

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ A ENVIRONMENTÁLNÍHO MODELOVÁNÍ



**APLIKACE MODELU SNOWMELT RUNOFF NA
VYBRANÁ POVODÍ V ČESKÉ REPUBLICĚ**

DIPLOMOVÁ PRÁCE

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

Autorka: Bc. Michala Němečková

2011

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma „Aplikace modelu Snowmelt runoff na vybraná povodí v České republice“ vypracovala samostatně pod vedením Ing. Jiřího Pavláška, Ph.D. a uvedla jsem všechny literární prameny a publikace, ze kterých jsem čerpala.

V Praze dne 28. dubna 2011

.....
Bc. Michala Němečková

Poděkování

Na tomto místě bych ráda poděkovala všem, kteří mi pomohli se vznikem této diplomové práce. Děkuji Ing. Jiřímu Pavláskovi, Ph.D. za vedení práce a cenné rady, Ing. Janu Špatkovi, Ph.D. za téma a konzultace, katedře vodního hospodářství a environmentálního modelování za pomoc při získání dat a Českému hydrometeorologickému ústavu za poskytnutí podrobných dat. V neposlední řadě děkuji své rodině a přátelům za morální a materiální podporu po celou dobu studia.

ABSTRAKT

Název: Aplikace modelu Snowmelt runoff na vybraná povodí v České republice

Cílem předložené diplomové práce je vyhodnotit možnosti použití světově využívaného modelu na tání sněhu – modelu Snowmelt runoff (SRM) v podmínkách povodí s menší rozlohou a nižší nadmořskou výškou. V rámci práce je model aplikován na dvou vybraných povodích v České republice – Jezdecká a Uhlířská v Jizerských horách.

První část práce se obecně zabývá sněhovou pokrývkou, možnostmi měření výšky a vodní hodnoty sněhu, mapováním sněhové pokrývky. V následující části jsou popsány fyzickogeografické charakteristiky zájmových povodí a poslední teoretická kapitola je věnována použití a struktuře počítačového modelu WinSRM. V praktické části práce je provedena simulace na zájmových povodích v hydrologickém roce 1982 až 2010.

Na základě dosažených výsledků se došlo k závěru, že použití modelu s ponechanými hodnotami parametrů není vhodné. Dobrých výsledků pro celé sledované období je dosaženo při změně alespoň některých hodnot parametrů. Model SRM je velmi vhodný pro roční simulace během celého roku nebo v období tání.

Klíčová slova: SRM, Jizerské hory, simulace průtoků, tání sněhu, sněhová pokrývka

ABSTRACT

Title: Application of Snowmelt runoff model in chosen catchments in the Czech Republic

The aim of the diploma thesis is to evaluate possibilities of using the snow melt model – Snowmelt runoff model (SRM) in terms of basins with a smaller size and lower altitude. The work includes application of the model in two selected catchments in the Czech Republic – Jezdecká and Uhlířská in the Jizera Mountains.

The first part of the thesis gives general overview of snow cover, mapping of snow cover and possibilities of measuring the snow depth and snow water equivalent. In the next section are described the physical geographical characteristics of selected catchments. The last topic of the theoretical part is focused on the use and structure of the computer program WinSRM. In the practical part of the thesis simulations from years 1982 to 2010 are made.

Based on the results, the application of the model with default values of parameters is not appropriate. Change some parameter values leads to good results. SRM model is very suitable for annual simulation during the whole year or during the melt season.

Keywords: SRM, Jizera Mts., runoff simulation, snow melt, snow cover

OBSAH

1. ÚVOD	8
1.1 CÍL PRÁCE.....	9
2. SNĚHOVÁ POKRÝVKA	10
2.1 TÁNÍ SNĚHU.....	11
2.1.1 Energetická bilance sněhové pokrývky.....	11
2.1.2 Fáze tání sněhu.....	13
2.2 MĚŘENÍ SNĚHU.....	13
2.2.1 Výška nově napadlého sněhu.....	14
2.2.2 Celková výška sněhové pokrývky.....	14
2.2.3 Vodní hodnota celkové sněhové pokrývky.....	14
2.3 MAPOVÁNÍ SNĚHOVÉHO POKRYTÍ.....	16
2.3.1 Družicové snímky.....	16
2.4 MODELOVÁNÍ ODTOKU ZE SNĚHU.....	18
2.4.1 Model Degree-day faktor.....	18
2.4.2 Model SNOW-17.....	18
2.4.3 Model HBV.....	19
3. VYBRANÁ POVODÍ ČESKÉ REPUBLIKY	20
3.1 GEOGRAFICKÁ POLOHA A VODSTVO.....	20
3.2 EXPERIMENTÁLNÍ POVODÍ JIZERSKÝCH HOR.....	23
3.3 GEOLOGICKÉ A PŮDNÍ POMĚRY.....	23
3.4 VEGETACE.....	25
3.4.1 Lesy.....	25
3.4.2 Rašeliniště.....	26
3.5 HYDROMETEOROLOGICKÉ CHARAKTERISTIKY.....	26
3.5.1 Teplota.....	27
3.5.2 Srážky.....	28
3.5.3 Sněhová pokrývka.....	31
3.5.4 Průtok.....	32
4. SNOWMELT RUNOFF MODEL	33
4.1 POČÍTAČOVÝ PROGRAM MODELU SRM.....	34
4.2 POUŽITÍ A STRUKTURA MODELU.....	34
4.3 ZÓNY POVODÍ A HYSOMETRICKÁ KŘIVKA.....	36
4.4 PROMĚNNÉ.....	37
4.4.1 Teplota, T	38
4.4.2 Srážky, P	38
4.4.3 Plocha pokrytá sněhem, S	39
4.5 PARAMETRY.....	39
4.5.1 Odtokový koeficient, c	39
4.5.2 Degree-day faktor, a	40

4.5.3	<i>Teplotní gradient, γ</i>	41
4.5.4	<i>Kritická teplota, T_{CRT}</i>	41
4.5.5	<i>Plocha přispívající srážkami k odtoku, RCA</i>	41
4.5.6	<i>Koeficient poklesu, k</i>	42
4.5.7	<i>Časový posun, L</i>	43
4.6	PŘESNOST MODELU	44
4.6.1	<i>Koeficient determinace, R^2</i>	44
4.6.2	<i>Objemový rozdíl, D_V</i>	44
4.6.3	<i>Koeficient přírůstku, DG</i>	45
5.	APLIKACE MODELU SRM	46
5.1	VLIV PARAMETRŮ NA MODELOVANÝ VÝSTUP	46
5.2	METODIKA	51
5.2.1	<i>Data</i>	51
5.2.2	<i>Způsoby simulace</i>	52
5.2.3	<i>Výstupy z modelu</i>	55
5.3	VÝSLEDKY PRÁCE	56
5.3.1	<i>Jezdecká</i>	56
5.3.2	<i>Uhlířská</i>	63
6.	DISKUZE	68
6.1	VYHODNOCENÍ ZPRACOVÁVANÝCH DAT	68
6.2	VYHODNOCENÍ SIMULACÍ	69
7.	ZÁVĚR	73
8.	LITERATURA	75
9.	PŘÍLOHY	80

1. ÚVOD

Atmosférické srážky mají klíčový význam pro charakter přírodního prostředí i pro různé oblasti lidské činnosti. Sněhové srážky jsou významným zdrojem povrchové i podpovrchové vody využívané v zemědělství, průmyslu, energetice, dopravě a také jako voda pitná. Mohou okamžitě přispívat k odtoku, nebo se akumulují na povrchu a odtékají se zpožděním v období tání sněhové pokrývky.

Modelování tání sněhové pokrývky je důležité zejména pro získání představ o reakci povodí na sněhové srážky a z hlediska předpovědi povodní. Předkládaná diplomová práce se zabývá modelováním odtoku z tání sněhu na dvou vybraných experimentálních povodích v Jizerských horách – Jezdecká a Uhlířská. Pro simulaci byl zvolen model Snowmelt runoff, který se hojně využívá ve světě na vysokých horských a rozlehlých povodích.

Teoretická část diplomové práce se věnuje sněhové pokrývce s cílem dozvědět se způsoby měření výšky a vodní hodnoty sněhu, mapování sněhové pokrývky a modelování odtoku z tání sněhu. V další části se práce zabývá vybranými experimentálními povodími – Jezdecká a Uhlířská v Jizerských horách. Cílem je dozvědět se základní fyzickogeografické informace o zájmových oblastech. Práce se věnuje zejména klimatickým a hydrologickým podmínkám, dále geologickým a půdním poměrům a vegetaci.

Další část diplomové práce je věnována modelu Snowmelt runoff, resp. počítačovému programu WinSRM. Jsou zde uvedeny základní informace o modelu, jeho struktura, vstupní parametry a proměnné. Součástí praktické části je aplikace modelu na vybraných povodích.

1.1 CÍL PRÁCE

Hlavním cílem diplomové práce je aplikace Snowmelt runoff modelu na dvou vybraných experimentálních povodích v Jizerských horách a vyhodnotit jeho použití v podmínkách České republiky. Ačkoliv je tento model hojně využíván ve světě, v České republice byl doposud aplikován pouze jednou, a to při vytváření samotného modelu.

Dle mého názoru může obsah textu pomoci s pochopením struktury a významu jednotlivých parametrů modelu SRM a výsledky práce mohou sloužit jako podklad pro jeho další aplikace nejen v České republice. Výstupy ze simulací mohou být vzájemně porovnány s jinými modely řešícími odtok z tajícího sněhu.

2. SNĚHOVÁ POKRÝVKA

Model Snowmelt runoff je modelem, který řeší odtok vlivem tání sněhu. Z toho důvodu se následující kapitola zabývá obecnými fakty o sněhové pokrývce, táním sněhu, způsoby měření výšky a vodní hodnoty sněhu, mapováním a modelování sněhové pokrývky.

Sníh je pevnou atmosférickou srážkou dopadající na zemský povrch a je složen z ledových krystalků, vody a vzduchu. Pokud je teplota pod teplotou tání sněhu, tj. pod 0 °C, póry obsahují pouze vzduch a vodní páry. V bodě tání může sníh obsahovat vzduch i vodu (Dingman 2002, Hrádek et Kuřík 2008).

Sněhová pokrývka je vrstva sněhu, která pokrývá povrch území. Na výskyt a rozložení sněhové pokrývky má vliv nadmořská výška a zeměpisná poloha a s nimi související teplotní a srážkové poměry daného území, lesnatost, členitost terénu, hustota osídlení, či rychlost a směr převládajících větrů. Spodní hranice nadmořské výšky, od které se pokrývka vyskytuje trvale, se nazývá sněhová čára (Hrádek et Kuřík 2008).

Sněhové srážky jsou významným zdrojem podpovrchové a povrchové vody. Sněhová pokrývka je důležitým biologickým, klimatickým a hydrologickým činitelem. Velmi dobře izoluje teplo, což napomáhá k přežití některých rostlinných a živočišných druhů. Je také dobrým zvukově izolačním materiálem. Čerstvě napadlý sníh má bílou barvu a dobře odráží sluneční záření. Vzhledem k dlouhověčnému záření je sníh téměř perfektní černé těleso, a tedy například emisivita sněhu je přibližně rovna jedné (Krejčí et Zezulák 2000, Honsová 2007, Hrádek et Kuřík 2008).

Při hodnocení sněhové pokrývky se měří výška nově napadlého sněhu, celková výška sněhové pokrývky, vodní hodnota celkové sněhové pokrývky.

V klimatologii se hodnotí začátek a konec výskytu souvislé sněhové pokrývky, počet dnů se sněhovou pokrývkou za zimní období a další (Honsová 2007).

2.1 TÁNÍ SNĚHU

Akumulaci sněhové pokrývky, dobu a rychlost tání sněhu ovlivňuje zejména nadmořská výška, klimatické podmínky, reliéf a vegetační kryt.

Výška sněhové pokrývky závisí na množství a charakteru zimních srážek a na teplotě vzduchu, tedy především na nadmořské výšce. Čím vyšší nadmořská výška, tím obecně nižší teplota a více sněhových srážek. Tání sněhu bude zřejmě opožděné oproti oblastem v nižší poloze.

Z hlediska reliéfu mají na akumulaci a tání sněhu vliv zejména orientace svahů, sklon, či členitost. Jižní svahy jsou více osvětlovány a tání by zde mělo být rychlejší, než na svazích severních.

Vegetační kryt svým zastíněním ovlivňuje výskyt a akumulaci sněhové pokrývky – například v hustém smrkovém lese bude výška sněhu nižší než na louce. Vedle toho má vegetační kryt vliv i na rychlost tání sněhu – lesní pokryv tání sněhu rozkládá do delšího časového úseku. Jak ve své práci uvádí Jeníček et Taufmannová (2010), les dokáže při prudkém dešti výrazně zploštit průtok oproti volnému prostranství. Avšak vzhledem k faktu, že výška sněhové pokrývky po prvním dešti bude v lese stále značná, případná druhá vlna deště může způsobit vyšší kulminaci. Nebude ale dosahovat tak vysokých hodnot jako v případě tání z otevřených ploch.

2.1.1 Energetická bilance sněhové pokrývky

Proces tání sněhu vychází z energetické bilance, která zahrnuje výměnu tepla mezi sněhovou pokrývkou, půdou a ovzduším (obr. 2.1). Teplo je do sněhové pokrývky vnášeno konvektivním přenosem z atmosféry, z dešťových srážek, půdního povrchu, či absorpcí solárního záření (Krejčí et Zezulák 2000). Rovnice energetické bilance sněhové pokrývky je (Anderson 2006):

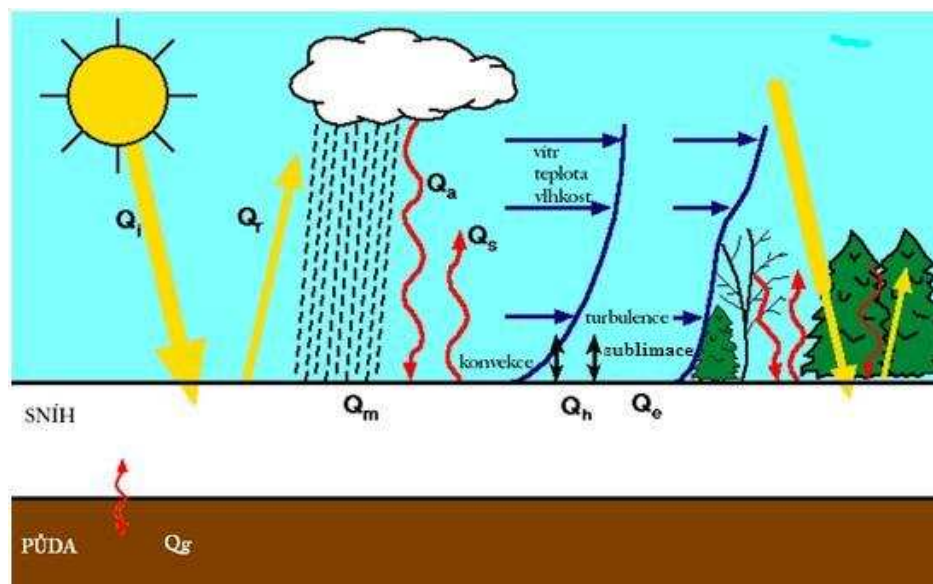
$$\Delta Q = Q_i - Q_r + Q_a - Q_s + Q_h + Q_e + Q_m + Q_g \quad (2.1)$$

kde Q_i je přicházející sluneční záření, Q_r je odražené sluneční záření, Q_a je dopadající dlouhovlnné záření, Q_s je emitované dlouhovlnné záření, Q_h je citelné teplo¹, Q_e je latentní teplo², Q_m je teplo z deště, Q_g je půdní tepelná výměna (přestup tepla na rozhraní sněž-půda).

