt, pro který je důležité promrznutí půdy. To se však může na jednotlivých místech povodí lišit. Tento parametr byl u povodí Bystřice vyšší než u povodí Zlatého potoka, což může být odůvodněno odlišnou expozicí svahů, kdy u povodí Bystřice převládají jižní a západní svahy zatímco u povodí Zlatého potoka jsou svahy převážně severní a západní orientace. Navíc podle dat o teplotě půdy, která jsou měřena na klimatické stanici Hřebečná, zde půda v průběhu zimy patrně nepromrzá.

Při modelování byl nejprve hodnocen vliv počtu a rozpětí výškových pásem na přesnost simulace vodní hodnoty sněhu. V prvních dvou simulovaných letech se zvýšení přesnosti simulace vodní hodnoty sněhu podařilo prokázat lépe u povodí Bystřice. Zde se zlepšení projevilo u většiny dílčích povodí až do zavedení 4 výškových pásem, pouze u některých se při zavedení 4 výškových pásem zhoršilo. U Zlatého potoka se zlepšení projevilo u většiny dílčích povodí jen do zavedení dvou výškových pásem. Pouze u některých dílčích povodí byla přesnost simulace zvýšena při zavedení 6 výškových pásem. Je zde tedy podobný trend, ke kterému dospěli Bell a Moore (1999), kdy se výsledky simulací zlepšují do zavedení určitého počtu výškových pásem a poté přesnost simulace klesá nebo se ustaluje na určité hladině. Ve všech případech navíc začlenění výškových pásem vedlo k větší shodě mezi simulovanou a pozorovanou vodní hodnotou sněhu než když povodí zůstalo vertikálně nerozčleněno. K výsledkům, které potvrzují pozitivní vliv začlenění výškových pásem do modelu simulace vodní hodnoty sněhu dospěl také Essery (2003), který porovnával simulace celistvého modelu a modelu s 10 výškovými pásmy se simulacemi provedenými pomocí plně distribuovaného modelu. Celistvý model nadhodnocoval maximální akumulaci sněhu a naopak podhodnocoval trvání sněhové pokrývky kvůli špatné reprezentaci zimních dílčích tání v nízkých nadmořských výškách a zpožděnému tání ve vyšších nadmořských výškách. Chybu simulace se podařilo výrazně snížit po zavedení jednoho až čtyř výškových pásem. Další členění však nepřinášelo výraznější zpřesnění.

Druhé simulované období tvořily hydrologické roky 2011 a 2012. V případě Zlatého potoka musela být simulace omezena pouze na rok 2011 z důvodu poruchy hladinoměru. V tomto období není již zlepšení simulace tolik patrné, především v povodí Bystřice. Při rozdělení povodí na 3 a 8 dílčích částí je přesnost simulace rozkolísaná. Pouze v případě varianty jednoho subpovodí a několika dílčích povodí u varianty rozdělení na 8 subpovodí se přesnost zvyšuje se zavedením vyššího počtu výškových pásem. U Zlatého potoka dochází ve většině případů ke zlepšení do zavedení dvou výškových pásem. Při dalším zvýšení počtu výškových pásem přesnost simulace kolísá. Pouze v případě varianty s osmi subpovodími se přesnost simulace postupně zvyšovala až do zavedení 4 výškových pásem.

I v tomto simulovaném období se potvrzuje, že zavedení většího počtu výškových pásem má za následek zpřesnění simulace oproti tomu, když je povodí ponecháno bez vertikálního členění.

Je zajímavé, že lepších výsledků při zavedení většího počtu výškových pásem bylo obecně dosaženo v povodí Bystřice, která je výškově méně členitá než povodí Zlatého potoka. Z variability výsledků je také patrné, že povodí budou nejspíš citlivá i na jiné faktory než je nadmořská výška, například na již zmíněný typ vegetace. K podobným výsledkům dospěli také autoři Kocum et al. (2009) při výzkumech na povodí Rokytka na Šumavě.

Při hodnocení vlivu dílčích povodí a počtu výškových pásem na přesnost simulovaného odtoku se vycházelo ze tří objektivních kritérií – Nash-Sutcliffe, RMSE a relativní objemové chyby. V případě povodí Bystřice docházelo v obou simulovaných obdobích ke zlepšení simulace při zavedení více než jednoho výškového pásma. Při rozdělení povodí z jednoho na tři subpovodí se zlepšily výsledky všech tří objektivních kritérií. Naopak při rozdělení do 8 subpovodí došlo opět ke zhoršení. Bylo tak dosaženo podobných závěrů, ke kterým došli Boyle et al. (2001) ve studii v povodí Blue River, kdy nejlepších výsledků bylo dosaženo při rozdělení povodí do tří dílčích částí a při podrobnějším členění se výsledky simulace výrazně nezlepšily. U Zlatého potoka se přesnost simulace zvyšovala do zavedení tří výškových pásem během prvního zvoleného období simulace a nejlépe odtok simuloval model s jedním subpovodím. Během druhého období se vliv počtu výškových pásem lišil u jednotlivých variant rozdělení povodí. Podle RMSE a Nash-Sutcliffova kritéria bylo nejpřesnější simulace dosaženo opět při ponechání pouze jednoho subpovodí.

Volba vhodných hodnotících kritérií je rovněž problematická, jelikož každé kritérium má své výhody a nevýhody. Koeficient determinace, který byl použit pro srovnání simulované a pozorované vodní hodnoty sněhu sice vyjadřuje těsnost vztahu mezi simulovanou a pozorovanou hodnotou, ale není již zcela vypovídající při hodnocení shody simulace. Nash-Sutcliffovo kritérium, které bylo použito jak při hodnocení simulace vodní hodnoty sněhu, tak simulace průtoku, zase dosahuje horších výsledků pokud dojde k časovému posunutí simulované a pozorované hodnoty. Z těchto důvodů bylo zvoleno více hodnotících kritérií, podle kterých byly výsledky hodnoceny.

Při srovnání pozorovaných a simulovaných průtoků obou povodí modely obecně lépe simulovaly zimní období, kdy docházelo k akumulaci srážek a následnému jarnímu tání. V letním období modely citlivě reagují na vyšší úhrny srážek, kdy dochází k prudkým nárůstům simulovaných průtoků, ačkoliv reakce povodí podle pozorovaných průtoků není tak

citlivá. Problémem modelu obou povodí jsou bezsrážková nebo na srážky chudá období, kdy dochází k poklesu simulovaných průtoků až k nulovým hodnotám.

Variabilitu výsledků mohlo ale jistě ovlivnit také to, že pro jednotlivé varianty počtu dílčích povodí byly parametry vždy znovu kalibrovány s cílem nalézt nejvhodnější kombinaci parametrů pro danou variantu. Mohlo tak dojít k tomu, že u některých variant se podařilo zvolit přesnější parametry než u variant ostatních.

Přesnost simulace modelu je závislá na kvalitních datech, vhodně reprezentujících zájmovou oblast. Proto je nutné výzkum v experimentálních povodích neustále rozvíjet. Přínosem by měla být důkladnější znalost o hydrologických charakteristikách povodí, jejichž výzkum začal v létě 2012 a dílčí výsledky byly použity v této práci. Tyto charakteristiky ovlivňují vstupní parametry komponenty objemu odtoku, která se v průběhu simulace projevila jako obtížně kalibrovatelná. Dalšího zpřesnění by bylo možné docílit při použití distribuované formy sněhového modelu, která je však náročnější na vstupní parametry. V souvislosti se sněhovou komponentou by bylo rovněž vhodné do výpočtů zahrnout vliv vegetace. To v současnosti kvůli malému počtu měřených bodů nebylo možné provést v případech, kdy bylo povodí rozděleno na menší dílčí celky. Zde by se tedy hodila vyšší hustota měřených bodů v terénu, což je však fyzicky i časově náročné. V neposlední řadě je také nutné vyřešit výpadek hladinoměru v závěrovém profilu povodí Zlatého potoka, kterým došlo k výraznému zkrácení časové řady pozorovaných průtoků.

## 6. Závěr

Předkládaná diplomová práce se zabývala vlivem prostorového členění povodí na přesnost simulace srážko-odtokového modelu, kdy pozornost byla věnována především modelování akumulace a tání sněhové pokrývky. Sledován byl vliv počtu dílčích povodí a výškových pásem.

Zájmová území tvořila dvě experimentální povodí v Krušných horách – Bystřice a Zlatého potoka, kde od roku 2008 probíhá výzkum Katedry fyzické geografie a geoekologie, zaměřený na hydrologický a klimatický monitoring.

K práci byl využit volně dostupný hydrologický model HEC-HMS vyvíjený U.S. Army Corps of Engineers. Model představuje celistvý typ hydrologického modelu, kdy data jsou zadávána pro jednotlivá povodí jako celek. Simulace proběhla na dvou dvouletých obdobích, které tvořily hydrologické roky 2009–2010 a 2011–2012 (v případě Zlatého potoka byla kvůli poruše hladinoměru v závěrovém profilu simulace odtoku omezena v druhém období pouze na rok 2011).

Zvýšená pozornost byla věnována sněhové komponentě modelu, ve které byla zvolena metoda Temperature index. Tato metoda je často používána pro svou nenáročnost na vstupní údaje.

Pro modelování byly vytvořeny pro každé povodí tři varianty počtu dílčích povodí a čtyři varianty počtu výškových pásem. Výsledky z obou zvolených období se značně liší, především u povodí Bystřice, avšak z výsledků simulace vodní hodnoty sněhu pro obě povodí vyplývá, že přesnost simulace se zvyšuje s vyšším počtem zavedených výškových pásem. Tento počet je však u každého povodí jiný. U povodí Zlatého potoka se přesnost simulace zvyšuje při rozdělení povodí do dvou výškových pásem. Další rozdělení způsobuje kolísání přesnosti simulace. Oproti tomu u méně výškově členitého povodí Bystřice se přesnost simulace zlepšuje i při rozčlenění povodí do čtyř výškových pásem, především v prvním simulovaném období. Obecně je přesnost simulace vodní hodnoty sněhu vždy vyšší při podrobnějším vertikálním rozčlenění povodí, než když je simulace provedena pouze s jedním výškovým pásmem.

Vliv počtu dílčích povodí a výškových zón na simulaci odtoku z povodí byl hodnocen pomocí objektivních kritérií. Dle těchto kritérií bylo při simulaci dosaženo velmi neuspokojivé shody simulovaného a pozorovaného odtoku u obou povodí a to především ve druhém simulovaném období, kdy Nash-Sutcliffův koeficient dosahoval vyšších záporných hodnot. I přes nepříznivé výsledky je zde patrné zlepšení simulace při zavedení vyššího počtu

výškových pásem a rozdělení povodí na více dílčích celků, kdy u povodí Bystřice se jako nejlepší ukázalo rozdělení povodí do tří subpovodí. Naopak u Zlatého potoka dosáhla simulace podle kritéria Nash-Sutcliffe a RMSE nejvyšší shody u varianty s jedním subpovodím. Relativní objemová chyba byla nejnižší u varianty s 5 subpovodími.

Přesnost simulace je přímo odvislá od kvality dat a metody jejich zpracování. Pro dosažení co nejpřesnější simulace je důležité především správné nakalibrování sněhového modelu. K tomu je třeba dostatečná hustota zimních terénních měření, která reprezentují rozložení vodní hodnoty sněhu, a to především v době tání sněhové pokrývky. Povodí Zlatého potoka a Bystřice se ukázala jako odlišně reagující na počet výškových zón a dílčích povodí, kdy méně výškově členité povodí Bystřice reaguje citlivěji. Nadmořská výška však není jediným faktorem, který simulaci může ovlivnit. Velmi důležitými jsou rovněž druh vegetace nebo půdní podmínky. S podrobnějším členěním povodí navíc roste náročnost na vstupní údaje. Každý hydrologický model je také pouze zjednodušením reality a nemůže zcela vystihnout složitost přírodních procesů.



## 7. Literatura

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

ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D., SMITH, M. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56*. FAO. Rome. 1998. 300s.

BÁRDOSSY, A. Calibration of hydrological model parameters for ungauged catchments. *Hydrological and Earth System Science*. 2007. Vol. 11. s.703–710.

BELL, V.A., MOORE, R.J. An elevation-dependent snowmelt model for upland Britain. *Hydrological Processes*. 1999. Vol. 13. s. 1887–1903.

BINGNER, R.L., GARBRECHT, J., ARNOLD, J.G., SRINIVASAN, R. Effect of watershed subdivision on simulation runoff and fine sediment yield. *Transactions of the ASAE*. 1997. Vol. 40. No. 5. s 1329–1335.

BOYLE, P.D., GUPTA, H.V., SOROOSHIAN, S. Toward improved streamflow forecasts: Value of semidistributed modeling. *Water Resources Research*. 2001. Vol. 37. No. 11. s. 2749–2759.

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

CORPS OF ENGINEERS. *Summary report of the snow investigations, snow hydrology*. US Army Engineer Division. 1956. 437s.

CHOW, V.T. *Open-channel hydraulics*. New York. McGraw-Hill Book Co. 1959. 680s.

DAŇHELKA, J., KREJČÍ, J., ŠÁLEK, M., ŠERCL, P., ZEŽULÁK, J. *Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR*. Praha. Česká zemědělská univerzita. 2003. 196s.

DAS, T., BÁRDOSSY, A., ZEHE, E., HE, Y. Comparison of conceptual model performance using different representations of spatial variability. *Journal of hydrology*. 2008. Vol. 356. s. 106–118.

DAWSON, C.W., ABRAHART, R.J., SEE, L.M. HydroTest: A web-based toolbox of evaluation metrics for the standardised assessment of hydrologic forecasts. *Environmental Modelling & Software*. 2007. Vol. 22. s. 1034–1052.

DE SCALLY, F. A. Deriving lapse rates of slope air temperature for meltwater runoff modeling in subtropical mountains: an example from the Punjab Himalaya, Pakistan. *Mountain Research and Development*. 1997. Vol 17. No. 14. s. 353–362.

- DEWALLE, D. R., RANGO, A. *Principles of snow hydrology*. Cambridge. Cambridge University press. 2008. 410s.
- DOU, Y., CHEN, X., BAO, A., LI, L. The simulation of snowmelt runoff in the ungauged Kaidu River Basin of TianShan Mountains, China. *Environmental Earth Science*. 2011. Vol. 63. s. 1039–1045.
- ESSERY, R. Aggregated and distributed modelling of snow cover for a high-latitude basin. *Global and Planetary Change*. 2003. Vol. 38. s. 115–120.
- FELDMAN, A., D. *Hydrologic Modeling System HEC-HMS. Technical Reference Manual*. U.S. Army Corps of Engineers. Davis. 2000. 158s.
- FERGUSON, R.I. Snowmelt runoff models. *Progress in Physical Geography*. 1999. Vol. 23. No. 2. s. 205–227.
- FONTAINE, T.A., CRUICKSHANK, T.S., ARNOLD, J.G., HOTCHKISS, R.H. Development of a snowfall-snowmelt routine for mountainous terrain for the soil water assessment tool (SWAT). *Journal of Hydrology*. 2002. Vol. 262. s. 209–223.
- FORD, D., PINGEL, N., DEVRIES, J., J. *Hydrologic Modeling System. HEC-HMS. Application Guide*. U.S. Army Corps of Engineers. Davis. 2008. 118s.
- GARSTKA, W.U. Snow and snow surveys. 1964. In Chow, V.T. *Handbook of Applied Hydrology*. New York. Mc.Graw-Hill. 1964. 1495s.
- HALWATURA, D., NAJIM, M.M.M. Application of the HEC-HMS model for runoff simulation in a tropical catchment. *Environmental Modelling & Software*. 2013. Vol. 46. s. 155–162.
- HARTMAN, M.D., BARON, J.S., LAMMERS, R.B., CLINE, D.C., BAND, L.E., LISTON, G.E., TAGUE, CH. Simulation of snow distribution and hydrology in a mountain basin. *Water Resources Research*. 1999. Vol. 35. No. 5. s. 1587–1603.
- HASA, M. *Metody modelování odtoku ze sněhové pokrývky: Případová studie pramenné oblasti ostrovské Bystřice*. Bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy. Praha. 2010. 49s.
- HASA, M. *Modelování odtokových procesů v experimentálním povodí Bystřice v Krušných horách*. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy. Praha. 2012. 99s.
- HOCK, R. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal Glaciology*. 1999. Vol. 45 No. 149. s. 101–111.
- HOCK, R. Temperature index modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*. 2003. Vol. 282. s. 104–115.
- HOLKO, L, GARBACHOVA, L., KOSTKA, Z. Snow hydrology in Central Europe. *Geography Compass*. 2011. Vol. 5. No 4. s. 200–218.

HRÁDEK, F., KUŘÍK, P. *Hydrologie*. Praha. Česká zemědělská univerzita v Praze. 2004. 271s.

HRIBÍK, M., ŠKVARENINA, J. Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. 2007. In Hribík, M., Holko, L., Škvarenina, J.(eds.). *XII. Stretnutie snehárov. Sborník příspěvků ze semináře. 13.–15. 3. 2006.* 2007. s. 88–98.

HRUŠKOVÁ, K. *Modelování odtoku z tajícího sněhu v povodí horního Hronu*. 2006. PŘF MU, Disertační práce, Brno, 106s.

HUNUKUMBURA, P.B., WEERAKOON, S.B., HERATH, S. Runoff modelling in the upper Kotmale basin. 2008. In Hennayake, N., Nianthi, R., Nawfhal, M, Alagan, R., Daskon, Ch. *Traversing no man's land*. University of Peradeniya. 2008. 456s.

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

JENÍČEK, M. *Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany*. Disertační práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy. Praha. 2009. 141s.

JENÍČEK, M., TAUFMANNOVÁ, A. Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu – výběr z výsledků výzkumu Katedry fyzické geografie a geoekologie PŘF UK v letech 2009 a 2010. 2010. In Jirák, J., Pobříslová, J., Vajskebr, V. Ducháček, L. (eds). *XV. Mezinárodní stretnutie snehárov*. Praha. ČHMÚ. 2010. s. 43–51.

JENÍČEK, M. BEITLEROVÁ, H., HASA, M., KUČEROVÁ, D. PEVNÁ, H. PODZIMEK, S. Modelling snow accumulation and snowmelt runoff – present approaches and results. *AUC Geographica*. 2012. Vol. 47. s. 15–24.

JHA, M., GASSMAN, P.W., SECCHI, S., GU, R., ARNOLD, J. Effect of watershed subdivision on SWAT flow sediment, and nutrient predictions. *Journal of the American Water Resources Association*. 2004. s 811–825.

JOST, G., WEILER, M., GLUNS, D.R., YOUNES, A. The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. *Journal of Hydrology*. 2007. Vol. 347. s. 101–155.

KOCUM, J., JELÍNEK, J., JENÍČEK, M. Monitoring sněhové pokrývky a vyhodnocení sněhových zásob na Šumavě a v Krušných horách. 2009. In Hanková, R., Klose, Z., Pavlásek, J. (eds.). *XIV. Mezinárodní stretnutie snehárov*. Praha. Česká zemědělská univerzita. 2009. s. 105–113.

KUČEROVÁ, D., JENÍČEK, M. Srovnání interpolačních metod z hlediska kvality předpovědi výšky a vodní hodnoty sněhu v neznámých bodech. In Holko, L. (ed.). *XVI. Mezinárodní stretnutie snehárov*. Liptovský Mikuláš. Ústav hydrologie SAV. 2011. s. 48–55.

KUUSISTO, E. On the values and variability of degree-day melting factors in Finland. *Nordic Hydrology*. 1980. Vol. 11. No.5. s. 235–242.

LANG, H. Forecasting meltwater runoff from snow-covered areas and from glacier basins. In Krajenhoff, D.A., Moll, J.R. (eds.). *River Flow Modelling and Forecasting*, 1986. D. Reidel publishing company. 372s.

LICHMANN, T. Srovnání výpočetních metod potenciální evapotranspirace. *Evaporace a transpirace. Sborník z mezinárodního vědeckého semináře*. Brno. 2005. 92s

LUNDQUIST, J.D., CAYAN, D.R., DETTINGER, M.D. Spring Onset in the Sierra Nevada: When Is Snowmelt Independent of Elevation? *Journal of Hydrometeorology*. 2004. Vol. 5. s. 327–342.