Výměna tepla mezi sněhem a půdou bývá zanedbatelná ve srovnání s výměnou mezi sněhem a vzduchem. Pozemní tání přispívá k půdní vlhkosti a podílí se na udržení základního odtoku v zimním období (Krejčí et Zezulák 2000).

Přenos latentního tepla zahrnuje přechod vodních par mezi vzduchem a sněhem. Směr, kterým se vodní páry přesunují, je určen tlakovým gradientem. Pokud je tlak vodních par ve sněhové pokrývce menší než ve vzduchu, páry přejdou ze vzduchu do sněhu a naopak. Rychlost přechodu závisí na turbulenci vzduchu, která souvisí s rychlostí větru (Anderson 1996).

Přenos citelného tepla je spojen s množstvím tepla ve vzduchu. Směr přechodu tepla je určen teplotním gradientem, teplo se přesouvá z místa s vyšší teplotou do místa s teplotou nižší. Jelikož je sněhová pokrývka obecně chladnější než vzduch, zejména během tání sněhu, teplo se přesouvá ze vzduchu do sněhu. Rychlost přechodu tepla závisí stejně jako u latentního tepla na turbulenci vzduchu (Anderson 1996).



Obr. 2.1: Energetická výměna ve sněhové pokrývce (Anderson 2006, upraveno).

¹ Citelné teplo – teplo, které způsobí změnu teploty daného objektu.

² Latentní teplo – teplo, které látka pohlítí, resp. vydá při změně skupenství, jež nezpůsobí změnu teploty.

2.1.2 Fáze tání sněhu

Před samotným táním sněhu se vyskytuje období akumulace. V této době je čistý energetický vstup do pokrývky negativní a průměrná teplota sněhové pokrývky klesá. Jakmile se energetický vstup stane pozitivním, nastává období tání, které se člení na tři fáze (Dingman 2002):

- 1) Fáze oteplovací
- 2) Fáze zrání
- 3) Fáze odtoku vody

V oteplovací fázi stabilně roste průměrná teplota sněhové pokrývky. Jakmile sníh dosáhne 0 °C, začíná fáze zrání. V té již dochází k tání sněhu, avšak voda je zadržována uvnitř pokrývky. Na konci tohoto období je sníh plně zralý a nastává fáze odtoku vody, kdy sníh nedokáže pojmout již další vodu a každý energetický vstup vyvolá odtok.

V některých oblastech může docházet k tomu, že se sníh formuje a taje více než jedenkrát během zimního období. V takovém případě každá sněhová pokrývka prochází obdobím akumulace a třemi fázemi období tání (Dingman 2002).

2.2 MĚŘENÍ SNĚHU

Sněhová pokrývka je vrstva sněhu nebo ledu, která vznikla v důsledku tuhých atmosférických srážek – sníh, kroupy, zmrzlý déšť, aj. Pokud je půda na sledované ploše alespoň z poloviny pokryta vrstvou sněhu o výšce nejméně 1 cm, hovoří se o tzv. souvislé sněhové pokrývce. Je-li výška sněhu nižší než 1 cm, označuje se tato vrstva jako poprašek (Honsová 2007). Podle ČHMÚ (2003) je mezní hodnota pro poprašek 0,5 cm. Souvislá sněhová pokrývka se měří v celých centimetrech.

Vodní hodnota sněhu je množství vody obsažené v celkové sněhové pokrývce, které vznikne jejím úplným rozpuštěním. Hodnota se udává v milimetrech vodního sloupce s přesností na desetiny milimetru (ČHMÚ 2003).

Pro zjištění množství nově spadlých sněhových srážek, celkové výšky sněhové pokrývky a vodní hodnoty sněhu lze využít různé metody. Mezi ně patří například použití srážkoměru, radaru, sněhové tratě, sněhové tyče, či sněhového polštáře. Některými metodami se práce zabývá v následujících podkapitolách.

2.2.1 Výška nově napadlého sněhu

Pro zjištění množství spadlých sněhových srážek lze použít srážkoměr. Nádoba se srážkami se po měření uloží do teplé místnosti o takové teplotě, aby nedocházelo k výparu, a srážky se nechají roztát. Množství srážek se změří v odměrném válci (ČHMÚ 2003).

Pro měření výšky nového sněhu lze taktéž použít sněhoměrné prkénko (desku) o velikosti 30 × 30 cm a pravítko. Prkénko očištěné od sněhu se položí na sněhovou vrstvu a zatlačí se do pokrývky tak, aby jeho horní plocha byla s pokrývkou na stejné úrovni. Pokud na sledované oblasti není žádná sněhová pokrývka, položí se deska přímo na půdu. Místo položení prkénka je vhodné označit hůlkou pro jeho snadnější nalezení. Výška nového sněhu se pak změří pravítkem, které se začátkem (nulou) dotýká prkénka (ČHMÚ 2003).

2.2.2 Celková výška sněhové pokrývky

Celková výška sněhové pokrývky, tj. výška starého i nově napadaného sněhu, se měří pomocí sněhoměrné latě (obr. 2.2), která je buď pevná, nebo přenosná. Pevné sněhoměrné latě jsou pro oblasti s vysokou sněhovou pokrývkou dlouhé 2 až 3 m, jinak se používají latě metrové. Pevné latě jsou umístovány na vhodných místech, kde sníh není vyfoukáván, ani se tam netvoří závěje, a po nulu na stupnici jsou zapuštěné v zemi (ČHMÚ 2003, Honsová 2007). Měření přenosnou sněhoměrnou latí se provádí vždy alespoň na třech místech, jež nejsou ovlivněna větrem, a výsledná výška sněhové pokrývky pro danou oblast je průměrem dílčích měření (Honsová 2007).

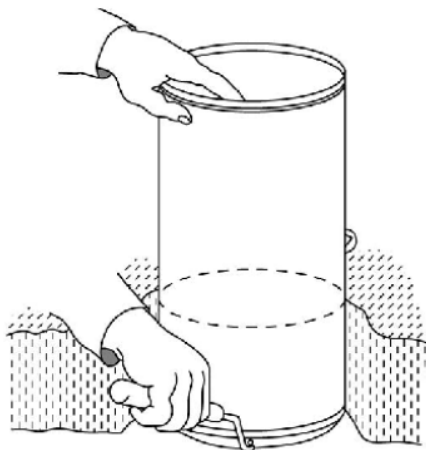


Obr. 2.2: Sněhoměrná lať (ČHMÚ 2003).

2.2.3 Vodní hodnota celkové sněhové pokrývky

Pro měření vodní hodnoty sněhu, tj. množství vody obsažené v objemové jednotce sněhu, se používá srážkoměrná nádoba, váhový sněhoměr, sněhový polštář, či radioaktivní měřič (Dingman 2002, Honsová 2007).

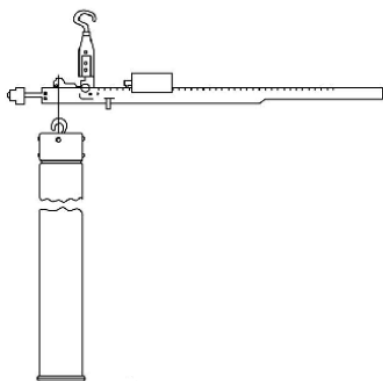
Pomocí srážkoměrné nádoby (obr. 2.3) o známém objemu se ve sněhové pokrývce vyřízne svislý válec až k povrchu země. Pokud není možné změřit celý



sloupec pokrývky najednou, provádí se měření postupně. Ze stran vykrojeného válce se odhrabe sníh a pod válec se zasune velká poklice, či lopata. Odebraný sníh z nádoby se nechá v místnosti o pokojové teplotě roztát a objem vody je převeden na milimetry vodního sloupce ve speciálně kalibrovaném odměrném válci (ČHMÚ 2003, Honsová 2007).

Obr. 2.3: Srážkoměrná nádoba (ČHMÚ 2003).

Váhový sněhoměr jsou nerovnoramenné váhy. Na delším rameni jsou závaží pro vyvažování a na kratší rameno se zavěšuje odběrný válec dlouhý až 2 m s plochou průřezu 50 cm² (obr. 2.4). Při měření se spodní ozubený konec válce zarazí kolmo až k půdě a odebere se vzorek sněhu. Na stupnici na vnější straně válce se



odečte celková výška sněhové pokrývky. Před vytažením válce se sníh uvnitř udusá pístem. Po uzavření dolního konce víkem se válec zavěsí na váhy a ze stupnice se odečte váha vzorku. Vodní hodnota celkové sněhové pokrývky se udává v milimetrech vodního sloupce (ČHMÚ 2003). Pokud je výška sněhové pokrývky vyšší než délka odběrného válce, provádí se měření vícekrát.

Obr. 2.4: Váhový sněhoměr (ČHMÚ 2003).

Vodní hodnotu sněhu lze měřit i pomocí sněhového polštáře. Jedná se o přibližně kruhovou membránu z gumy nebo jiného flexibilního materiálu, která obsahuje kapalinu s nízkým bodem tuhnutí. Průměr polštáře se pohybuje v rozmezí od 1 do 4 m, přičemž Dingman (2002) doporučuje větší průměr v oblastech s vyšší sněhovou pokrývkou. Váha sněhu na polštáři je zjišťována pomocí změny tlaku na kapalinu a je měřena tlakovým snímačem.

Sněhová trať, na které se také měří vodní hodnota sněhu, je cesta mezi dvěma pevnými krajními body, mezi nimiž se provádí měření. Délka tratě je obvykle 150 až 250 m a měří se přibližně v šesti bodech v intervalu asi 30 m. V každém bodě se až k půdě zarazí sněhová trubka s ozubeným okrajem, na stupnici se přečte celková výška sněhové pokrývky a trubka se s určitým objemem sněhu vytáhne. Na speciálně kalibrované váze se trubka i se sněhem zváží a odečte se přímo vodní hodnota sněhu (Dingman 2002).

Mezi nedestruktivní způsob zjištění vodní hodnoty sněhu patří radioaktivní, či akustický měřič. Radioaktivní měřič využívá gama záření, které je při průchodu sněhovou pokrývkou zeslabeno podle obsahu vody. Akustická sonda zjišťuje vodní hodnotu pomocí ultrazvuku (Dingman 2002).

2.3 MAPOVÁNÍ SNĚHOVÉHO POKRYTÍ

Určení rozsahu sněhové pokrývky je potřebné pro zjištění plochy povodí pokryté sněhem, což je vedle úhrnu srážek a teploty další vstupní proměnná do modelu Snowmelt runoff.

Rozsah lze určit pozemním měřením, leteckými snímky, či satelitními snímky. V malých povodích se uplatňuje pozemní měření, kdy plocha pokrytá sněhem může být pro určení časové řady interpolována z hodnot periodicky měřené sněhové pokrývky. Zejména při povodňové pohotovosti se využívá fotografických snímků, kde je snímací zařízení umístěno na letadlech (Martinec et al. 2008). Z dálkového průzkumu Země lze využít buď optická data, tedy družicové snímky (viz následující podkapitola), nebo data radarová. Výhodou radarových snímků je nezávislost na oblačnosti a denní době. Na druhé straně radarová data umožňují monitorovat pouze tající snůh s vysokým obsahem vody.

2.3.1 Družicové snímky

Dálkové snímání Země pomocí satelitů podstatně změnilo modelování odtoku z tání sněhu. Plošný rozsah sněhové pokrývky je pravidelně vyhodnocován (Martinec 1985). Měřicí senzory mohou být aktivní a pasivní. Hlavní elektromagnetická spektrální pásma, ve kterých senzory pracují, jsou gama záření, viditelné, blízké

infračervené, termální infračervené a mikrovlnné záření. Gama paprsky se kvůli pohlcení atmosférou využívají jen pro nízké přelety. Mikrovlnné senzory se vyznačují tím, že mají schopnost proniknout skrz mraky a tedy monitorovat sněhovou pokrývku i v nepříznivých klimatických podmínkách (Meier 1980, Rango 1996).

Družicová data mohou mít nízké, střední, vysoké a velmi vysoké prostorové rozlišení (tab. 2.1). Nízké rozlišení je v řádu 1 km, střední 100 m, vysoké 10 m a velmi vysoké v řádu 1 m. Data s nízkým a středním rozlišením lze zpravidla získat v denním kroku a jsou vhodná pro mapování v měřítku přibližně 1 : 1 000 000. Data s vysokým rozlišením jsou pořizována zpravidla v několikátýdenním intervalu a jsou vhodná pro mapy s měřítkem 1 : 100 000 až 1 : 25 000. Pro mapování v měřítku 1 : 25 000 až 1 : 5 000 je vhodné použít data z družic s velmi vysokým rozlišením (Gisat 2010a, Gisat 2010b, Gisat 2010c).

Tab. 2.1: Družicová data (Gisat 2010a, Gisat 2010b, Gisat 2010c).

Typ rozlišení	Prostorové rozlišení (m)	Měřítko	Typické aplikace
Nízké	1 000	1 : 1 000 000	globální a kontinentální mapování
Střední	100		monitorování rozsáhlých přírodních katastrof sledování stavu a vývoje sněhové pokrývky sledování stavu a vývoje atmosféry a oceánů
Vysoké	10	1 : 100 000	regionální mapování
		– 1 : 25 000	monitorování rozvoje měst sledování lesní těžby geologické mapování tvorba digitálního modelu terénu
Velmi vysoké	1	1 : 25 000	podrobné mapování
		– 1 : 5 000	3D modely měst plánování a projektování liniových staveb monitorování povrchových dolů, skládek mapování půdní eroze

2.4 MODELOVÁNÍ ODTOKU ZE SNĚHU

Modelování odtoku se zabývá transformací vstupních srážek na výstupní odtok. Pokud se jedná o srážky sněhové, sníh je akumulován ve sněhové pokrývce a odtok tající vody je zpožděn. Většina modelů řešící tání sněhu je srážko-odtokovými modely, které jsou použitelné i v bezsněhových podmínkách (Ferguson 1999).