MÁČA, P. *Jednotkový hydrogram*. Praha. Česká zemědělská univerzita ve Výzkumném ústavu vodohospodářském T.G. Masaryka. 2010. 104s.

MAIDMENT, D.R. *Subbasin loss methods*. [online]. 2001. [cit. 2013-8-4]. Dostupné z URL: <<http://www.ce.utexas.edu/prof/maidment/gradhydro2001/soilwater/HMS.ppt>>

MARTINEC, J. Snowmelt hydrography from spatially varied imput. *In Proc. Third International Hydrology Symposium*. Fort Collins. 1977. s. 110–111.

MARTINEC, J., RANGO, A. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*. 1986. Vol. 84. s. 197–219.

MATĚJKA, O. *Energetická bilance sněhové pokrývky: Případová studie povodí ostrovské Bystřice*. Bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy. Praha. 2013. 61s.

MCGUINNESS, J. L., BORDNE, E.F. A comparison of lysimetr derived potential evaporation with computed values. *USDA Technical Bulletin 1452*. United States Departement od Agriculture. 1972. 75s.

NALBANTIS, I., OBLED, CH., RODRIGUEZ, J.Y. Unit Hydrograph and effective precipitation identification. *Journal of Hydrology*. 1995. Vol. 168. s. 127–157.

NASH, J.E., SUTCLIFFE, J.V. River flow forecasting through conceptual models 1: a discussion of principles. *Journal of Hydrology*. 1970. Vol. 10. s. 292–290.

National Resources Conservation Service (NRCS). *Part 630 Hydrology National Engineering Handbook*. Chapter 15. 2010. [online]. [cit. 2013-5-1]. United States Departement of Agriculture. Dostupné z URL: <<http://www.nrcs.usda.gov>>

PEVNÁ, H. *Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky*. Bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy. Praha. 2010. 56s

RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L., SAXTON, K.E. Estimation of Soil Water Properties. *Transactions of hte ASAE*. 1982. Vol.25. No.5. s. 1316–1320.

RICHARD, C., GRATTON, D. J. The importance of the air temperature variable for the snowmelt runoff modelling using the SRM. *Hydrological Processes*. 2001. Vol. 15. s. 3357–3370.

ROUHANI, H., WILLEMS, P., FEYEN, J. Effect of watershed delineation and areal rainfall distribution on runoff prediction using the SWAT model. *Hydrology Research*. 2009. Vol. 40. No. 6. s. 505–519.

SEMÁDENI-DAVIES, A. Monthly snowmelt modelling for large-scale climate change studies using the degree day approach. *Ecological Modelling*. 1997. Vol. 101. s. 303–323.

SETH, S.M. Modelling of daily snow melt runou during premonsoon months for Beas basin up to Manali. In *Proc. First National Symposium on Seasonal Snow Cover*. 28-30 April. New Delhi. 1983. Vol. 2. s. 104–115.

SCHARFFENBERG, W.A., FLEMING, M.J. *Hydrologic Modeling System HEC-HMS. User's Manual*. U.S. Army Corps of Engineers. Davis. 2010. 316s.

SINGH, P., KUMAR, N. Determination of snowmelt factor in the Himalayan region. *Hydrological Sciences Journal*. 1996. Vol. 41. No. 3. s. 301–310.

SINGH, P. A temperature lapse rate study in Western Himalayas. *Hydrology, Journal of Indian Association of Hydrologists*. 1991. Vol. 14. No. 3. s. 156-163.

SINGH, P., SINGH, V. *Snow and glacier hydrology*. London. Kluwer Academic Publisher. 2001. 742s.

STRAUB, T.D., MELCHING, CH., KOCHER, K.E. Equations for estimating Clark Unit-Hydrograph parameters for small rural watersheds in Illinois. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 00-4184*. 2000. 36s.

ŠERCL, P. Bilanční posouzení srážek a odtoku. In: *Vyhodnocení katastrofální povodně v srpnu 2002*. MŽP. 2003. s. 49–60.

ŠERCL, P. Vliv fyzicko-geografických faktorů na charakteristiky teoretických návrhových povodňových vln. *Sborník prací Českého hydrometeorologického ústavu*. 54. Praha. 2009. 88s.

TABARI, H., MARK, E.G., TRAJKOVIC, S. Comparative analysis of 31 reference evapotranspiration methods under humid conditions. *Irrigation Science*. 2013. Vol. 31. s. 107–117.

TOLASZ, R. a kol. *Atlas podnebí Česka*. Praha. ČHMÚ. 2007. 255s.

VÚMOP. *Komplexní průzkum půd ČR*. [online]. [cit. 2013-4-16]. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy. Dostupné z URL: <<http://wakpp.sowac-gis.cz>>

ZINGG, T. Beziehung zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags-und Abflussfragen. IAHS Publication. No. 32. 1951. s. 266–269.

## 8. Seznamy tabulek, obrázků a příloh

### 8.1. Seznam tabulek

- Tabulka 1: Hodnoty degree-day faktoru (Hock, 2003; upraveno)
- Tabulka 2: Přehled simulačních metod zahrnutých v komponentách programu HEC-HMS (Ford et al, 2008; Feldman, 2000)
- Tabulka 3: Vstupní parametry metody Temperature Index v programu HEC-HMS (Scharffenberg, Fleming, 2010; Jeníček, 2009)
- Tabulka 4: Hodnoty vstupních parametrů pro povodí Zlatého potoka a Bystřice
- Tabulka 5: Varianty dílčích povodí a počtu výškových pásem pro povodí Zlatého potoka a Bystřice
- Tabulka 6: Kalibrované parametry sněhového modelu a jejich opravené hodnoty pro povodí Zlatého potoka a Bystřice
- Tabulka 7: Hodnocení vlivu počtu výškových pásem na simulaci vodní hodnoty sněhu pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Bystřice pro období 2009–2010 pomocí koeficientu determinace ( $R^2$ ), průměrné absolutní odchylky (MAE), směrodatné chyby odhadu (RMSE) a Nash-Sutcliffova kritéria
- Tabulka 8: Hodnocení vlivu počtu výškových pásem na simulaci vodní hodnoty sněhu pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Zlatého potoka pro období 2009–2010 pomocí koeficientu determinace ( $R^2$ ), průměrné absolutní odchylky (MAE), směrodatné chyby odhadu (RMSE) a Nash-Sutcliffova kritéria
- Tabulka 9: Kalibrované parametry a jejich opravné koeficienty
- Tabulka 10: Hodnocení úspěšnosti simulací pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Bystřice pomocí objektivních kritérií Nash-Sutcliffe, RMSE a relativní objemové chyby pro simulované období 2009–2010
- Tabulka 11: Hodnocení úspěšnosti simulací pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Zlatého potoka pomocí objektivních kritérií Nash-Sutcliffe, RMSE a relativní objemové chyby pro simulované období 2009–2010
- Tabulka 12: Hodnocení vlivu počtu výškových pásem na simulaci vodní hodnoty sněhu pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Bystřice pro období 2011–2012 pomocí koeficientu determinace ( $R^2$ ), průměrné absolutní odchylky (MAE), směrodatné chyby odhadu (RMSE) a Nash-Sutcliffova kritéria
- Tabulka 13: Hodnocení vlivu počtu výškových pásem na simulaci vodní hodnoty sněhu pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Zlatého potoka pro období 2011–2012 pomocí koeficientu determinace ( $R^2$ ), průměrné absolutní odchylky (MAE), směrodatné chyby odhadu (RMSE) a Nash-Sutcliffova kritéria
- Tabulka 14: Hodnocení úspěšnosti simulací pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Zlatého potoka pomocí objektivních kritérií Nash-Sutcliffe, RMSE a relativní objemové chyby pro simulované období 2011
- Tabulka 15: Hodnocení úspěšnosti simulací pro jednotlivé varianty prostorového členění povodí Bystřice pomocí objektivních kritérií Nash-Sutcliffe, RMSE a relativní objemové chyby pro simulované období 2011–2012

## 8.2. Seznam obrázků

- Obrázek 1: Citlivost modelovaného průměrného měsíčního průtoku a vodní hodnoty sněhu (SWE) na změnu a) kritické teploty tání b) faktoru tání pro období od ledna 1946 do prosince 1955 v povodí řeky Valuoja, Estonsko (Semádeni-Davies, 1997)
- Obrázek 2: Vliv počtu subpovodí na velikost simulovaného průtoku (Jha et al., 2004)
- Obrázek 3: Rozdělení povodí na odlišná výšková pásma (Singh, Singh, 2001)
- Obrázek 4: Přesnost ( $R^2$ ) simulací modelovaného odtoku podle počtu výškových zón v povodí Monachyle Burn (Bell, Moore, 1999)
- Obrázek 5: Přesnost ( $R^2$ ) simulací modelovaného odtoku podle počtu výškových zón v povodí Trout Beck pro a) data ze sněhového mapování a optimalizovanou  $T_{snow}$  (křížek), b) data ze sněhového polštáře a optimalizovanou  $T_{snow}$  (hvězdička), c) data ze sněhového polštáře a optimalizovanou  $T_{snow}$ ,  $T_m$  (trojúhelník) (Bell, Moore, 1999)
- Obrázek 6: Vliv rozdílných výškových pásem v modelu na vodní hodnotu sněhu (SWE) (Hartman et al, 1999)
- Obrázek 7: Přesnost simulovaného průtoku před a po upravení parametrů modelu (Fontaine et al., 2002)
- Obrázek 8: Řez typickým povodím znázorňujícím zóny vypadávání dešťových a sněhových srážek (rozhraní -  $z_s$ ) a zónu tání sněhové pokrývky (rozhraní -  $z_m$ ) (Singh, Singh, 2001)
- Obrázek 9: Geografická poloha experimentálních povodí Zlatého potoka a Bystřice (GeoPortal, <http://geoportal.gov.cz/arcgis/services>, 2012, upraveno)
- Obrázek 10: Výškopis a sklonitostní poměry a) povodí Bystřice a b) povodí Zlatého potoka
- Obrázek 11: Konzumpční křivka pro závěrový profil Abertamy (vlevo) a Zlatý kopec (vpravo)
- Obrázek 12: Umístění měřených profilů v povodí Bystřice (vlevo) a Zlatého potoka (vpravo)
- Obrázek 13: Stromová struktura modelu povodí Bystřice (vlevo) a Zlatého potoka (vpravo)
- Obrázek 14: Editor modelu Deficit and Constant Loss (vlevo) a schéma metody (vpravo; Maidment, 2001 )
- Obrázek 15: Model základního odtoku (Feldman, 2000)
- Obrázek 16: Editor meteorologického modelu programu HEC-HMS
- Obrázek 17: Zobrazení časových řad v programu HEC-HMS a jejich editor
- Obrázek 18: Postup procesu kalibrace (Feldman, 2000)
- Obrázek 19: Hodnoty pozorované a simulované vodní hodnoty sněhu pro povodí Bystřice a Zlatého potoka v zimě 2008/2009 – varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo
- Obrázek 20: Hodnoty pozorované a simulované vodní hodnoty sněhu pro povodí Bystřice a Zlatého potoka v zimě 2009/2010 – varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo
- Obrázek 21: Pozorovaný a simulovaný průtok v závěrovém profilu povodí Bystřice, průměrná denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek pro období 2009–2010 - varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo
- Obrázek 22: Pozorovaný a simulovaný průtok v závěrovém profilu povodí Zlatého potoka pro období 2009–2010 - varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo
- Obrázek 23: Hodnoty pozorované a simulované vodní hodnoty sněhu pro povodí Bystřice a Zlatého potoka v zimě 2010/2011 - varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo
- Obrázek 24: Hodnoty pozorované a simulované vodní hodnoty sněhu pro povodí Bystřice a Zlatého potoka v zimě 2011/2012 - varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo

- Obrázek 25: Průměrná denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek pro období 2011–2012 v povodí Zlatého potoka
- Obrázek 26: Pozorovaný a simulovaný průtok v závěrovém profilu povodí Zlatého potoka, pro období 2011 - varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo
- Obrázek 27: Pozorovaný a simulovaný průtok v závěrovém profilu povodí Bystřice, průměrná denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek pro období 2011–2012 - varianta 1 subpovodí, 1 výškové pásmo

### 8.3. Seznam příloh

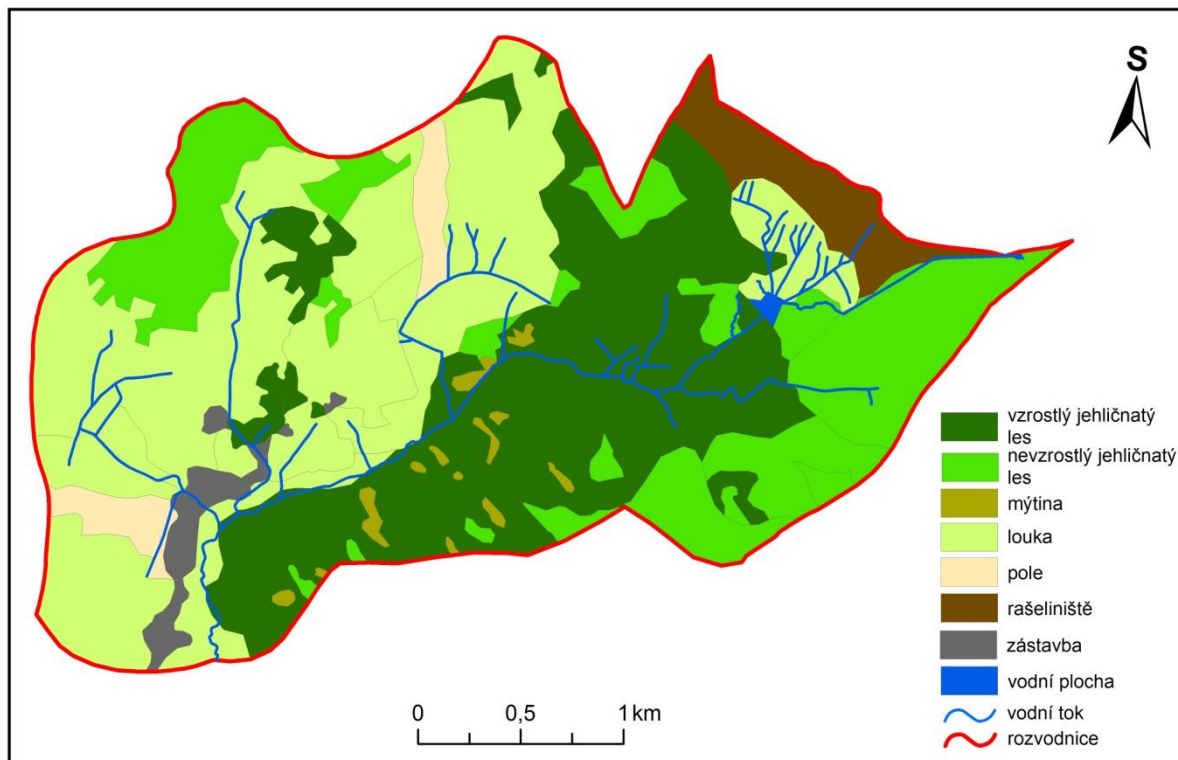
- Příloha 1: Vegetační pokryv v povodí a) Bystřice b) Zlatého potoka
- Příloha 2: Varianty počtu subpovodí a výškových pásem pro povodí a) Bystřice b) Zlatého potoka
- Příloha 3: Hodnocení vlivu počtu výškových pásem na simulaci vodní hodnoty sněhu pro jednotlivá dílčí povodí pomocí koeficientu determinace ( $R^2$ ), průměrné absolutní odchylky (MAE), směrodatné chyby odhadu (RMSE) a Nash-Sutcliffova kritéria pro povodí Bystřice a Zlatého potoka za simulované období a) 2009–2010 b) 2011–2012



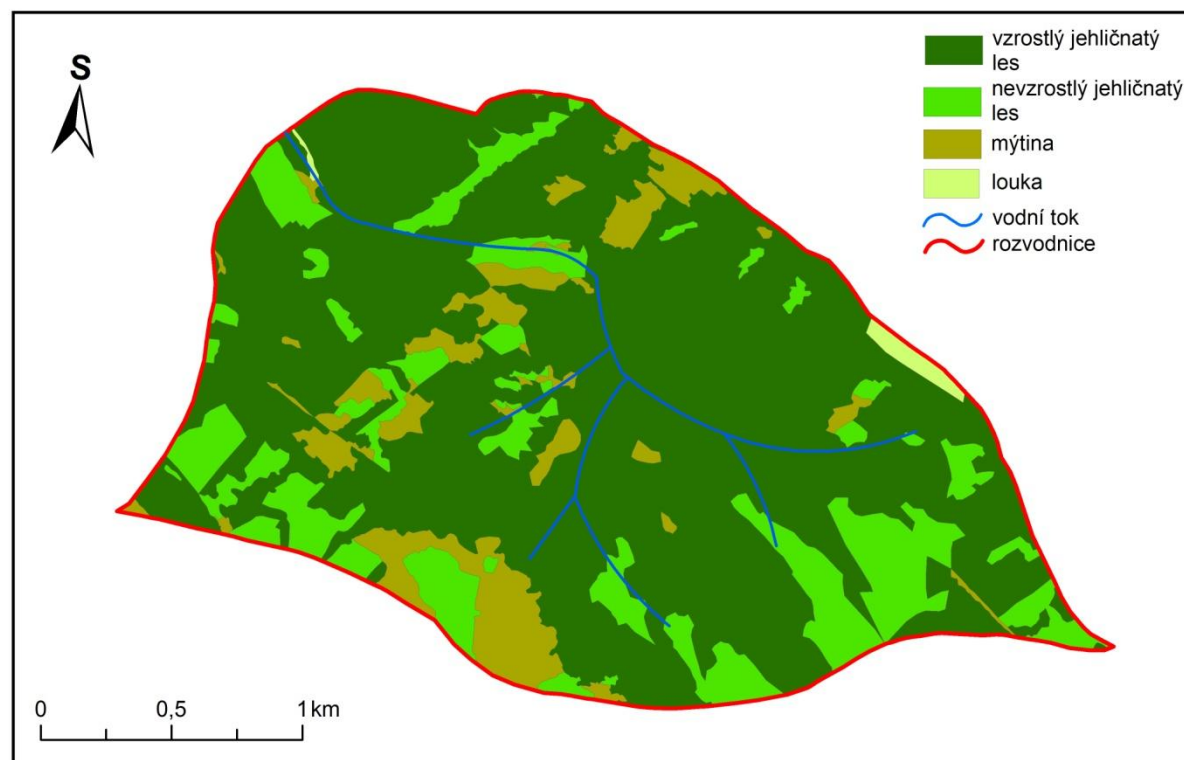
# Přílohy

Příloha 1: Vegetační pokryv v povodí a) Bystřice b) Zlatého potoka

a)