Mezi modely, které řeší odtok ze sněhové pokrývky, patří například model Degree-day, SNOW-17, HBV, či SRM. Jednotlivými modely se práce zabývá v následujících podkapitolách a modelu SRM, který byl aplikován na vybraných povodích v České republice v rámci této diplomové práce, je věnována kapitola 4 a jeho praktické použití je v kapitole 5.

2.4.1 Model Degree-day faktor

Metoda degree-day faktoru je nejjednodušším a nejrozšířenějším způsobem modelování tání sněhu. Model je sněhovým modelem, který využívá teplotní index k určení doby počátku tání a úbytku výšky sněhové pokrývky. Nezahrnuje však procesy související s výměnou tepla. Ve sledovaném povodí předpokládá vertikální rozdělení teplotních zón a vztah mezi teplotou a nadmořskou výškou vyjadřuje matematickými vztahy. Ve zjednodušené verzi modelu se může jednat pouze o jednu teplotní zónu a tedy i jednu teplotní časovou řadu. Algoritmus výpočtu vychází z přírůstku, resp. z poklesu teploty vzduchu při přechodu mezi jednotlivými zónami (Krejčí et Zezulák 2000).

2.4.2 Model SNOW-17

Pro akumulaci a tání sněhu byl vyvinut model SNOW-17, popsán v roce 1973 Ericem Andersonem, který je součástí hydrologického předpovědního systému AquaLog. Jedná se o model konceptuální, tzn. jednotlivé podstatné fyzikální procesy ovlivňující akumulaci a tání sněhu jsou reprezentovány matematickými vztahy (Anderson 1996).

Při vytváření modelu SNOW-17 bylo primárním cílem reprezentovat fyzikální procesy, které nastávají ve sněhové pokrývce. Mezi procesy zahrnutými v modelu patří například určení druhu srážek, akumulace sněhové pokrývky,

energetická výměna na rozhraní sněž-vzduch, tepelný přenos na rozhraní sněž-půda, či přechod vody přes sněhovou pokrývku (Anderson 2006).

Na určení energetické výměny přes rozhraní sněž-vzduch model využívá teplotu vzduchu. Teplotní data jsou k dispozici z klimatologických stanic, nebo z experimentálních studií. Vedle teploty jsou jedinou další vstupní hodnotou srážky (Krejčí et Zezulák 2000, Anderson 2006).

2.4.3 Model HBV

Model HBV je hydrologický model vyvinutý ve Švédském meteorologickém a hydrologickém institutu (SMHI). Řeší dešťové i sněhové srážky, modeluje růst a úbytek sněhové pokrývky (Ferguson 1999).

HBV se skládá z podprogramů pro meteorologickou interpolaci (srážek a teplot), akumulaci a tání sněhu, odhad evapotranspirace, výpočet půdní vlhkosti, či postupů pro generování odtoku. Vstupními daty do modelu jsou pozorované srážky a teplota vzduchu. Počet parametrů, které se v modelu využívají, je přibližně 20. Z nich je asi 5 nastaveno na standardní hodnoty a další slouží pro kalibraci modelu. Mezi parametry patří například kritická teplota určující, zdali jsou srážky dešťové, či sněhové, degree-day faktor, teplotní gradient, či srážkový gradient (SMHI 2006, Primožič et al. 2008). Z důvodu kalibrace modelu a následné verifikace historickými daty je nutné mít dostatečně velký vzorek sledovaných hodnot (Primožič et al. 2008).

Ferguson (1999) ve své práci porovnává model HBV s modelem SRM. Oba modely jsou modely konceptuálními, vznikly v 70. letech 20. století, pracují v denním kroku, tání sněhu lze počítat zvlášť pro jednotlivé zóny, které povodí rozdělují podle nadmořské výšky. Snowmelt runoff model je oproti HBV výhradně modelem pro tání sněhu. Vstupními daty do HBV jsou srážky a teploty, SRM navíc vyžaduje časovou řadu plochy pokryté sněhem. Zatímco HBV je považován za kalibrační model, SRM není, což znamená, že pro nastavení modelu nejsou potřeba historická data.

3. VYBRANÁ POVODÍ ČESKÉ REPUBLIKY

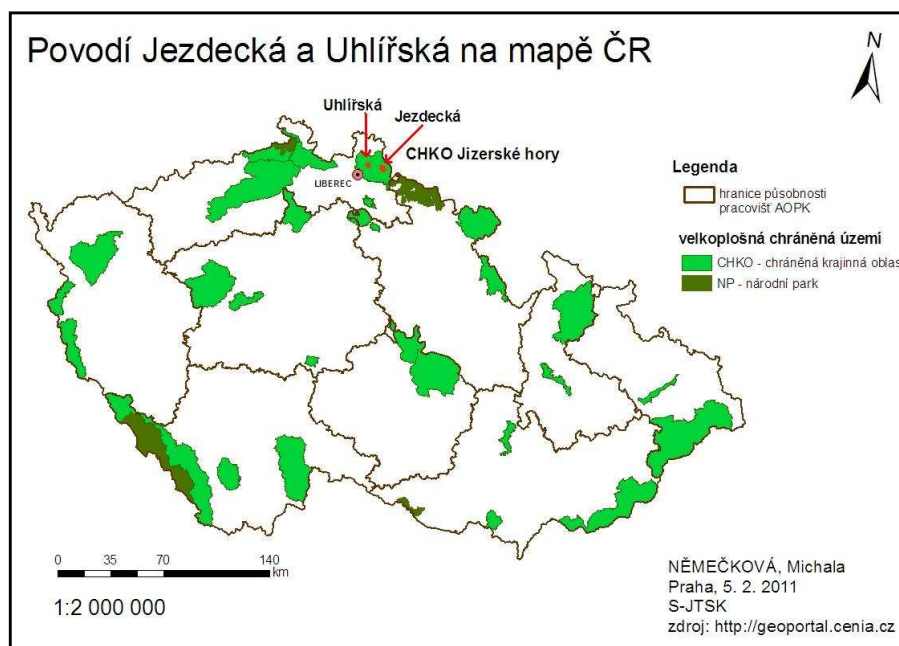
V této kapitole se práce zaměřuje na popis vybraných povodí pro aplikaci modelu Snowmelt runoff na území České republiky. Byla zvolena dvě experimentální povodí Českého hydrometeorologického ústavu – Jezdecká a Uhlířská v Jizerských horách. Jedná se o oblasti, kde se dlouhodobě a pravidelně měří potřebné hydrometeorologické veličiny.

Cílem této kapitoly je získání představy o základních fyzickogeografických charakteristikách zájmových území. Následující podkapitoly se věnují zejména geografické poloze, klimatickým a hydrologickým charakteristikám, geologickým a půdním poměrům a vegetaci na vybraných povodích s ohledem na vznik a akumulaci sněhové pokrývky a tání sněhu.

3.1 GEOGRAFICKÁ POLOHA A VODSTVO

Experimentální povodí Jezdecká i Uhlířská leží na severu České republiky v pohoří Jizerských hor (obr. 3.1). Nejvyšším vrcholem pohoří je Wysoka Kopa (1 127 m n. m.), která se nachází ve východní části Jizerských hor na území Polska. Nejvyšší horou české části je Smrk (1 124 m n. m.).

Jizerské hory mají poměrně hustou říční síť a jsou rozděleny rozvodím do povodí Labe a Odry, tj. do povodí Severního a Baltského moře. Jihozápadní a severní část hor je odvodňována Lužickou Nisou a Smědou do Baltského moře, jihovýchodní a východní část hor je odvodňována Kamenicí a Jizerou do Severního moře (Lhotský 1963).



Obr. 3.1: Mapa geografické polohy experimentálních povodí Jezdecká a Uhlířská.

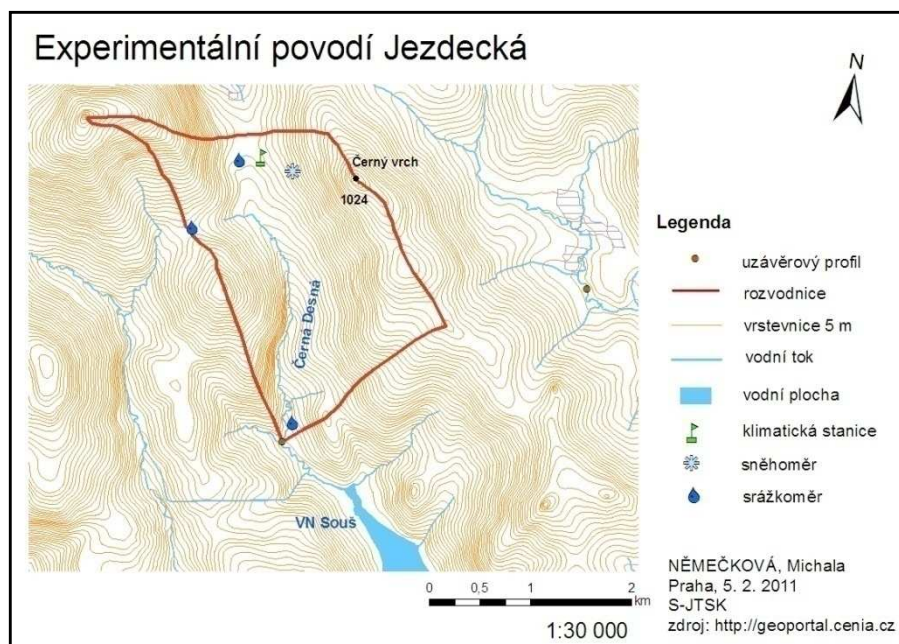
Povodí Jezdecká leží na řece Černá Desná ve východní části Jizerských hor. Řeka pramení v sedle mezi vrcholy Jizera (1 122 m n. m.) a Černý vrch (1 024 m n. m.), který je nejvyšším vrcholem povodí Jezdecká ležící na východě území v jeho horní třetině. Tok Černá Desná ústí do vodní nádrže Souš (příloha 1), která je zdrojem pitné vody pro Jablonec nad Nisou a přilehlé okolí. V úseku mezi přehradou a obcí Dolní Polubný se tvoří řada vodopádů (příloha 1). V obci Desná se řeka slévá s Bílou Desnou a vzniká řeka Desná, která se v Tanvaldě vlévá do Kamenice.

Povodí Uhlířská leží na řece Černá Nisa. Tok pramení na východním svahu Olivetské hory (886 m n. m.) ležící na západě území v jeho horní třetině, která je nejvyšším vrcholem povodí. Černá Nisa ústí do vodní nádrže Bedřichov (příloha 1), protéká Libercem a ve Stráži nad Nisou se vlévá do Lužické Nisy.

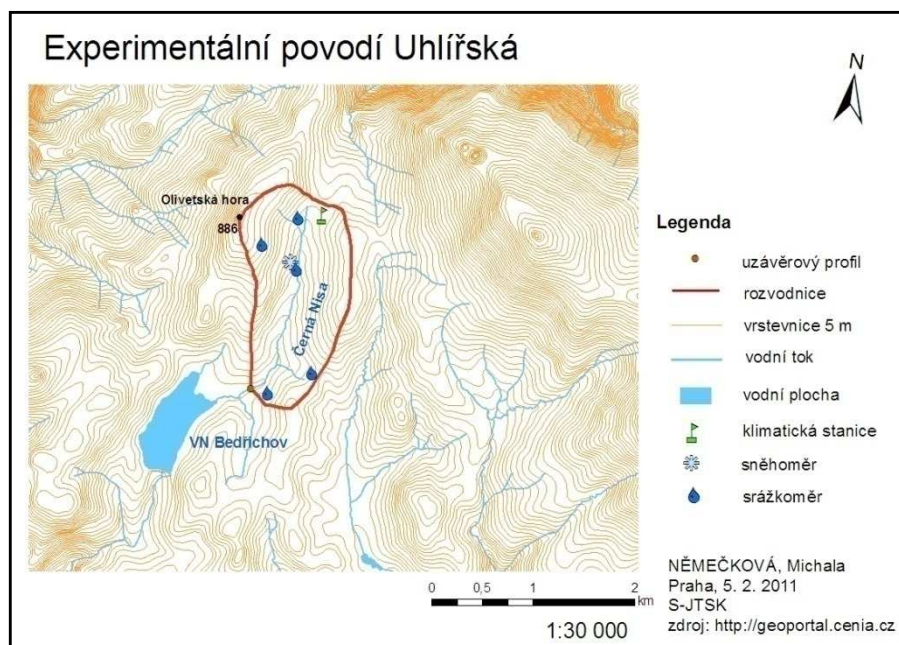
Obě povodí jsou exponována na jižních svazích hor, což je jeden z faktorů ovlivňující akumulaci a tání sněhové pokrývky. Jižně orientované svahy jsou intenzivněji osluňovány než svahy severní, a proto by zde mělo být tání rychlejší.

Pomocí geografického informačního softwaru ArcGIS 9.2 byly vykresleny rozvodnice experimentálních povodí Jezdecká a Uhlířská, přehledně označeny nejvyšší hory, řeky a vodní nádrže na povodích. Na základě práce Kulasové et al.

(2005) byly do mapových výstupů taktéž zakresleny přibližné polohy umístění srážkoměrů, sněhoměrů a klimatických stanic (obr. 3.2 a obr. 3.3).



Obr. 3.2: Experimentální povodí Jezdecká v Jizerských horách.



Obr. 3.3: Experimentální povodí Uhlířská v Jizerských horách.

3.2 EXPERIMENTÁLNÍ POVODÍ JIZERSKÝCH HOR

Vybraná povodí pro zpracování diplomové práce, tedy povodí Jezdecká na Černé Desné a Uhlířská na Černé Nise, patří mezi celkem sedm experimentálních povodí v Chráněné krajinné oblasti Jizerské hory. Zbývající experimentální povodí jsou Blatný rybník na Blatném potoce, Kristiánov na Kamenici, Jizerka na Jizerce, Smědava I na Bílé Smědě a Smědava II na Černé Smědě (Kulasová et al. 2005).

Experimentální povodí v Jizerských horách vznikala postupně od roku 1981. Zpočátku byly stanice obsluhovány dobrovolnými pozorovateli, od roku 1990 je obsluha profesionální. V roce 1996 byla povodí vybavena automatizovanou technikou a v roce 2004 novými přístroji české výroby (Kulasová et al. 2005, Kulasová et al. 2006).

Nadmořská výška všech povodí se pohybuje v rozmezí 700 až 1 100 m n. m., rozloha od 1,87 do 10,60 km². Celková plocha všech povodí je 37 km². Nejmenším povodím je Uhlířská, největším Jizerka (Kulasová et al. 2005). Fyzickogeografické a hydrologické charakteristiky a monitoring na experimentálních povodích jsou shrnuty v příloze 2.

Všechna povodí leží v pramenných oblastech Jizery (povodí Labe), Lužické Nisy a Smědě (povodí Odry). Do Labe je odvodňováno povodí Jizerka, Blatný rybník, Kristiánov a Jezdecká. Do Odry je odvodňováno povodí Uhlířská, Smědava I a Smědava II. (Kulasová et al. 2006).

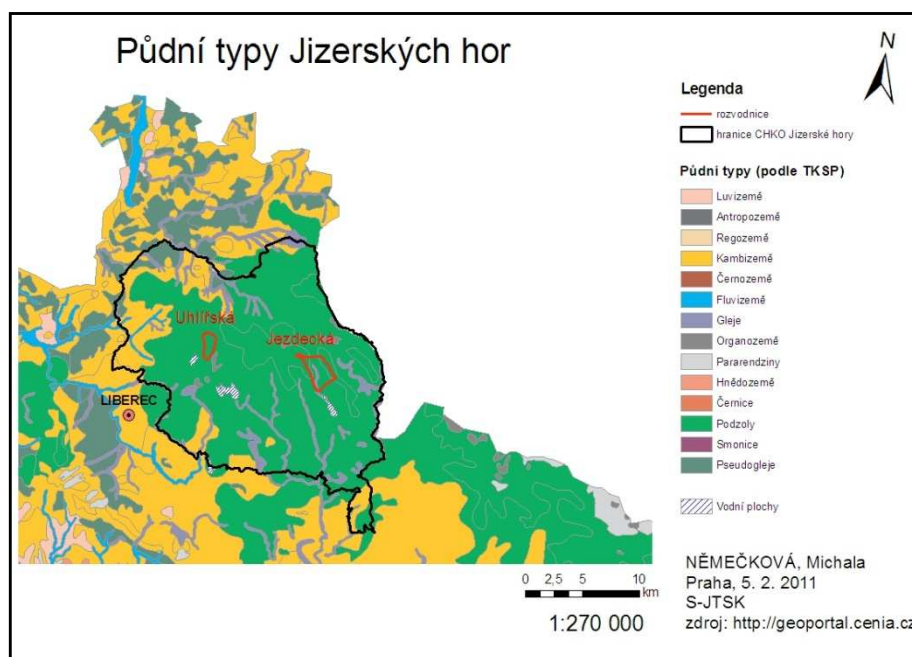
Na povodích se sleduje výška a vodní hodnota sněhu, dešťové srážky, stavy a průtoky povrchových vod, kvalita povrchových vod, a další. Provozní činnost a základní zpracování údajů zajišťuje správce povodí, kterým je Český hydrometeorologický ústav, oddělení experimentální hydrologie v Jablonci nad Nisou. Naměřená data z povodí Jezdecká a Uhlířská jsou využívány zahraničními partnery, jelikož spadají do soustavy povodí ERB, neboli European Representative and Experimental Basins (Kulasová et al. 2005).

3.3 GEOLOGICKÉ A PŮDNÍ POMĚRY

Geologické poměry dané oblasti určují míru propustnosti podloží a taktéž ovlivňují některé vlastnosti půdy. Jizerské hory jsou z hlediska geologického složení

tvořeny zejména horninami krkonošsko-jizerského krystalinika ohraničeného staršími metamorfovanými horninami (svory a fylity) a předvarinskými rulami a žulami. Žuly zaujímají v Jizerských horách největší plochu. Na některých lokalitách lze nalézt bazické a ultrabazické vyvělé výlevné horniny z mladších třetihor označované jako čediče (Brunclík et al. 1986, Jóža et Vonička 2004).

Půdy Jizerských hor (obr. 3.4) jsou kyselé až velmi silně kyselé (pH 3,5–5,5) a chudé na minerální látky, jelikož vznikají na horninách patřících k těžce rozložitelným a chudým na vyživující látky. Hlavními půdními typy jsou zde podzoly a kambizemě, časté jsou také vrchovištní organozemě, či gleje vyskytující se podél vodních toků (Jóža et Vonička 2004). Půdní typ ovlivňuje jakost podzemní a povrchové vody, rychlost infiltrace vody do půdy a retenční schopnost povodí, čímž ovlivňuje velikost povrchového odtoku.



Obr. 3.4: Jizerské hory s experimentálním povodím Jezdecká a Uhlířská podle půdního typu.

Jak již bylo uvedeno dříve, výměna tepla mezi sněhem a půdou bývá zanedbatelná ve srovnání s výměnou mezi sněhem a vzduchem. Tání na spodní straně sněhové pokrývky přispívá k půdní vlhkosti a podílí se na udržení základního odtoku v zimním období (Krejčí et Zezulák 2000).

3.4 VEGETACE

Vegetace Jizerských hor je dána zejména geografickou polohou oblasti, geologických podloží a půdním typem i klimatickými podmínkami. Největší zastoupení z hlediska vegetace zde mají lesy. Jak uvádí Józsa et Vonička (2004), významným společenstvem Jizerských hor jsou rašeliniště a druhově bohaté louky v podhůří s výskytem vstavačovitých rostlin, například s prhou arnikou (*Arnica montana*), prstnatcem májovým (*Dactylorhiza majalis*), či vachtou trojlistou (*Menyanthes trifoliata*).

3.4.1 Lesy

V minulosti byly Jizerské hory tvořeny zejména lesy a to druhy, které v drsných horských podmínkách dorůstaly velkých výšek a dožívaly se vysokého stáří. Jednalo se především o buk lesní (*Fagus sylvatica*), smrk (*Picea excelsa*) a jedli bělokorou (*Abies alba*). V důsledku působení člověka byla přirozená skladba lesů nahrazena smrkem, který byl hospodářsky výnosnou a rychle rostoucí dřevinou. Smrkové monokultury však nedokázaly odolávat náporu exhalací a hmyzím škůdcům a v 70. a 80. letech 20. století byly hory z více než 60 % odlesněny (Vonička et al. 2002, Kulasová et al. 2005).

Lesní pokryv má vliv na akumulaci a rychlost tání sněhové pokrývky, jak již bylo uvedeno dříve v textu. Lesní dřeviny ovlivňují množství srážek dopadajících na půdu, či sněhovou pokrývky. Srážky mohou být úplně zadrženy na koruně stromu (intercepce), některé srážky se poté vypaří (evaporace), či se zpožděním odkapají a stečou na povrch. V lese dochází také k pomalejšímu úbytku sněhové pokrývky a tedy i k pomalejšímu tání než na otevřené ploše vlivem stínění stromů (Šmídl et al. 2010).

Vliv postupného zalesňování Jizerských hor je patrný v jarním období, kdy sněhová pokrývky nepodléhá tak velkému výparu, protože je chráněna porostem. Jarní tání sněhu z oblastí pokrytých lesem je pomalejší, než z holých ploch. V lese se sníh může udržet až do května, zatímco z mýtin odtává nejčastěji v první dekádě dubna (Blažková et Kolářová 1994, Kulasová et al. 2005).

3.4.2 Rašeliniště

Rašeliniště jsou zvláštní ekosystém, který vzniká na konci doby ledové na nepropustném podloží na trvale zamokřených plochách. Vyskytuje se zde specifická vegetace, která po odumření tvoří rašelinu. V Jizerských horách se vyskytují zejména rašeliniště vrchovištní se zachovalou severskou flórou. Z rostlin zde roste například rašelinič červený (*Sphagnum rubellum*), suchopýr pochvatý (*Eriophorum vaginatum*), ostřice chudokvětá (*Carex pauciflora*), rosnatka okrouhlostá (*Drosera rotundifolia*), bříza trpasličí (*Betula nana*), a další (Jóža et Vonička 2004).

Živá rašeliniště mají významný vliv při zadržování vody v krajině z tajícího sněhu a přívalových srážek, čímž snižují odtok. Čím méně je povrch rašelinišť nasycen vodou, tím vyšší je schopnost zadržování vody. Díky kolísání objemu rašeliny v závislosti na příjmu a odpařování vody dokáže rašeliniště udržovat stálou vodní hladinu na toku (Jóža et Vonička 2004).

Na povodí Jezdecká se nachází pouze jedno rašeliniště U Studánky. Leží v pramenné části Černé Desné. Jedná se o vrchoviště o velikosti přibližně 40 × 40 m v nadmořské výšce 890 m n. m. (Jóža et Vonička 2004).

Po zalesnění pokrývá lesní porost více než dvě třetiny plochy povodí Uhlířská. Rašelina pokrývá horní třetinu povodí a větší část kolem řeky (Kulasová et al. 2005). Jak uvádí Jóža et Vonička (2004), jedná se v této lokalitě o ložiska rašeliny většinou bez rašelinné vegetace.

3.5 HYDROMETEOROLOGICKÉ CHARAKTERISTIKY

Z meteorologických pozorování se na experimentálních povodích v Jizerských horách provádí měření srážek, teploty vzduchu, směru větru, rychlosti větru, vlhkosti vzduchu, měří se globální sluneční záření, či teplota půdy. Dále se pozoruje výška a vodní hodnota sněhu a to na sněhoměrných profilech, nebo automatickou sněhoměrnou stanicí. Z hydrologických charakteristik se na limnigrafické stanici může zjistit vodní stav, průtok, teplota vody, či jakost vody (Kulasová et al. 2005).

Některými hydrometeorologickými charakteristikami, které mohou mít vliv na akumulaci a tání sněhové pokrývky, měřeními na povodí Jezdecká a Uhlířská se zabývají následující podkapitoly.

3.5.1 Teplota

Teplota vzduchu představuje veličinu charakterizující klima sledované oblasti a má výrazný vliv na akumulaci a tání sněhové pokrývky. Je také jedním ze vstupních proměnných do modelu SRM.

Jizerské hory jako celek patří z hlediska klimatických podmínek do oblasti chladné a bohaté na srážky. Na území se nachází dvě stanice klimatologické měřicí sítě ČHMÚ – Bedřichov, přehrada v nadmořské výšce 777 m n. m. a Desná, Souš ve výšce 772 m n. m. Dlouhodobá průměrná roční teplota vzduchu na těchto stanicích je 4,6 °C, ve vegetačním období (duben až září) přibližně 10,2 °C. Průměrná roční teplota vzduchu v podhůří v nadmořské výšce kolem 400 m je přibližně 7,5 °C, ve vegetačním období 13 °C. Z měření na stanicích Bedřichov a Souš v letech 1961–2004 lze odhadnout vzestupnou tendenci průměrných teplot vzduchu, a to jak v letním období, zimním období, i za celý rok (Kulasová et al. 2006, Kulasová et Bubeníčková 2009).

Na obou vybraných povodích pro zpracování diplomové práce se nachází klimatologická stanice. Na povodí Jezdecká leží v pramenné oblasti v nadmořské výšce 893 m n. m. a nese název Kůrovec. Na povodí Uhlířská se nachází v horní třetině území v nadmořské výšce 825 m n. m. a má název Prameny Černé Nisy (Kulasová et al. 2005).

Kulasová et Bubeníčková (2009) uvádí, že nejnižší teploty se v Jizerských horách vyskytují v lednu. Naopak nejteplejším měsícem je červenec. Průměrná teplota nad 10 °C se objevuje v květnu až září v nižších polohách a v červnu až srpnu v místech nad 800 m n. m.

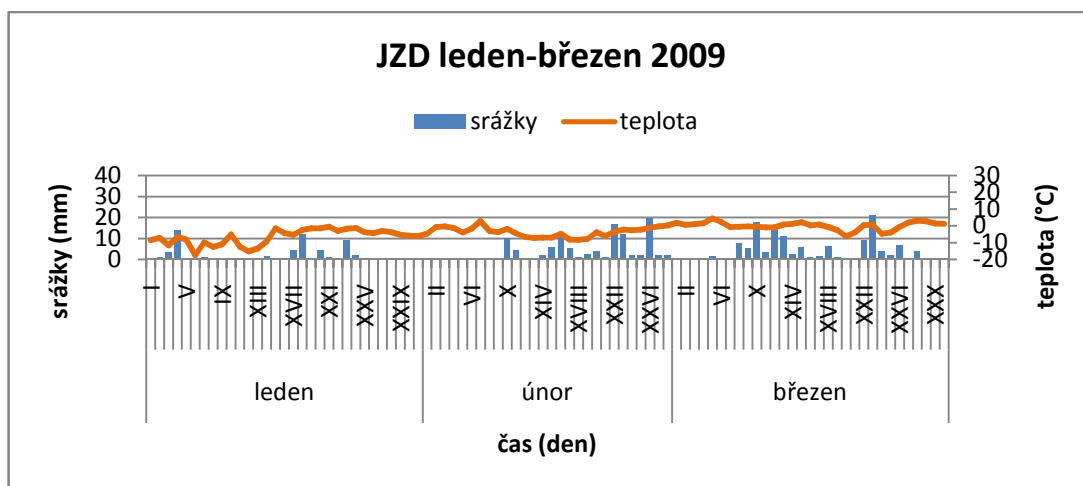
3.5.2 Srážky

Sněhové srážky jsou významné pro tvorbu sněhové pokrývky. Na druhou stranu srážky dešťové ovlivňují zrání sněhové pokrývky a její postupné tání. Úhrn srážek je vstupní proměnnou do modelu Snowmelt runoff.