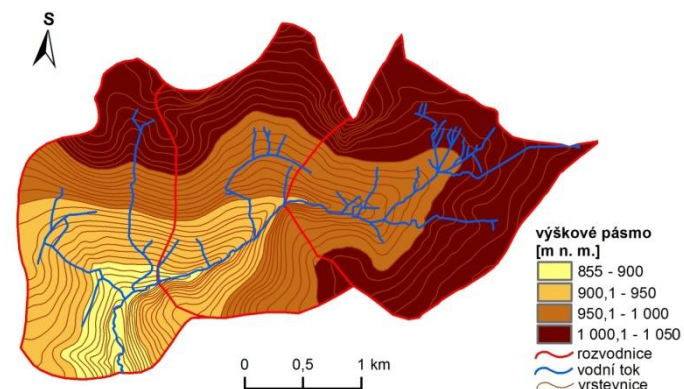
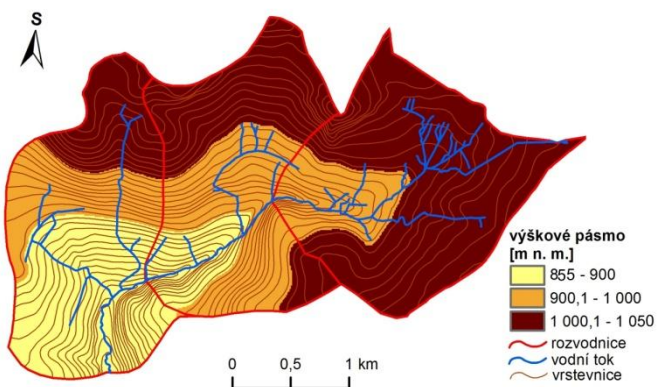
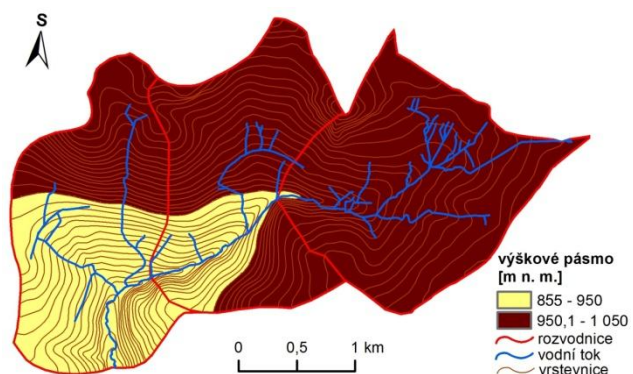
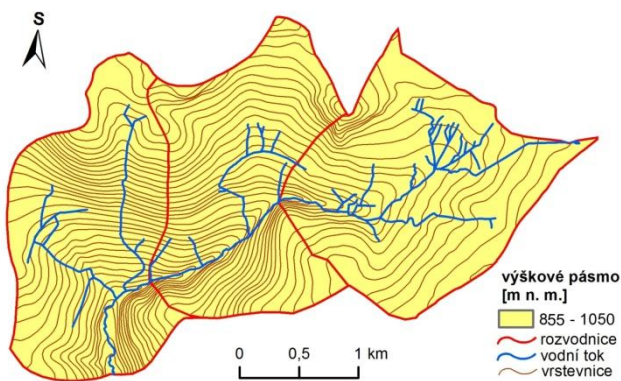
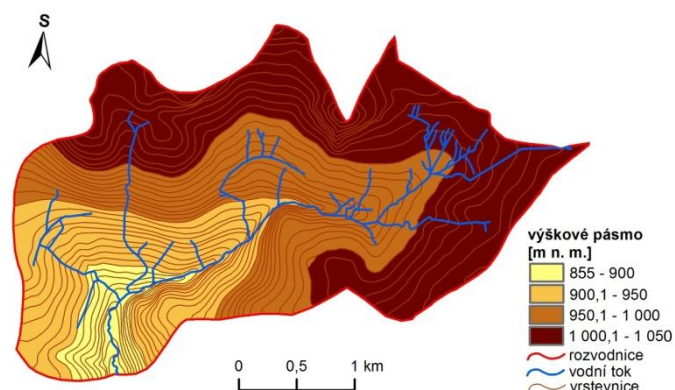
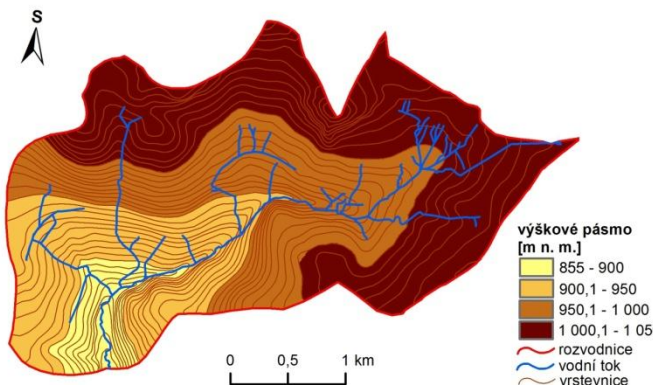
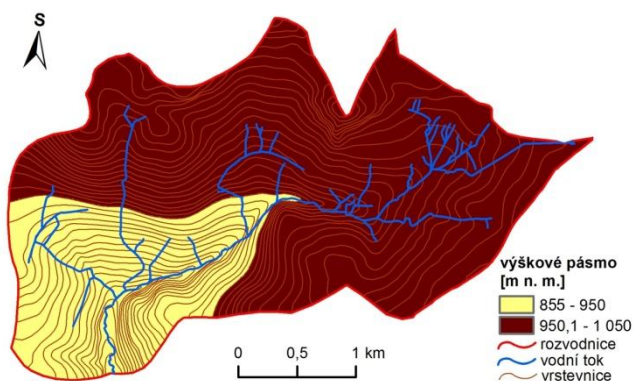
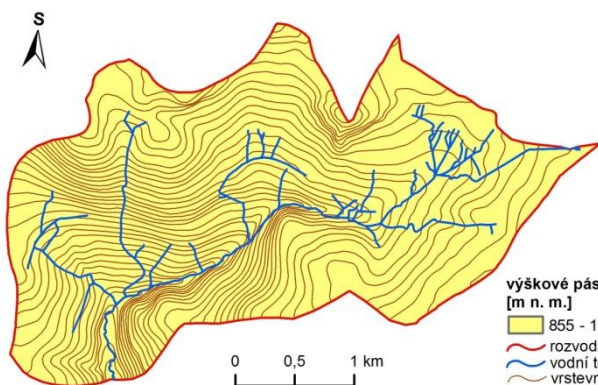


b)

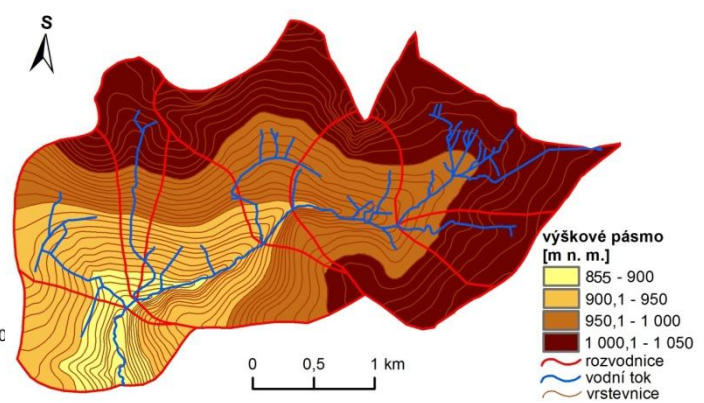
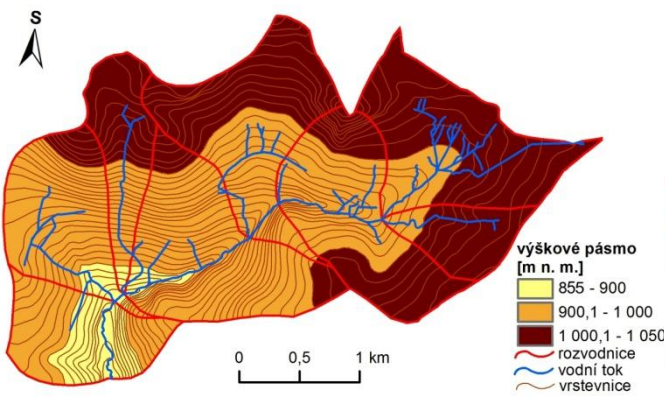
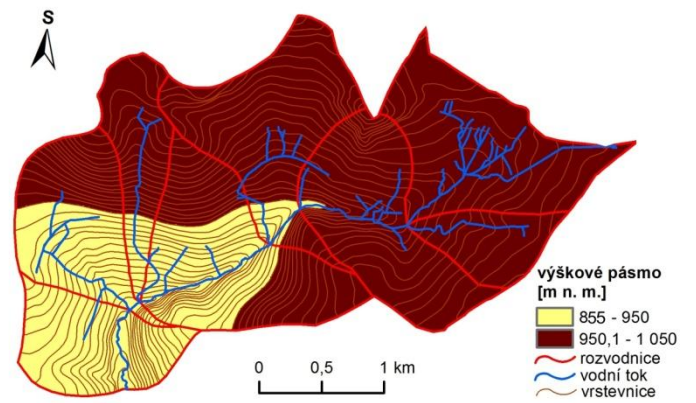
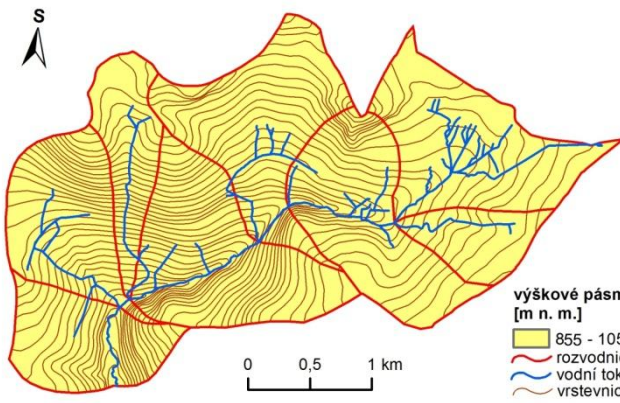


Příloha 2: Varianty počtu subpovodí a výškových pásem pro povodí a) Bystřice b) Zlatého potoka

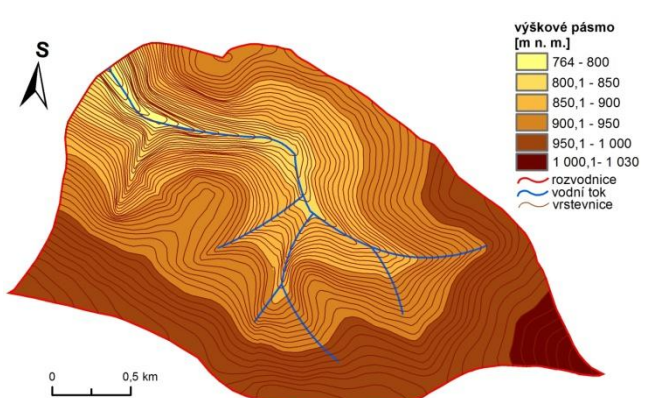
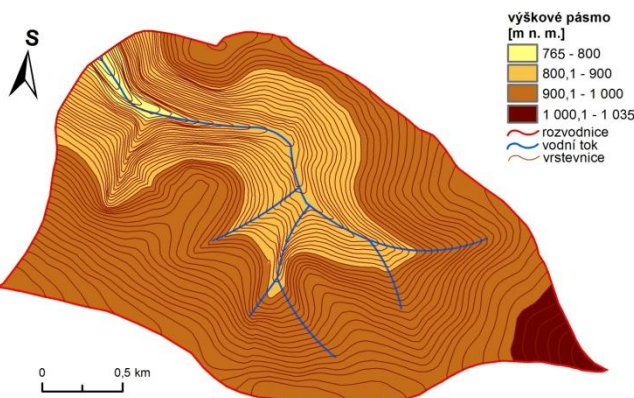
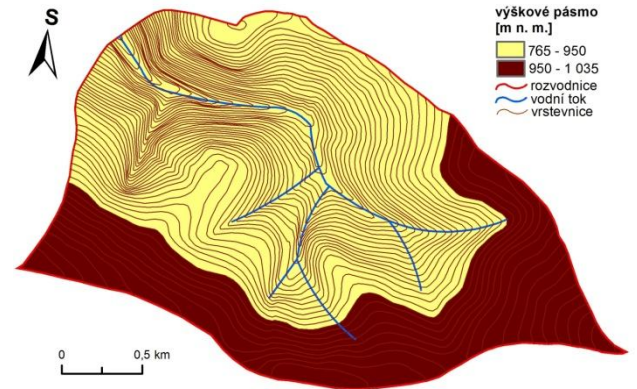
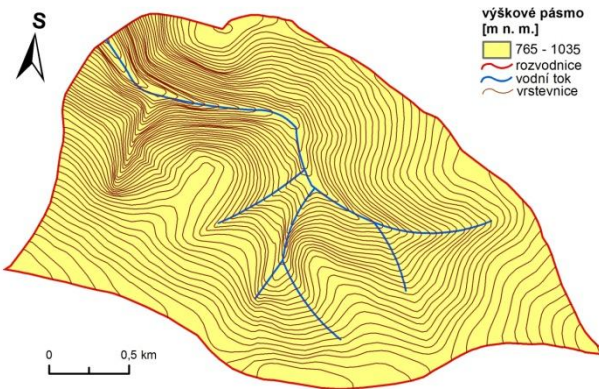
a)



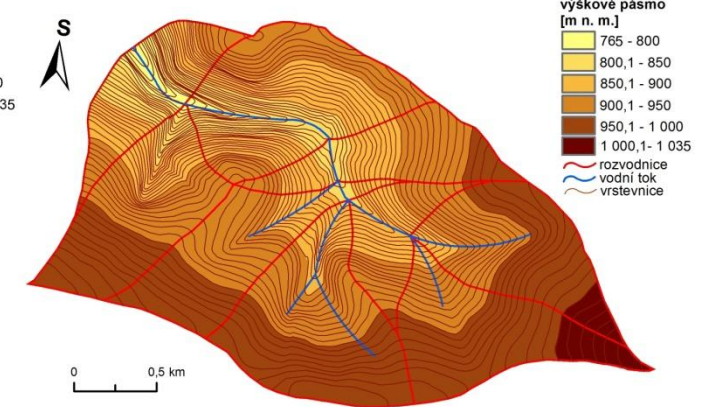
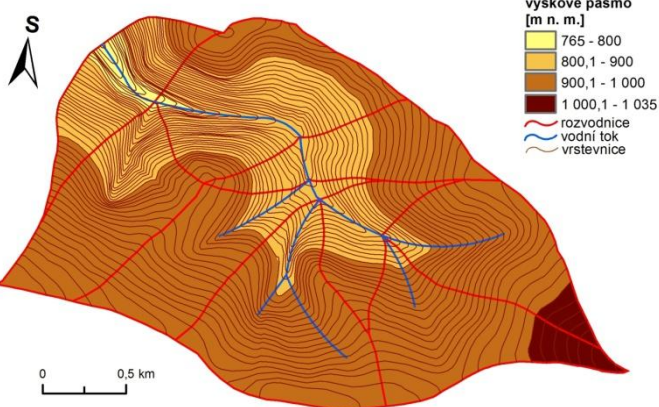
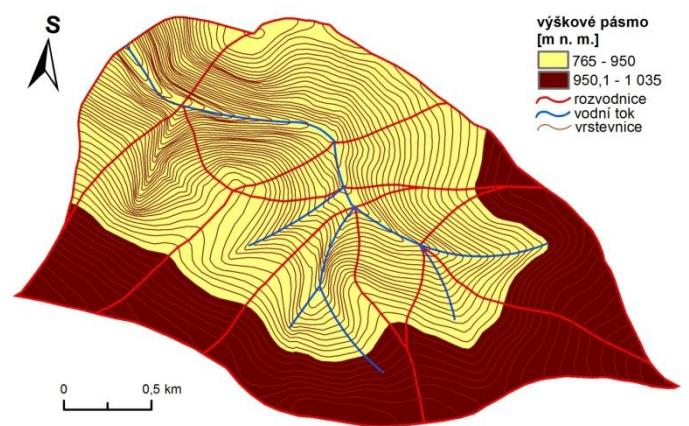
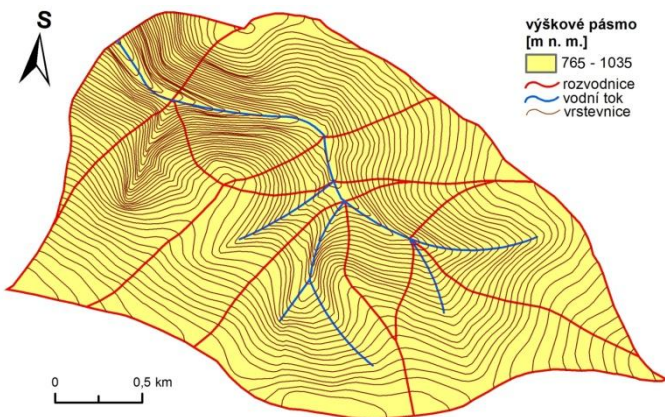
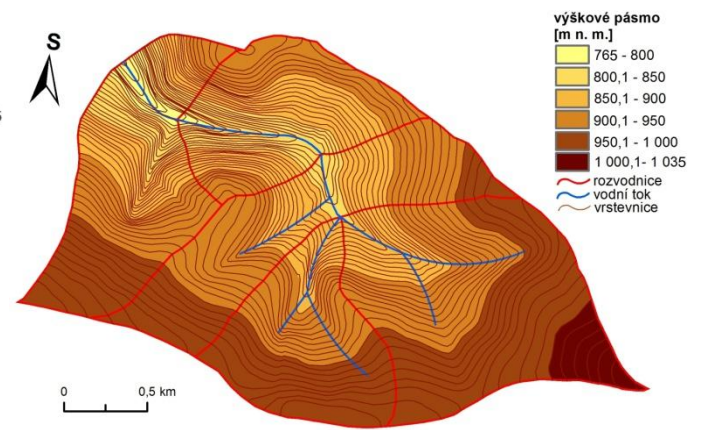
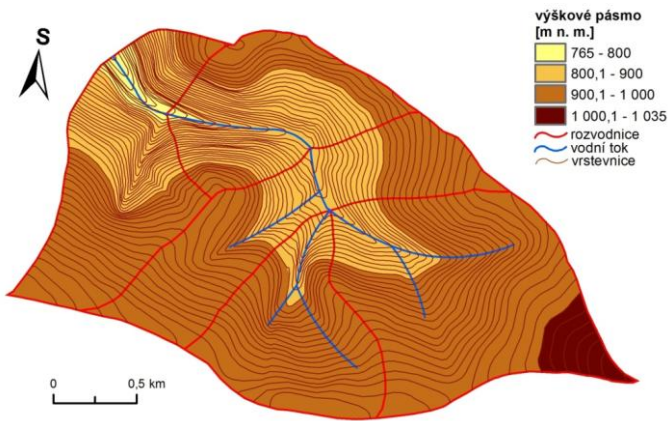
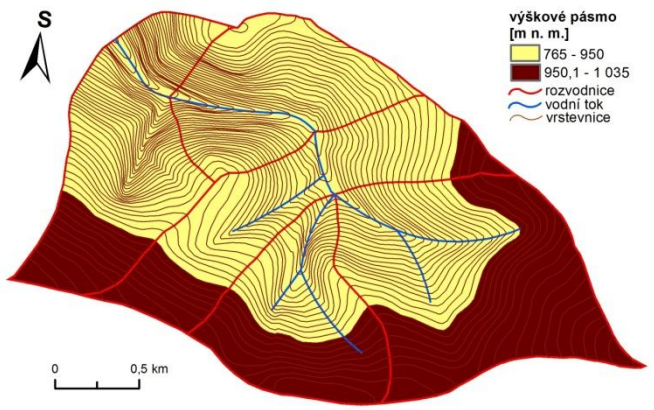
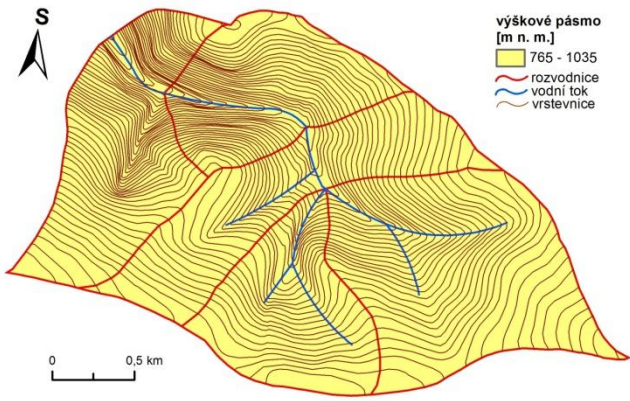




b)







*Příloha 3: Hodnocení vlivu počtu výškových pásem na simulaci vodní hodnoty sněhu pro jednotlivá dílčí povodí pomocí koeficientu determinace ( $R^2$ ), průměrné absolutní odchylky (MAE), směrodatné chyby odhadu (RMSE) a Nash-Sutcliffeova kritéria pro povodí Bystřice a Zlatého potoka za simulované období a) 2009–2010 b) 2011–2012*