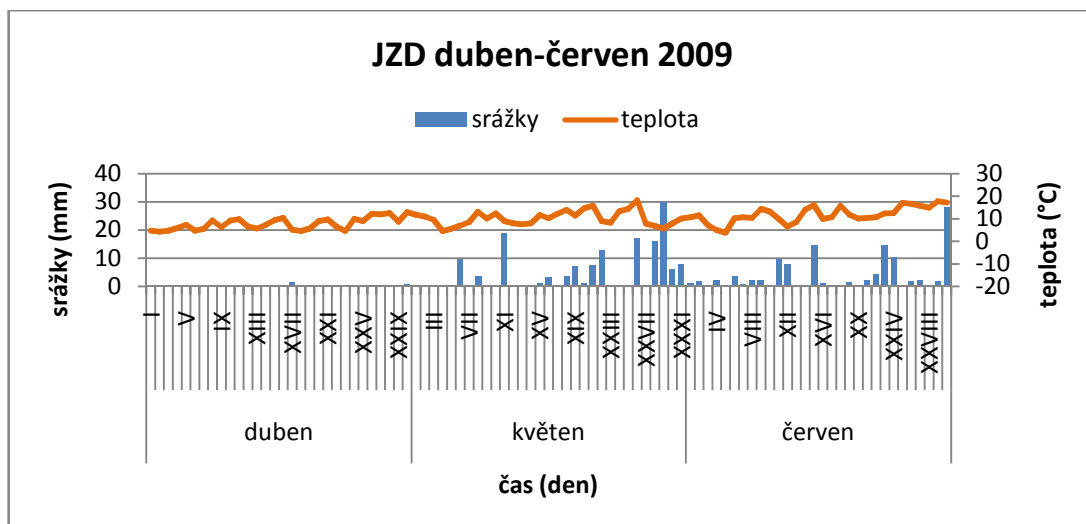
Hodnoty srážkových úhrnů závisí na poloze stanic a jejich expozici. Celoroční srážkový úhrn na klimatologické stanici Bedřichov, přehrada a Desná, Souš je 1 233 a 1 340 mm, ve vegetačním období (duben až září) 680 a 647 mm. Průměrný roční srážkový úhrn v podhůří je přibližně 804 až 965 mm, ve vegetačním období 467 až 585 mm (Kulasová et Bubeníčková 2009). Na povodí Jezdecká leží 3 srážkoměry a průměrný roční úhrn srážek je zde podle Kulasové et al. (2005) 1 500 mm. Na povodí Uhlířská leží 5 srážkoměrů a průměrný roční úhrn srážek je 1 400 mm.

Kulasová et Bubeníčková (2009) ve své práci uvádějí, že největší průměrné měsíční srážky v Jizerských horách bývají v červenci a srpnu, na horách také v prosinci a lednu. Naopak nejméně srážek spadne v únoru, březnu, někdy i v říjnu.

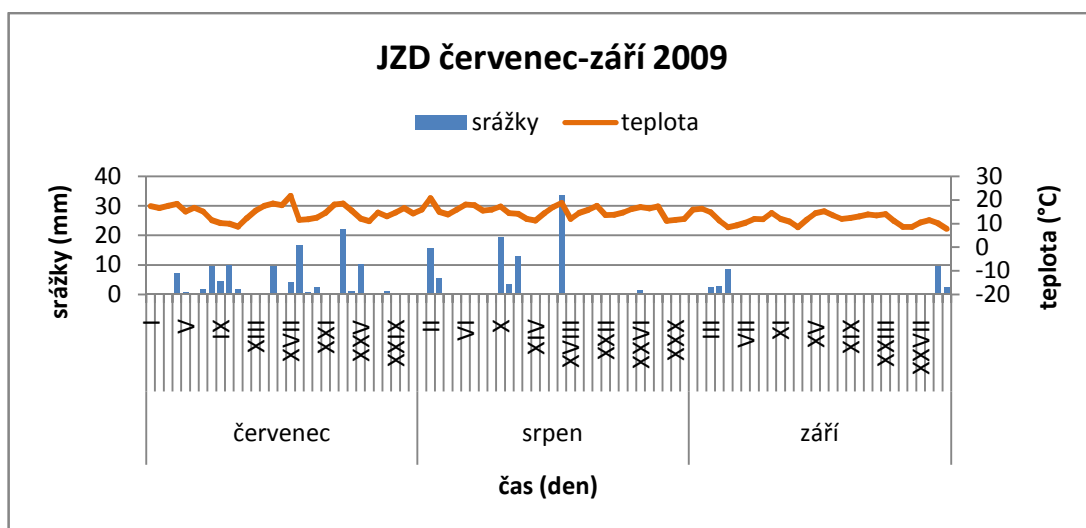
Vztah denního úhrnu srážek a průměrné denní teploty ve vybraném roce je uveden na obrázcích 3.5 až 3.8 pro povodí Jezdecká a na obrázcích 3.9 až 3.12 pro povodí Uhlířská. Naměřené hodnoty odpovídají teoretickým poznatkům uvedeným výše o nejvyšších a nejnižších teplotách i nejvyšších a nejnižších úhrnech srážek. Vztah měsíčního úhrnu srážek a průměrné měsíční teploty během celého sledovaného období je zobrazen v příloze 3.



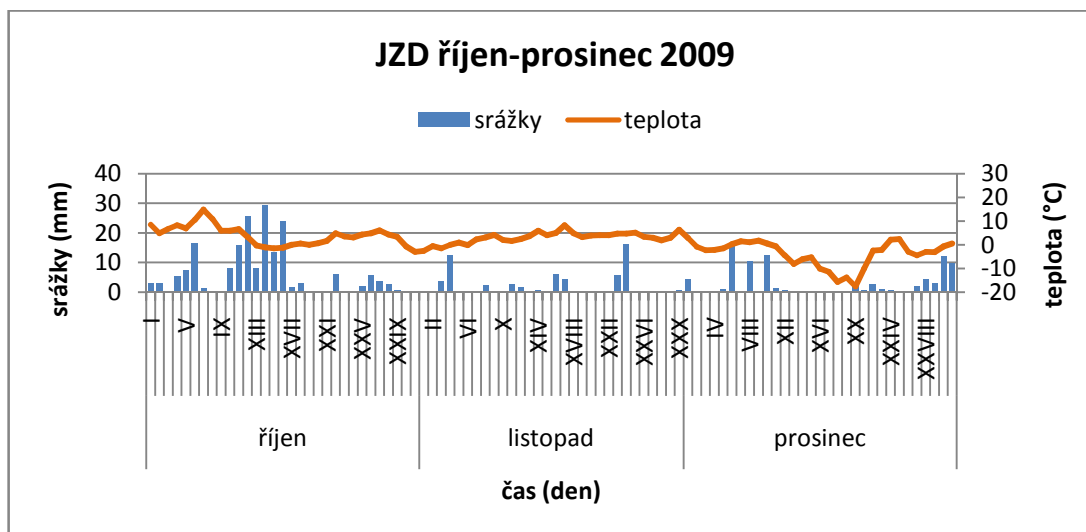
Obr. 3.5: Prům. denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek Jezdecká (I.–III. 09).



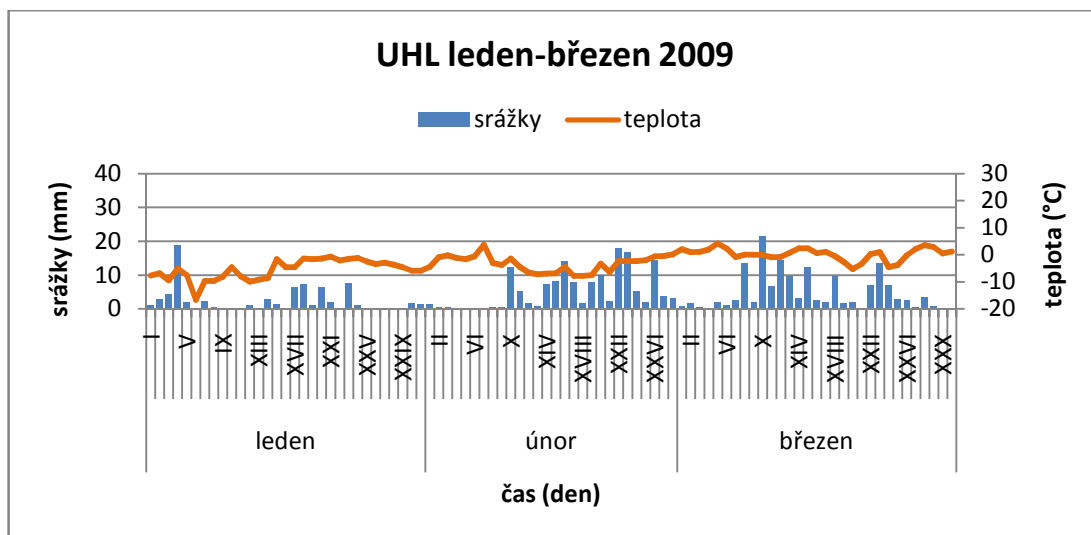
Obr. 3.6: Prům. denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek Jezdecká (IV.–VI. 09).



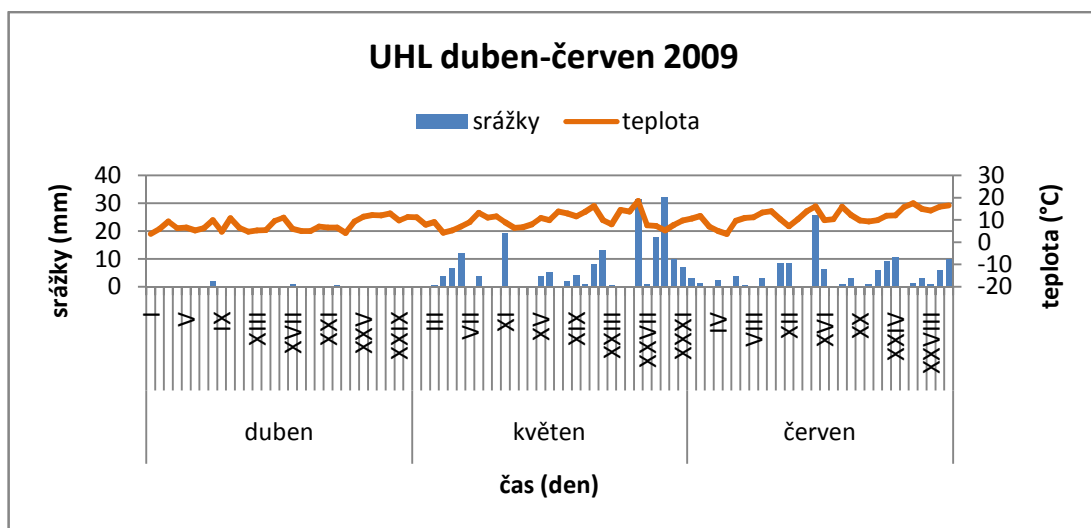
Obr. 3.7: Prům. denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek Jezdecká (VII.–IX. 09).



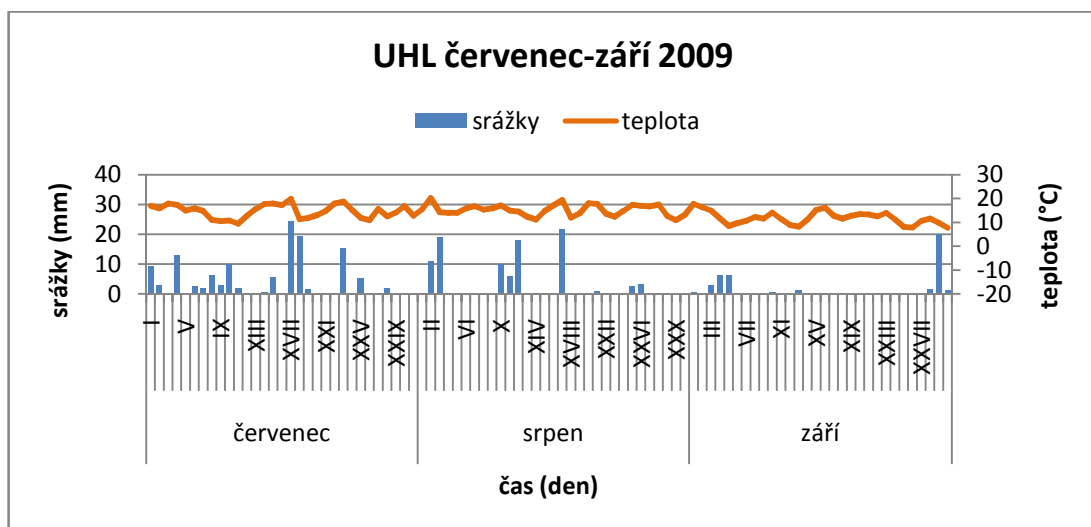
Obr. 3.8: Prům. denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek Jezdecká (X.–XII. 09).



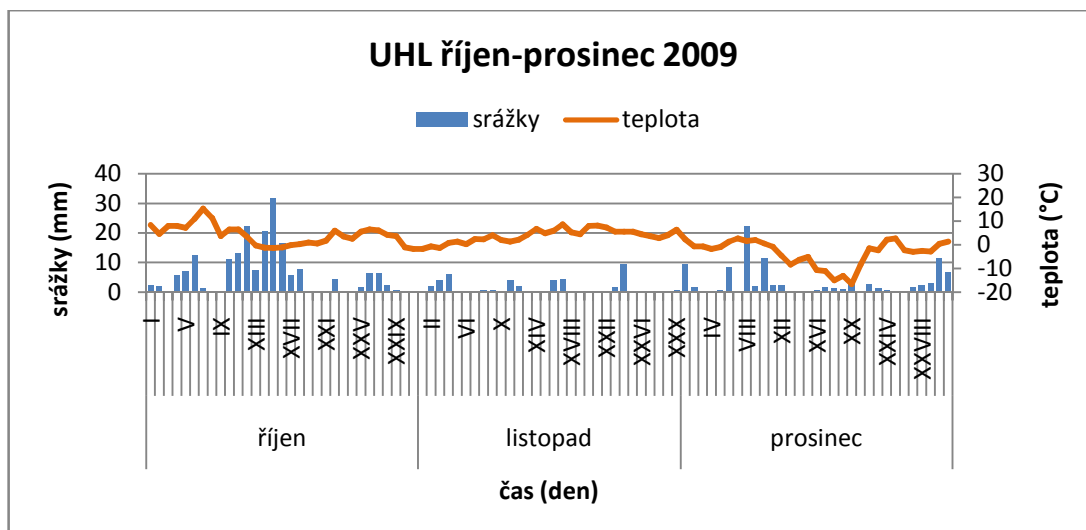
Obr. 3.9: Prům. denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek Uhlířská (I.–III. 09).



Obr. 3.10: Prům. denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek Uhlířská (IV.–VI. 09).



Obr. 3.11: Prům. denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek Uhlířská (VII.–IX. 09).



Obr. 3.12: Prům. denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek Uhlířská (X.–XII. 09).

3.5.3 Sněhová pokrývka

Jizerské hory jsou známé bohatou sněhovou pokrývkou. V průběhu let se výška sněhové pokrývky mění, což je dáno teplotou vzduchu, množstvím srážek a jejich časovým rozložením (Kulasová et al. 2006). Do modelu SRM se jako vstupní proměnná vkládá poměr plochy pokryté sněhem a celkové plochy povodí.