*a) simulované období 2009–2010*

<b>Bystřice</b>				
<b>1 subpovodí</b>	<b>1 výškové pásmo</b>	<b>2 výšková pásma</b>	<b>3 výšková pásma</b>	<b>4 výšková pásma</b>
$R^2$	0,7842	0,7859	0,7876	0,7881
MAE	58,300	57,734	57,950	57,711
RMSE	85,049	84,560	84,225	84,184
Nash-Sutcliffe	0,3755	0,3827	0,3876	0,3882
<b>3 subpovodí</b>				
$R^2_{sub1}$	0,8536	0,8551	0,8564	0,8567
$R^2_{sub2}$	0,7317	0,7318	0,734	0,734
$R^2_{sub3}$	0,7907	0,7914	0,739	0,7937
MAE <sub>sub1</sub>	40,160	40,161	39,850	39,884
MAE <sub>sub2</sub>	75,694	75,636	75,455	75,464
MAE <sub>sub3</sub>	57,624	57,112	57,280	56,977
RMSE <sub>sub1</sub>	63,679	63,217	62,844	62,829
RMSE <sub>sub2</sub>	105,677	105,632	105,191	105,193
RMSE <sub>sub3</sub>	84,223	83,859	83,461	83,399
Nash-Sutcliffe <sub>sub1</sub>	0,6996	0,7039	0,7074	0,7076
Nash-Sutcliffe <sub>sub2</sub>	-0,0565	-0,0556	-0,0468	-0,0468
Nash-Sutcliffe <sub>sub3</sub>	0,3817	0,3870	0,3928	0,3937
<b>8 subpovodí</b>				
$R^2_{sub1}$	0,8135	0,814	0,8146	0,8139
$R^2_{sub2}$	0,7563	0,7563	0,7575	0,7554
$R^2_{sub3}$	0,6955	0,6955	0,6959	0,6959
$R^2_{sub4}$	0,7062	0,7062	0,7082	0,7082
$R^2_{sub5}$	0,8007	0,8012	0,8037	0,8039
$R^2_{sub6}$	0,8481	0,8509	0,8529	0,8531
$R^2_{sub7}$	0,7858	0,7865	0,7863	0,7859
$R^2_{sub8}$	0,8634	0,8634	0,8636	0,8636
MAE <sub>sub1</sub>	46,267	46,062	45,891	45,878
MAE <sub>sub2</sub>	79,525	79,525	79,200	80,068
MAE <sub>sub3</sub>	80,073	80,073	80,201	80,202
MAE <sub>sub4</sub>	70,492	70,480	70,459	70,459
MAE <sub>sub5</sub>	61,728	61,741	61,450	61,398
MAE <sub>sub6</sub>	57,635	57,421	57,339	57,154
MAE <sub>sub7</sub>	55,895	56,308	56,009	56,552
MAE <sub>sub8</sub>	38,174	38,174	38,136	38,136
RMSE <sub>sub1</sub>	71,589	71,643	71,321	71,486
RMSE <sub>sub2</sub>	106,134	106,134	105,661	106,448
RMSE <sub>sub3</sub>	112,479	112,479	112,484	112,484
RMSE <sub>sub4</sub>	103,210	103,213	103,080	103,085

RMSE <sub>sub5</sub>	87,491	87,386	86,790	86,770
RMSE <sub>sub6</sub>	78,917	78,352	77,843	77,765
RMSE <sub>sub7</sub>	77,835	77,941	77,738	77,908
RMSE <sub>sub8</sub>	53,166	53,166	53,175	53,175
Nash-Sutcliffe <sub>sub1</sub>	0,6144	0,6138	0,6173	0,6155
Nash-Sutcliffe <sub>sub2</sub>	0,0299	0,0299	0,0385	0,0241
Nash-Sutcliffe <sub>sub3</sub>	-0,2821	-0,2821	-0,2822	-0,2822
Nash-Sutcliffe <sub>sub4</sub>	-0,0695	-0,0695	-0,0668	-0,0669
Nash-Sutcliffe <sub>sub5</sub>	0,4230	0,4244	0,4322	0,4325
Nash-Sutcliffe <sub>sub6</sub>	0,5957	0,6015	0,6067	0,6075
Nash-Sutcliffe <sub>sub7</sub>	0,4065	0,4049	0,4080	0,4054
Nash-Sutcliffe <sub>sub8</sub>	0,7763	0,7763	0,7762	0,7762

<b>Zlatý potok</b>				
<b>1 subpovodí</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>4</b>	<b>6</b>
	<b>výškové pásmo</b>	<b>výšková pásma</b>	<b>výšková pásma</b>	<b>výškových pásem</b>
R <sup>2</sup>	0,7576	0,7629	0,7609	0,7622
MAE	54,188	53,602	53,786	53,660
RMSE	72,967	71,620	72,137	71,804
Nash-Sutcliffe	0,4224	0,4435	0,4355	0,4407
<b>5 subpovodí</b>				
R <sup>2</sup> <sub>sub1</sub>	0,7135	0,7194	0,7162	0,7185
R <sup>2</sup> <sub>sub2</sub>	0,8128	0,8159	0,8157	0,8157
R <sup>2</sup> <sub>sub3</sub>	0,7861	0,7888	0,7888	0,7892
R <sup>2</sup> <sub>sub4</sub>	0,6722	0,6761	0,6743	0,6746
R <sup>2</sup> <sub>sub5</sub>	0,6407	0,6407	0,6389	0,6388
MAE <sub>sub1</sub>	54,586	53,827	54,000	53,673
MAE <sub>sub2</sub>	54,330	53,957	54,019	54,072
MAE <sub>sub3</sub>	48,587	48,249	48,262	48,212
MAE <sub>sub4</sub>	54,238	53,980	54,030	53,971
MAE <sub>sub5</sub>	59,928	59,928	60,077	59,951
RMSE <sub>sub1</sub>	74,140	73,244	73,645	73,239
RMSE <sub>sub2</sub>	70,283	69,643	69,722	69,690
RMSE <sub>sub3</sub>	68,874	68,269	68,227	68,098
RMSE <sub>sub4</sub>	77,166	76,353	76,675	76,553
RMSE <sub>sub5</sub>	78,791	78,791	78,983	78,992
Nash-Sutcliffe <sub>sub1</sub>	0,3295	0,3456	0,3384	0,3457
Nash-Sutcliffe <sub>sub2</sub>	0,5557	0,5638	0,5628	0,5632
Nash-Sutcliffe <sub>sub3</sub>	0,5505	0,5584	0,5589	0,5606
Nash-Sutcliffe <sub>sub4</sub>	0,3839	0,3968	0,3917	0,3936
Nash-Sutcliffe <sub>sub5</sub>	0,0151	0,0151	0,0103	0,0101
<b>9 subpovodí</b>				
R <sup>2</sup> <sub>sub1</sub>	0,9041	0,9049	0,9043	0,905
R <sup>2</sup> <sub>sub2</sub>	0,618	0,6181	0,6171	0,6164
R <sup>2</sup> <sub>sub3</sub>	0,7597	0,766	0,7651	0,7664
R <sup>2</sup> <sub>sub4</sub>	0,6385	0,6385	0,6367	0,6366
R <sup>2</sup> <sub>sub5</sub>	0,7584	0,762	0,7607	0,7626

$R^2_{sub6}$	0,7872	0,7899	0,7903	0,7903
$R^2_{sub7}$	0,6995	0,7003	0,6882	0,7
$R^2_{sub8}$	0,7344	0,7343	0,7345	0,7354
$R^2_{sub9}$	0,7907	0,7925	0,7922	0,792
$MAE_{sub1}$	50,069	49,950	50,076	50,084
$MAE_{sub2}$	63,174	63,179	63,085	63,273
$MAE_{sub3}$	51,490	50,845	50,916	50,792
$MAE_{sub4}$	60,129	60,129	60,275	60,153
$MAE_{sub5}$	56,840	56,777	57,073	56,638
$MAE_{sub6}$	48,535	48,199	48,167	48,165
$MAE_{sub7}$	56,547	56,383	56,479	56,347
$MAE_{sub8}$	55,353	55,321	55,317	55,202
$MAE_{sub9}$	59,820	59,735	59,822	59,729
$RMSE_{sub1}$	67,283	66,937	67,122	67,096
$RMSE_{sub2}$	76,010	75,985	76,021	76,052
$RMSE_{sub3}$	75,088	73,910	74,236	73,847
$RMSE_{sub4}$	78,876	78,876	79,071	79,075
$RMSE_{sub5}$	80,005	79,545	79,888	79,326
$RMSE_{sub6}$	68,675	68,066	67,953	67,896
$RMSE_{sub7}$	75,650	75,489	77,248	75,552
$RMSE_{sub8}$	69,358	69,469	69,417	69,267
$RMSE_{sub9}$	76,306	76,083	76,244	76,224
Nash-Sutcliffe <sub>sub1</sub>	0,6113	0,6153	0,6132	0,6135
Nash-Sutcliffe <sub>sub2</sub>	0,0238	0,0244	0,0235	0,0227
Nash-Sutcliffe <sub>sub3</sub>	0,4353	0,4529	0,4480	0,4538
Nash-Sutcliffe <sub>sub4</sub>	0,0070	0,0070	0,0021	0,0020
Nash-Sutcliffe <sub>sub5</sub>	0,4469	0,4532	0,4485	0,4562
Nash-Sutcliffe <sub>sub6</sub>	0,5518	0,5597	0,5612	0,5619
Nash-Sutcliffe <sub>sub7</sub>	0,2589	0,2621	0,2273	0,2608
Nash-Sutcliffe <sub>sub8</sub>	0,3569	0,3549	0,3558	0,3586
Nash-Sutcliffe <sub>sub9</sub>	0,5371	0,5398	0,5379	0,5381

b) simulované období 2011–2012

<b>Bystřice</b>				
<b>1 subpovodí</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>
	<b>výškové pásmo</b>	<b>výšková pásma</b>	<b>výšková pásma</b>	<b>výšková pásma</b>
R <sup>2</sup>	0,8827	0,8908	0,8972	0,8913
MAE	124,934	124,638	124,103	124,292
RMSE	131,360	130,798	130,054	130,493
Nash-Sutcliffe	-3,7134	-3,6731	-3,6201	-3,6514
<b>3 subpovodí</b>				
R <sup>2</sup> <sub>sub1</sub>	0,7854	0,7716	0,7781	0,7719
R <sup>2</sup> <sub>sub2</sub>	0,9353	0,9353	0,9343	0,9346
R <sup>2</sup> <sub>sub3</sub>	0,8532	0,8613	0,8671	0,8617
MAE <sub>sub1</sub>	159,899	160,823	160,665	160,665
MAE <sub>sub2</sub>	98,712	98,670	97,517	97,659
MAE <sub>sub3</sub>	123,186	123,498	123,375	123,221
RMSE <sub>sub1</sub>	165,691	166,957	166,786	166,899
RMSE <sub>sub2</sub>	105,046	105,002	103,818	103,969
RMSE <sub>sub3</sub>	129,336	129,379	129,131	129,189
Nash-Sutcliffe <sub>sub1</sub>	-5,4732	-5,5725	-5,5590	-5,5680
Nash-Sutcliffe <sub>sub2</sub>	-2,1823	-2,1797	-2,1084	-2,1174
Nash-Sutcliffe <sub>sub3</sub>	-3,1679	-3,1707	-3,1547	-3,1585
<b>8 subpovodí</b>				
R <sup>2</sup> <sub>sub1</sub>	0,672	0,6552	0,6671	0,6564
R <sup>2</sup> <sub>sub2</sub>	0,9207	0,9207	0,9207	0,9215
R <sup>2</sup> <sub>sub3</sub>	0,8674	0,8674	0,8706	0,8706
R <sup>2</sup> <sub>sub4</sub>	0,9393	0,9392	0,9398	0,9398
R <sup>2</sup> <sub>sub5</sub>	0,8116	0,8142	0,8127	0,8148
R <sup>2</sup> <sub>sub6</sub>	0,6515	0,6597	0,667	0,6597
R <sup>2</sup> <sub>sub7</sub>	0,8798	0,8648	0,8768	0,865
R <sup>2</sup> <sub>sub8</sub>	0,9235	0,9235	0,9234	0,9234
MAE <sub>sub1</sub>	156,002	156,208	156,482	157,150
MAE <sub>sub2</sub>	100,608	100,608	100,259	99,713
MAE <sub>sub3</sub>	94,106	94,106	95,619	95,619
MAE <sub>sub4</sub>	93,802	93,720	92,769	92,698
MAE <sub>sub5</sub>	118,808	118,407	118,902	118,468
MAE <sub>sub6</sub>	151,295	149,793	150,175	150,431
MAE <sub>sub7</sub>	130,557	130,933	130,329	131,283
MAE <sub>sub8</sub>	167,205	167,205	166,102	166,102
RMSE <sub>sub1</sub>	164,683	165,408	165,238	166,309
RMSE <sub>sub2</sub>	107,508	107,508	107,158	106,681
RMSE <sub>sub3</sub>	102,864	102,864	104,484	104,484
RMSE <sub>sub4</sub>	100,110	100,022	99,167	99,094
RMSE <sub>sub5</sub>	125,827	125,397	126,002	125,487
RMSE <sub>sub6</sub>	170,897	169,256	169,596	170,041
RMSE <sub>sub7</sub>	137,046	137,920	136,912	138,233
RMSE <sub>sub8</sub>	172,025	172,025	170,966	170,967



Nash-Sutcliffe <sub>sub1</sub>	-4,4440	-4,4920	-4,4808	-4,5520
Nash-Sutcliffe <sub>sub2</sub>	-2,4000	-2,4000	-2,3779	-2,3479
Nash-Sutcliffe <sub>sub3</sub>	-2,1305	-2,1305	-2,2298	-2,2298
Nash-Sutcliffe <sub>sub4</sub>	-1,6842	-1,6795	-1,6339	-1,6300
Nash-Sutcliffe <sub>sub5</sub>	-2,3569	-2,3339	-2,3662	-2,3387
Nash-Sutcliffe <sub>sub6</sub>	-4,6380	-4,5214	-4,5393	-4,5730
Nash-Sutcliffe <sub>sub7</sub>	-4,8861	-4,9615	-4,8746	-4,9886
Nash-Sutcliffe <sub>sub8</sub>	-7,1523	-7,1524	-7,0523	-7,0523

<b>Zlatý potok</b>				
<b>1 subpovodí</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>4</b>	<b>6</b>
	<b>výškové pásmo</b>	<b>výšková pásma</b>	<b>výšková pásma</b>	<b>výškových pásem</b>
R <sup>2</sup>	0,7096	0,6934	0,6591	0,6706
MAE	68,600	64,944	64,611	64,226
RMSE	72,042	68,774	68,925	68,410
Nash-Sutcliffe	-3,5464	-3,1433	-3,1615	-3,0995
<b>5 subpovodí</b>				
R <sup>2</sup> <sub>sub1</sub>	0,7648	0,7309	0,7115	0,7166
R <sup>2</sup> <sub>sub2</sub>	0,5091	0,5132	0,5036	0,5013
R <sup>2</sup> <sub>sub3</sub>	0,6547	0,6664	0,66	0,6604
R <sup>2</sup> <sub>sub4</sub>	0,7354	0,7312	0,7043	0,7107
R <sup>2</sup> <sub>sub5</sub>	0,7156	0,7156	0,6999	0,6974
MAE <sub>sub1</sub>	51,158	47,010	46,456	45,656
MAE <sub>sub2</sub>	84,356	81,941	82,751	81,865
MAE <sub>sub3</sub>	81,975	80,563	81,833	80,611
MAE <sub>sub4</sub>	61,955	59,704	59,550	58,664
MAE <sub>sub5</sub>	48,280	48,280	47,524	47,641
RMSE <sub>sub1</sub>	55,094	51,915	51,796	50,985
RMSE <sub>sub2</sub>	89,007	86,664	87,542	86,733
RMSE <sub>sub3</sub>	85,521	84,022	85,313	84,140
RMSE <sub>sub4</sub>	65,492	63,431	63,709	62,776
RMSE <sub>sub5</sub>	52,026	52,026	51,437	51,529
Nash-Sutcliffe <sub>sub1</sub>	-1,7271	-1,4214	-1,4103	-1,3354
Nash-Sutcliffe <sub>sub2</sub>	-6,2181	-5,8431	-5,9825	-5,8540
Nash-Sutcliffe <sub>sub3</sub>	-3,9652	-3,7926	-3,9411	-3,8061
Nash-Sutcliffe <sub>sub4</sub>	-3,7729	-3,5624	-3,6372	-3,5327
Nash-Sutcliffe <sub>sub5</sub>	-1,2848	-1,2848	-1,2334	-1,2414
<b>9 subpovodí</b>				
R <sup>2</sup> <sub>sub1</sub>	0,5511	0,5642	0,5489	0,5481
R <sup>2</sup> <sub>sub2</sub>	0,618	0,6181	0,6171	0,6164
R <sup>2</sup> <sub>sub3</sub>	0,7654	0,7696	0,7525	0,7494
R <sup>2</sup> <sub>sub4</sub>	0,7376	0,7376	0,7086	0,7081
R <sup>2</sup> <sub>sub5</sub>	0,8767	0,8866	0,8603	0,8726
R <sup>2</sup> <sub>sub6</sub>	0,8658	0,8795	0,8753	0,8727
R <sup>2</sup> <sub>sub7</sub>	0,8211	0,801	0,662	0,7611
R <sup>2</sup> <sub>sub8</sub>	0,7694	0,7613	0,7347	0,7341
R <sup>2</sup> <sub>sub9</sub>	0,5237	0,5238	0,5237	0,5218

MAE <sub>sub1</sub>	92,508	92,520	92,325	92,042
MAE <sub>sub2</sub>	49,225	49,255	49,822	50,284
MAE <sub>sub3</sub>	70,819	67,003	68,069	66,971
MAE <sub>sub4</sub>	61,046	61,046	60,466	60,715
MAE <sub>sub5</sub>	69,400	65,915	67,424	66,624
MAE <sub>sub6</sub>	94,194	92,025	93,421	92,441
MAE <sub>sub7</sub>	76,721	76,480	62,291	76,548
MAE <sub>sub8</sub>	85,584	85,414	85,504	85,240
MAE <sub>sub9</sub>	98,118	97,167	97,790	96,967
RMSE <sub>sub1</sub>	96,383	96,291	96,226	95,961
RMSE <sub>sub2</sub>	60,900	60,974	61,444	61,644
RMSE <sub>sub3</sub>	72,942	69,205	70,394	69,362
RMSE <sub>sub4</sub>	64,016	64,016	63,868	64,113
RMSE <sub>sub5</sub>	63,792	68,304	70,024	69,136
RMSE <sub>sub6</sub>	95,379	93,149	94,559	93,605
RMSE <sub>sub7</sub>	78,032	77,956	66,010	78,358
RMSE <sub>sub8</sub>	87,132	87,028	87,325	87,073
RMSE <sub>sub9</sub>	100,430	99,499	100,111	99,322
Nash-Sutcliffe <sub>sub1</sub>	-4,7091	-4,6983	-4,6905	-4,6592
Nash-Sutcliffe <sub>sub2</sub>	-3,3885	-3,3992	-3,4673	-3,4964
Nash-Sutcliffe <sub>sub3</sub>	-3,0902	-2,6818	-2,8094	-2,6986
Nash-Sutcliffe <sub>sub4</sub>	-2,4566	-2,4566	-2,4407	-2,4671
Nash-Sutcliffe <sub>sub5</sub>	-1,6677	-1,4160	-1,5393	-1,4753
Nash-Sutcliffe <sub>sub6</sub>	-5,2226	-4,9350	-5,1159	-4,9931
Nash-Sutcliffe <sub>sub7</sub>	-5,2118	-5,1998	-3,4451	-5,2639
Nash-Sutcliffe <sub>sub8</sub>	-6,7697	-6,7511	-6,8042	-6,7592
Nash-Sutcliffe <sub>sub9</sub>	-11,6392	-11,4060	-11,5592	-11,3618