Sníh v Jizerských horách napadne obvykle v polovině prosince a taje v polovině nebo koncem dubna (Kulasová et al. 2005). Jak uvádí Tolasz et al. (2007), průměrné datum první sněhové pokrývky v Jizerských horách je mezi 20. a 31. říjnem, průměrné datum poslední sněhové pokrývky je mezi 30. dubnem a 10. květnem a průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou leží v rozmezí 140 až 160 dní.

Sněhoměrná měření se provádí na experimentálních povodích od roku 1982. Výška sněhu se měří v daných sněhoměrných profilech v 10 bodech, vodní hodnota ve 3 bodech. V Jizerských horách se nachází sněhoměrné profily v lese i na mýtině. Z odlesněných ploch sníh odtává rychleji, rychleji se i z povrchu sněhové pokrývky odpařuje (Kulasová et al. 2006, Kulasová et Bubeníčková 2009).

Celková výška sněhové pokrývky se na povodí měří pomocí sněhoměrné latě, nově napadaný sníh pomocí sněhoměrného prkénka. Vodní hodnota sněhu se na povodí Uhlířská měří od roku 1997 pomocí sněhového polštáře a váhového sněhoměru. Způsoby měření jsou vysvětleny v kapitole 2.2. Od roku 2009 jsou data

vodní hodnoty sněhu z povodí Uhlířská pouze z váhového sněhoměru, kvůli nespolehlivosti těsnění pryžového vaku polštářového sněhoměru (Šmídl et al. 2010).

Na povodí Jezdecká se nachází 6 sněhoměrných profilů, na povodí Uhlířská se od roku 1981 ručně měří výška a vodní hodnota sněhu také na 6 lokalitách. Měření zajišťují pracovníci ČHMÚ a provádí se jednou týdně na otevřené ploše i v lese. Ruční měření provádí i pracovníci VÚV T. G. M. kvůli kontrole automatického měření. V severní části povodí Uhlířská se u klimatologické stanice nachází v nadmořské výšce 810 m n. m. automatická sněhoměrná stanice Tomšovka (Šmídl et al. 2010).

Kulasová et Bubeníčková (2009) ve své práci uvádějí, že množství srážek a výška sněhové pokrývky se zvyšují směrem od západu k východu. To se potvrdilo i na základě poskytnutých dat z ČHMÚ pro zpracování diplomové práce. Na Jezdecké jsou obecně vyšší srážkové úhrny i vyšší sněhová pokrývka než na Uhlířské.

3.5.4 Průtok

V Jizerských horách panuje drsné počasí a celá vrcholová část hor bývá často zasažena intenzivními srážkami, které vyvolávají vysoké průtoky. Nežádka se zde objevují povodně (Kulasová et Bubeníčková 2009).

Průtok je na povodích měřen pomocí limnigrafů, které se nacházejí v uzávěrových profilech jednotlivých experimentálních povodí. První stanice byly v roce 1981 postaveny na povodí Jezdecká a Uhlířská a hned byly vybaveny přepady (Blažková et Kolářová 1994).

Kulasová et al. (2005) uvádí průměrný roční dlouhodobý průtok na povodí Jezdecká přibližně $0,190 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a na povodí Uhlířská $0,063 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Podle dat poskytnutých z ČHMÚ pro zpracování předložené diplomové práce, je průměrný roční průtok na povodí Jezdecká $0,191 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a na povodí Uhlířská $0,057 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Grafy průtoků jsou zobrazeny dále v kapitole 5.3 v rámci praktické aplikace modelu Snowmelt runoff.

4. SNOWMELT RUNOFF MODEL

Snowmelt runoff model (SRM) je modelem, který byl využit pro praktickou aplikaci na povodích v České republice v rámci předložené diplomové práce. Následující kapitola se zabývá teoretickými fakty o modelu, tj. jeho strukturou, použitím, vstupními proměnnými a parametry. Metodika zpracování práce, grafické výstupy a slovní popis z praktické aplikace modelu jsou uvedeny dále v kapitole 5.

Model SRM byl vytvořen v 70. letech 20. století pro simulaci a předpověď denních průtoků pro horská povodí, ve kterých bylo tání sněhu hlavním faktorem ovlivňujícím odtok (Martinec et al. 2008). Model byl vyvinut na základě experimentálních měření na dvou horských povodích v centrální Evropě – povodí Dischma v Alpách (Švýcarsko) a Modrý Důl v Krkonoších (Česká republika) (Martinec 1975).

S vývojem modelu a jeho aplikací na nejrůznějších povodích na celém světě se došlo k závěru, že dominantní role tání sněhu není nezbytnou podmínkou použitelnosti modelu. Také se zdá, že zde nejsou limity ve velikosti povodí, ani rozsahu nadmořské výšky (Martinec et al. 2008).

Na šesti vybraných povodích bylo provedeno mezinárodní srovnání modelů řešících odtok z tání sněhu, které organizovala Světová meteorologická organizace (WMO). Model SRM byl jedním z 11 modelů, který se testu zúčastnil, a jako jediný využíval dálkové snímaná data pro získání vstupních hodnot (Rango 1988). Po simulaci byla spočítána kritéria přesnosti, konkrétně koeficient determinace (R^2), objemový rozdíl (D_v) a koeficient přírůstku (DG) (blíže o kritériích v kapitole 4.6), podle nichž se zjistilo, že nejlepších výsledků dosáhl právě Snowmelt runoff model (Rango et al. 1990).

4.1 POČÍTAČOVÝ PROGRAM MODELU SRM

První počítačová verze modelu, jež byl napsán v jazyce Fortran, byla publikována v roce 1983 a byla použitelná pouze na velkých sálových počítačích (tzv. mainframe). V roce 1986 vznikla verze Micro-SRM, 1.0, která byla již použitelná v mikropočítačích s operačním systémem DOS. Postupnými úpravami a propracováním se došlo až k verzi 4.0, avšak SRM jako takový zůstal nezměněn a relativně jednoduchý (Martinec et al. 2008).

WinSRM je první verzí modelu, kterou lze použít v operačním systému Microsoft Windows. Zároveň je stále kompatibilní s předcházejícími soubory vytvořenými v systému DOS. Základní algoritmus programu zůstal nezměněn, změnilo se grafické uživatelské rozhraní (GUI) a princip ukládání dat do paměti (Martinec et al. 2008). Aktuální verze modelu a verze, která byla použita pro zpracování dat na vybraných povodích České republiky v rámci této diplomové práce, je WinSRM, 1.12. Počítačový program je k dispozici volně ke stažení.

Vzhledem k tomu, že program nepodporuje český jazyk a pracuje s anglickým zobrazením data a času, tj. například 11/14/2010, 3:08 PM se chápe jako 14. listopadu 2010, 15:08, je nutné před použitím počítačového programu nastavit angličtinu v Ovládacích panelech počítače, v záložce Místní a jazyková nastavení.

4.2 POUŽITÍ A STRUKTURA MODELU

Snowmelt runoff model je hodnocen jako model deterministický, konceptuální, distributivní a fyzikálně založený (Rango 1992). Model lze použít, jak uvádí Martinec et al. (2008), v povodích téměř jakékoliv rozlohy (od 0,76 do 917,44 km²) a jakéhokoliv rozsahu nadmořských výšek. Byl aplikován různými agenturami, institucemi a univerzitami na více než 100 povodích ve 29 zemích.

Model slouží pro následující účely (Martinec et al. 2008):

- 1) Simulace denních průtoků v době tání sněhu, během celého roku, nebo v průběhu několika let.
- 2) Krátkodobá a sezónní předpověď odtoku.
- 3) Vyhodnocení potenciálního vlivu klimatických změn na sezónní sněhovou pokrývku a odtok.

Pokud není řešené povodí rozděleno do více zón, základní rovnice výpočtu průměrného denního průtoku je následující (Engman et al. 1989):

$$Q_{n+1} = [c_{Sn} \cdot a_n \cdot (T_n + \Delta T_n) \cdot S_n + c_{Rn} \cdot P_n] \cdot \frac{A \cdot 10000}{86400} \cdot (1 - k_{n+1}) + Q_n \cdot k_{n+1} \quad (4.1)$$

kde Q je průměrný denní průtok [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], c_S je odtokový koeficient pro tání sněhu, c_R je odtokový koeficient pro déšť, a je degree-day faktor [$\text{cm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$], T je počet degree-days [$^\circ\text{C} \cdot \text{d}$], ΔT je počet degree-days upraven podle teplotního gradientu [$^\circ\text{C} \cdot \text{d}$], S je poměr plochy pokryté sněhem ku celkové ploše, P jsou srážky přispívající k odtoku [cm], A je plocha povodí [km^2], k je koeficient poklesu průtoku v období bez tání sněhu nebo srážek, n je pořadí dnů během sledovaného období. Zlomek $\frac{10000}{86400}$ slouží pro převod [$\text{cm} \cdot \text{km}^2 \cdot \text{d}^{-1}$] na [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$].

Pokud rozsah nadmořské výšky sledovaného povodí překračuje 500 m, doporučuje se, aby bylo povodí rozděleno do více zón (více viz kapitola 4.3). Rovnice pro řešení průměrného denního průtoku pak bude pro 3 zóny A, B a C vypadat takto (Martinec et al. 2008):

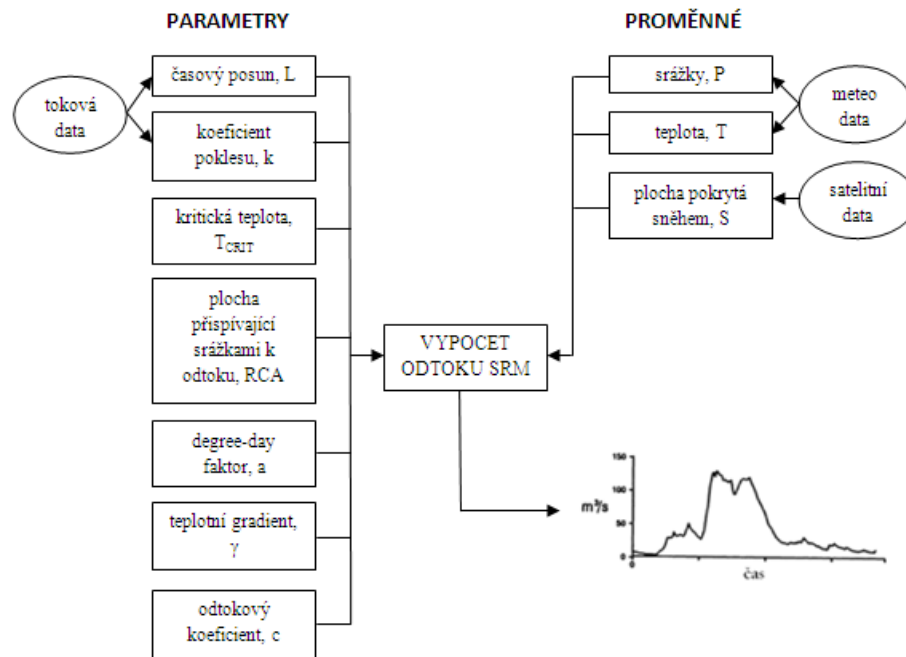
$$Q_{n+1} = \left\{ \begin{array}{l} [c_{SA_n} \cdot a_{A_n} \cdot (T_n + \Delta T_{A_n}) \cdot S_{A_n} + c_{RA_n} \cdot P_{A_n}] \cdot \frac{A_A \cdot 10000}{86400} + \\ [c_{SB_n} \cdot a_{B_n} \cdot (T_n + \Delta T_{B_n}) \cdot S_{B_n} + c_{RB_n} \cdot P_{B_n}] \cdot \frac{A_B \cdot 10000}{86400} + \\ [c_{SC_n} \cdot a_{C_n} \cdot (T_n + \Delta T_{C_n}) \cdot S_{C_n} + c_{RC_n} \cdot P_{C_n}] \cdot \frac{A_C \cdot 10000}{86400} \end{array} \right\} \cdot (1 - k_{n+1}) + Q_n \cdot k_{n+1} \quad (4.2)$$

Exponenty A, B, C odkazují na příslušné zóny. Ostatní ukazatele jsou shodné s ukazateli z rovnice 4.1.

Model není považován za kalibrační, ale je utvořen tak, aby uživatel použil předvolené fyzikálně založené hodnoty pro relativně malý počet parametrů, který model vyžaduje. Nicméně pokud bude při práci s programem nutné předvolené hodnoty upravit, začíná se s odtokovým koeficientem c (Ferguson 1999).

Potřebnými daty pro běh modelu jsou informace o povodí (hranice řešené oblasti, rozdělení do zón podle nadmořské výšky), proměnné (teplota vzduchu, srážky, plocha pokrytá sněhem) a parametry modelu (odtokový koeficient, teplotní

gradient, časový posun, aj.). Práce se těmito daty zabývá v podkapitolách 4.3 až 4.5. Schematický diagram vstupních dat je zobrazen na obrázku 4.1.



Obr. 4.1: Schematický diagram vstupních dat do modelu SRM (Rango 1992, upraveno).

4.3 ZÓNY POVODÍ A HYSOMETRICKÁ KŘIVKA

Před samotným použitím modelu je vhodné stanovit hranice řešeného povodí a ohraničené území zobrazit na mapě ve vhodném měřítku. Toho lze později využít například při určení poměru plochy pokryté sněhem k celkové ploše (proměnná S z rovnice 4.1) ze satelitních snímků.

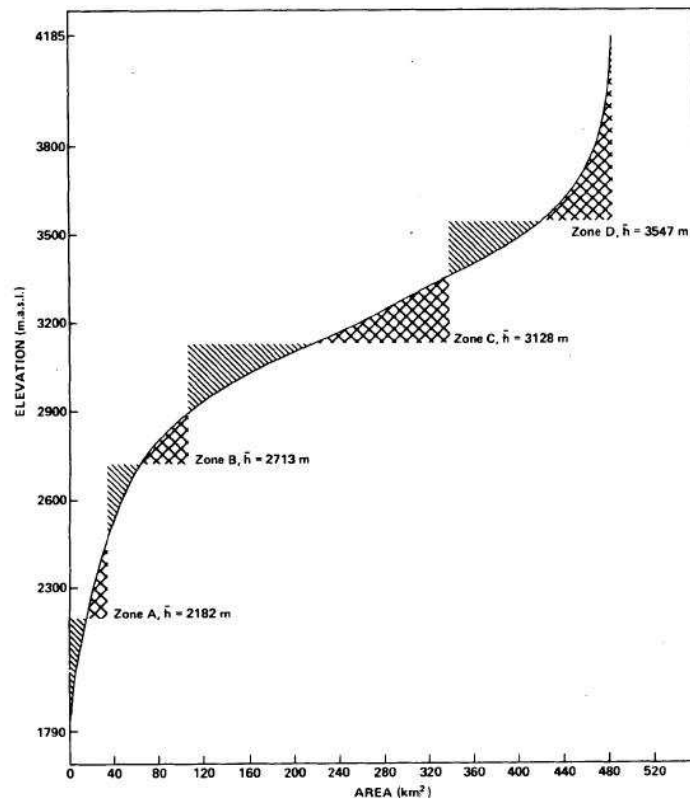
Pokud se řeší rozsáhlá území, doporučuje se povodí rozdělit podle nadmořské výšky do více zón, tzv. hydrologických jednotek odezvy (HRU¹), v intervalu přibližně 500 m (Martinec et al. 2008). Při rozdělení povodí do více zón se při práci s modelem určují hodnoty jednotlivých proměnných a parametrů zvláště pro každou HRU. Model SRM umožňuje rozdělit povodí až na 16 zón.

Střední hypsometrická nadmořská výška (\bar{h}) se určí z grafu závislosti plochy povodí na nadmořské výšce tím, že se balancuje plocha nad a pod \bar{h} jak je ukázáno na obrázku 4.2. Tato hodnota je brána jako nadmořská výška příslušné zóny povodí,

¹ V anglické literatuře „hydrological response unit“, pozn. autorky.

do které je extrapolována teplota pro výpočet hodnoty degree-days (viz rovnice 4.4) (Martinec et al. 2008).

Jelikož rozsah nadmořských výšek povodí Jezdecká i Uhlířská je menší než 500 m, území nebyla rozdělena do více zón, ale byla řešena jako celek.



Obr. 4.2: Určení střední hypsometrické nadmořské výšky \bar{h} pro jednotlivé zóny povodí (Rango et Martinec 1981).

4.4 PROMĚNNÉ

Mezi hlavní vstupní proměnné patří teplota vzduchu, úhrn srážek a plocha povodí pokrytá sněhem (Martinec et al. 2008). Do modelu lze zadat ještě tzv. čisté záření¹, jehož hodnota však není vyžadována. Vstupní data v podstatě popisují meteorologické podmínky řešeného území pro sledované období. Proměnné mohou být získány z pozemního měření, či dálkového průzkumu (Eigdir 2003). Do tabulky proměnných se zadávají taktéž hodnoty průtoku, které slouží pro ověření přesnosti modelu (více v kapitole 4.6).

¹ V anglické literatuře „net radiation“, pozn. autorky.

4.4.1 Teplota, T

Teplota vstupující do modelu musí být průměrná denní, nebo jsou vyžadovány dvě hodnoty, a to teplota minimální (T_{MIN}) a maximální (T_{MAX}). Ve druhém případě se průměrná denní teplota spočítá podle vzorce 4.3 (Martinec et al. 2008):

$$\bar{T} = \frac{T_{MAX} + T_{MIN}}{2} \quad (4.3)$$

Hodnota degree-days (T z rovnice 4.1) je buď průměrná denní teplota, která odpovídá 24 hodinové periodě začínající většinou v 06:00 hodin, nebo je rovna 0 °C, podle toho, která z těchto hodnot je větší (Brubaker et al. 1996).

Úprava podle teplotního gradientu (ΔT z rovnice 4.1) se spočítá jako (Martinec et al. 2008):

$$\Delta T = \gamma \cdot (h_{st} - \bar{h}) \cdot \frac{1}{100} \quad (4.4)$$

kde γ je teplotní gradient [°C na 100 m], h_{st} je nadmožská výška srážkoměrné stanice [m], \bar{h} je střední hypsometrická nadmožská výška [m].

Pokud vyjde součet ($T + \Delta T$) z rovnice 4.1 záporný, program automaticky nastaví tuto hodnotu jako 0, aby nebylo počítáno se záporným táním sněhu (Martinec et al. 2008).

4.4.2 Srážky, P

Srážky, které spadnou na povodí, mohou být buď dešťové, nebo sněhové. O druhu srážky rozhoduje kritická teplota, T_{CRIT} .

Pokud je srážka určena jako sníh (tj. $T < T_{CRIT}$), zpoždění odtoku závisí na tom, zda sníh spadl na plochu pokrytou sněhem, či na část povodí bez sněhové pokrývky. Nový sníh spadlý na zasněžený povrch se stane součástí sněhové pokrývky. Sníh spadlý na volnou plochu je považován za srážku, která přispěje k tání hned, jakmile se teplota zvýší natolik, aby bylo tání uskutečněno (Martinec et al. 2008).

4.4.3 Plocha pokrytá sněhem, S

Pro horská povodí je typickou vlastností, že se rozsah sezónní sněhové pokrývky během období tání sněhu pozvolna snižuje. Vstupními daty do modelu jsou denní hodnoty plochy pokryté sněhem, které mohou být interpolovány z hodnot periodicky měřené sněhové pokrývky, odhadnuty z leteckých snímků, či nejučinněji pomocí satelitů, jak již bylo uvedeno dříve v kapitole 2.3.

Proměnná S nabývá hodnot od 0 (bez sněhové pokrývky) do 1 (plocha povodí plně pokryta sněhovou pokrývkou).

4.5 PARAMETRY

Základní vlastností parametrů SRM je to, že nejsou kalibrovány ani optimalizovány historickými daty. Mohou být buď určeny z měření, nebo odhadnuty na základě charakteristiky povodí, fyzikálních zákonů nebo teoretických, či empirických regresních vztahů. Případné následné upravení parametrů by nikdy nemělo převyšovat rozsah hydrologicky přípustných hodnot (Martinec et al. 2008).

Vstupními parametry modelu jsou odtokový koeficient, degree-day faktor, teplotní gradient, kritická teplota, plocha přispívající srážkami k odtoku, koeficient poklesu a časový posun. Všechny parametry lze v modelu měnit v denním kroku a hodnoty se mohou lišit i pro jednotlivé zóny povodí (Martinec et al. 2008).

Jednotlivé parametry mají vliv na výslednou křivku modelovaného odtoku. Porovnáním změn tvaru křivky odtoku při změně jednoho parametru se zabývá kapitola 5.1.

4.5.1 Odtokový koeficient, c

Odtokový koeficient odpovídá za ztráty, které jsou rozdílem mezi dostupným objemem vody (ze srážek a odtátého sněhu) a odtokem z povodí. Větší ztráty znamenají menší odtokový koeficient (Martinec et al. 2008).

Na začátku období tání jsou ztráty obvykle velmi malé, protože jsou omezeny jen na odpařování z povrchu sněhové pokrývky. Postupně se ztráty zvyšují, jelikož dojde na některých místech již k odkrytí půdy a růstu vegetace, tudíž se musí počítat

se ztrátami evapotranspirací a intercepcí. Ke konci období tání sněhu se ztráty mohou opět zmenšovat a odtokový koeficient zvětšovat, jelikož na povodí převládá přímý říční odtok ze zbývající sněhové pokrývky (Martinec et al. 2008).

Počítačový program WinSRM připouští rozdílný odtokový koeficient pro sněh (c_S) a pro déšť (c_R). Odtokový koeficient je prvním parametrem pro změnu při kalibraci, pokud není simulace odtoku dostatečně přesná.

4.5.2 Degree-day faktor, a

Degree-day faktor a [$\text{cm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$] převádí počet degree-days T [$^\circ\text{C} \cdot \text{d}$] na denní výšku tání M [cm] (Martinec 1975):

$$M = a \cdot T \quad (4.5)$$

Hrádek et Kuřík (2008) degree-day faktor definují jako poměr výšky vrstvy vody, která vznikla táním sněhu za 24 hodin, a průměrné hodnoty kladných teplot vzduchu v tomto časovém úseku.

Degree-day faktor není konstanta, ale mění se se změnou vlastností sněhu během období tání. Pokud je sněhová pokrývky rozptýlena na povodí, správně určený degree-day faktor bude produkovat méně odtáté vody, než 100% pokryté povodí sněhem (Martinec et al. 2008). Na hodnotu degree-day faktoru má vliv i skladba vegetace, rychlost a směr převládajících větrů, reliéf terénu a to, zdali se jedná o volný prostor, či les. Obecně platí, že větší hodnoty budou na volné ploše a na svazích, kde působí více slunečního záření. Naopak nižší hodnoty budou na místech více zastíněných (Šmídl et al. 2010).

Degree-day faktor se dá odhadnout pomocí hustoty sněhu a vody přes empirický vztah (Martinec 1960):

$$a = 1,1 \cdot \frac{\rho_S}{\rho_W} \quad (4.6)$$

kde a je degree-day faktor [$\text{cm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$], ρ_S je hustota sněhu, ρ_W je hustota vody. Hustota sněhu je ukazatelem měnících se vlastností sněhu, které podporují tání. Pokud hustota sněhu roste, albedo se snižuje, obsah vody ve sněhu také roste a hodnota degree-day je vyšší (Martinec et al. 2008).

4.5.3 Teplotní gradient, γ

Pokud se na povodí vyskytují klimatické stanice pro měření teploty v různých nadmořských výškách, teplotní gradient může být určen z historických dat. V opačném případě se gradient určí analogicky podle okolních povodí, nebo odhadem podle klimatických podmínek dané oblasti. Aplikovatelným teplotním gradientem pro SRM je $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ na 100 m, mírně vyšší hodnota pro vysoká horská povodí (Martinec et al. 2008).

V programu WinSRM se γ -hodnota může měnit v průběhu simulace. Teplotní gradient může být předem určen, nebo ho lze měnit pro jednotlivé dny podle meteorologické situace, např. změna γ -hodnoty při teplotní inverzi (Martinec et al. 2008).

4.5.4 Kritická teplota, T_{CRIT}

Kritická teplota určuje, zda jsou měřené srážky sněhové, nebo dešťové. V modelu se podle T_{CRIT} rozhodne, jestli srážka okamžitě přispívá k odtoku (v případě deště, tj. $T \geq T_{CRIT}$), nebo se akumuluje na ploše a její příspěvek do odtoku je zpožděn (v případě sněhu, tj. $T < T_{CRIT}$) (Martinec et al. 2008).

4.5.5 Plocha přispívající srážkami k odtoku, RCA ¹

Pokud jsou srážky vyhodnoceny podle kritické teploty T_{CRIT} jako dešť, nastanou dvě možnosti dalšího řešení. V první ($RCA = 0$) se předpokládá, že přšelo na sněhovou pokrývku na začátku období tání, kdy je sníh ještě suchý, a srážka je pokrývkou zadržena. V tomto případě dešť přispívá k odtoku, pouze pokud spadla srážka na plochu bez sněhové pokrývky. Ve druhém případě ($RCA = 1$) prší na pokrývku již zralou a stejné množství vody, které spadne ve formě srážek, přispívá k odtoku z povodí (Martinec et al. 2008).

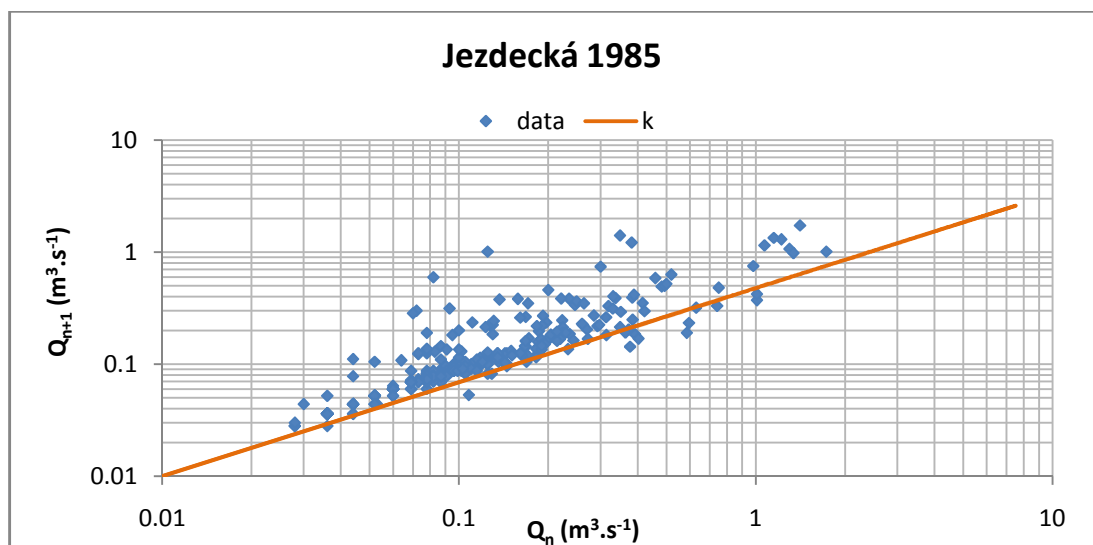
¹ V anglické literatuře „rainfall contributing area“, pozn. autorky.

4.5.6 Koeficient poklesu, k

Koeficient poklesu transformuje vstupní data na příslušný odtok z povodí. Jeho hodnota je obecně nižší v malých povodích, než v rozlehlejších oblastech (Rango et Martinec 1979, Seidel et Martinec 2002).

Hodnotu koeficientu poklesu lze určit z logaritmického grafu závislosti Q_n na Q_{n+1} , tj. průtoku v n -tém dni a $n+1$ dni z dolní obalové křivky dat (obr. 4.3). Hodnota k se určí podle rovnice 4.7 (Martinec et al. 2008):

$$k = \frac{Q_{n+1}}{Q_n} \quad (4.7)$$



Obr. 4.3: Graf závislosti průtoků v hydrologickém roce 1985 na povodí Jezdecká s křivkou pro určení koeficientu poklesu.

Důležité je, že koeficient poklesu není konstanta, ale roste s klesajícím průtokem podle rovnice 4.8 (Martinec et al. 2008):

$$k_{n+1} = x \cdot Q_n^{-y} \quad (4.8)$$

kde konstanty x a y musí být určeny pro dané povodí vyřešením rovnic 4.9 a 4.10. Záporné znaménko exponentu v rovnici 4.8 určuje, že číselné hodnoty konstant x a y jsou kladné.

$$k_1 = x \cdot Q_1^{-y}$$

$$k_2 = x \cdot Q_2^{-y}$$

$$\log k_1 = \log x - y \cdot \log Q_1 \quad (4.9)$$

$$\log k_2 = \log x - y \cdot \log Q_2 \quad (4.10)$$

Tedy například pro $Q_n = 14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a $Q_{n+1} = 9,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ je podle rovnice 4.7 $k_1 = 0,68$ a pro $Q_n = 1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a $Q_{n+1} = 0,85 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ je $k_2 = 0,85$. Do rovnic 4.9 a 4.10 se dosadí vypočtené hodnoty k_1 a k_2 , za Q_1 se vezme hodnota Q_n z prvního příkladu (tj. $Q_1 = 14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a za Q_2 hodnota Q_n z druhého příkladu (tj. $Q_2 = 1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Konstanta x se pak rovná 0,850 a y se rovná 0,086 (Martinec et al. 2008).

Při výskytu prudkých dešťů se vzorec 4.8 mění a po dobu šesti následujících dnů od prudké srážky se koeficient poklesu počítá podle rovnice 4.11 (Martinec et al. 2008):

$$k_{n+1} = x \cdot (4 \cdot Q_n)^{-y} \quad (4.11)$$

Počítačový program má nastavenou změnu výpočtu k -hodnoty podle rovnice 4.11 při celkovém denním úhrnu srážek na celém povodí rovnajícím se nebo překračujícím 6 cm. Tato mezní hodnota však může být změněna. Pokud jsou srážky vyhodnoceny podle kritické teploty T_{CRIT} jako sněh, změna rovnice není aktivována.

Do modelu se nezadává přímo koeficient poklesu k , ale konstanty x a y , jejichž hodnota může být nastavena odlišně pro každý časový krok. Hodnota koeficientu poklesu musí být menší než jedna.

4.5.7 Časový posun, L

Časový posun může být určen přímo z hydrografu historických dat. Pokud například začne průtok stoupat každý den kolem poledne, zaostává za zvýšením teploty přibližně o 6 hodin. Následně teplota měřená n -tý den odpovídá průtoku mezi 12:00 n -tého dne a 12:00 $n+1$ dne (Martinec et al. 2008).

Pokud není hydrograf historických dat k dispozici, časový posun může být odhadnut podle velikosti povodí a podobnosti s jinými povodími. Obecně platí, že s ústupem sněhové čáry se L -hodnota zvyšuje (Martinec et al. 2008).

4.6 PŘESNOST MODELU

Počítačový program modelu SRM obsahuje grafický výstup měřeného a simulovaného průtoku. Vizuální kontrola ukazuje na první pohled, zda byla simulace úspěšná, či nikoliv. Vedle toho program počítá dvě kritéria, podle kterých se dá objektivně odhadnout přesnost simulované události, a to koeficient determinace (R^2) a objemový rozdíl (D_V). Mimo těchto kritérií, která jsou automaticky počítána a zobrazena, si může uživatel spočítat koeficient přírůstku (DG) (Martinec et al. 2008).

4.6.1 Koeficient determinace, R^2

Koeficient determinace se někdy označuje jako deterministický koeficient, koeficient účinnosti, F index, Nash-Sutcliffeův koeficient a je ukazatelem rozptylu dat, který je vysvětlen modelem (Kite 1975, Dawson et al. 2007).

Hodnota R^2 se spočítá podle rovnice 4.12 (Nash. et Sutcliffe 1970):

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q_i')^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2} \quad (4.12)$$

kde Q_i je měřený denní průtok, Q_i' je vypočítaný denní průtok, \bar{Q} je průměrný měřený průtok daného roku nebo období tání sněhu, n je počet hodnot denního průtoku.

Koeficient determinace je bezrozměrné kritérium, které může nabývat maximální hodnoty 1, v záporných číslech není omezen. Čím více se hodnota koeficientu determinace blíží 1, tím je model přesnější. Pokud se R^2 rovná 0, znamená to, že daný model není lepší než průměrná hodnota. Záporné R^2 znamená, že je model horší, než kdyby se použily průměrné hodnoty (Dawson et al. 2007).

4.6.2 Objemový rozdíl, D_V

Vedle koeficientu determinace je dalším parametrem dobré shody, který je počítaný v modelu SRM, tzv. objemový rozdíl neboli odchylka v procentech od objemu odtoku. Jeho hodnota se spočítá přes následující rovnici 4.13 (Dey et al. 1989):

$$D_V = \frac{V - V'}{V} \cdot 100 \quad (4.13)$$

kde V je měřený roční nebo sezónní objem odtoku, V' je vypočítaný roční nebo sezónní objem odtoku.

Vlastností kritéria tedy je, že čím je hodnota D_V menší, tím je procentuální odchylka od objemu odtoku menší a model tedy lépe simuluje.

4.6.3 Koeficient přírůstku, DG

Zatímco koeficient determinace srovnává vytvořený model s průměrnou hodnotou průtoku daného roku nebo období tání, koeficient přírůstku srovnává model se sezónním modelem, tj. s dlouhodobou průměrnou hodnotou průtoku. Rovnice 4.14 zobrazuje výpočet hodnoty DG (Martinec et al. 2008):

$$DG = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q_i')^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q}_i)^2} \quad (4.14)$$

kde Q_i je měřený denní průtok, Q_i' je vypočítaný denní průtok, \bar{Q}_i je průměrný měřený průtok z minulých let, n je počet hodnot denního průtoku.

Stejně jako tomu bylo u koeficientu determinace, i tady platí, že záporná hodnota DG znamená, že vytvořený model je horší, než kdyby se použil dlouhodobý průměrný průtok (Martinec et al. 2008).

5. APLIKACE MODELU SRM

Tato kapitola se věnuje praktickému použití modelu Snowmelt runoff. V první části je zobrazen vliv jednotlivých vstupních parametrů na křivku simulovaného odtoku. V další části je uvedena metodika práce – jaká vstupní data do modelu byla použita, od koho byla získána, jakým způsobem se postupovalo při aplikaci modelu na experimentálních povodích Jezdecká a Uhlířská v Jizerských horách. V poslední části kapitoly jsou grafické výstupy a výsledky práce z praktické aplikace modelu SRM na zájmových povodích.

5.1 VLIV PARAMETRŮ NA MODELOVANÝ VÝSTUP

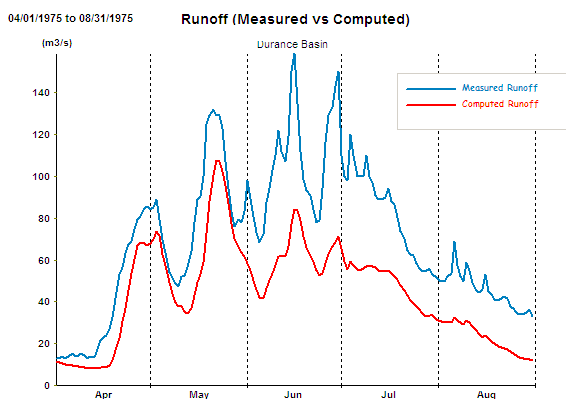
Před samotnou aplikací modelu Snowmelt runoff na povodích Jezdecká a Uhlířská, byl nejdříve zjišťován vliv jednotlivých parametrů modelu na simulovaný výstup. Znalosti z této kapitoly jsou základem pro pochopení významu jednotlivých parametrů a využily se při kalibraci modelu SRM při aplikaci na zájmových povodích.

Na zvoleném modelovém povodí¹ byl vždy změněn právě jeden parametr a sledovalo se, jak se změní křivka simulovaného odtoku. Pro přehlednost je řazení parametrů stejné jako v kapitole 4.5.

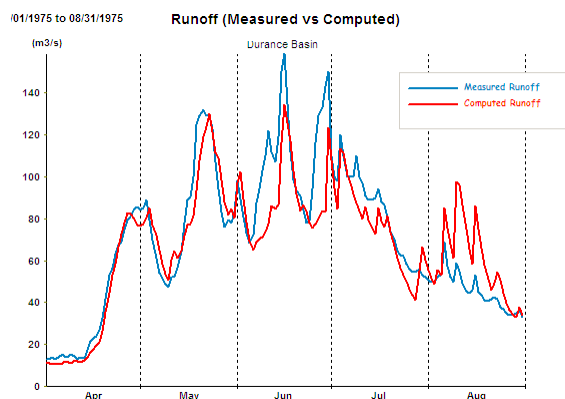
Prvním sledovaným parametrem je odtokový koeficient (c). Do modelu lze zadat rozdílné hodnoty pro déšť (c_R) a pro sníh (c_S) a upravovat jejich velikost každý den simulace. Na obrázku 5.1 a 5.2 je simulace při rozdílných hodnotách odtokového koeficientu pro déšť, na obrázku 5.3 a 5.4 je simulace při rozdílných hodnotách odtokového koeficientu pro sníh. Je vidět, že při nižší hodnotě c_R (obr. 5.1) i c_S

¹ Pro zobrazení vlivu jednotlivých parametrů na modelovaný výstup bylo zvoleno povodí Durance ve Francii. Po stažení počítačového programu WinSRM, 1.12 jsou jeho součástí právě i proměnné a parametry tohoto povodí, které jsou nastaveny tak, že koeficient determinace je roven 0,9. Změna parametrů byla provedena vždy pro všech 5 zón povodí.

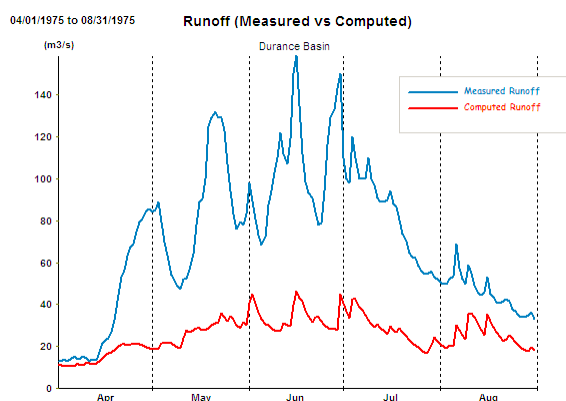
(obr. 5.3) a tedy při vyšších ztrátách, model podhodnocuje. Při zvětšení parametru lze dosáhnout buď uspokojivé simulace (obr. 5.2), ale může dojít i k nadhodnocení (obr. 5.4). Odtokový koeficient je prvním parametrem, který se upravuje při kalibraci modelu.



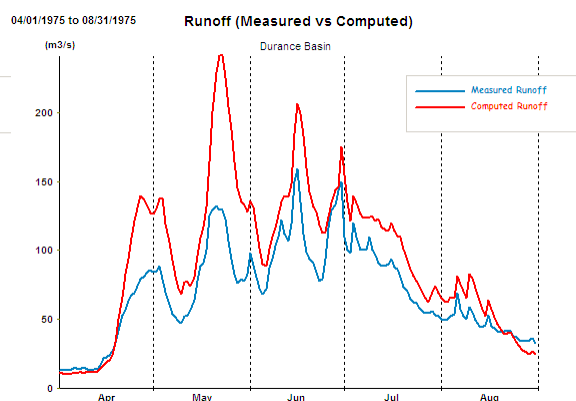
Obr. 5.1: Simulace pro $c_R = 0,1$.



Obr. 5.2: Simulace pro $c_R = 0,9$.

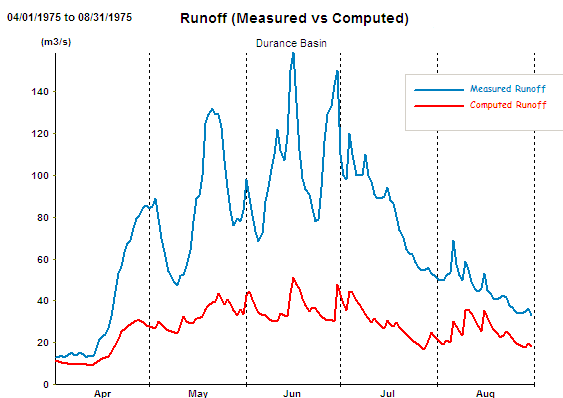


Obr. 5.3: Simulace pro $c_S = 0,1$.

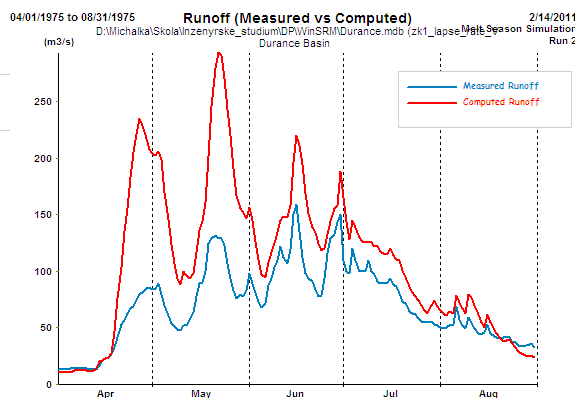


Obr. 5.4: Simulace pro $c_S = 0,9$.

Dalším sledovaným parametrem je degree-day faktor (a). Z obrázku 5.5 a obrázku 5.6 je vidět, že čím větší je parametr, tím je křivka simulace položena výš a rozdíly mezi vysokými a nízkými hodnotami průtoků se zvětšují.

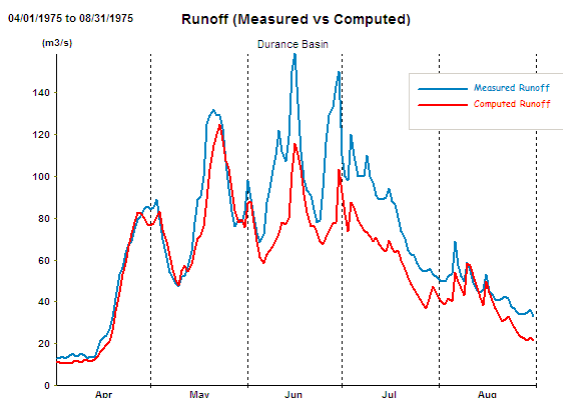


Obr. 5.5: Simulace pro
 $a = 0,1 \text{ cm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$.

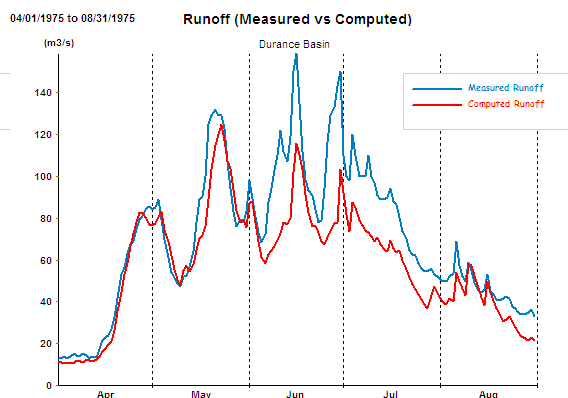


Obr. 5.6: Simulace pro
 $a = 0,9 \text{ cm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$.

Teplotní gradient (γ) na křivku odtoku z povodí nemá viditelný vliv, což je patrné z obrázků 5.7 a 5.8. Koeficient determinace i objemový rozdíl vyjdou v obou případech stejně.

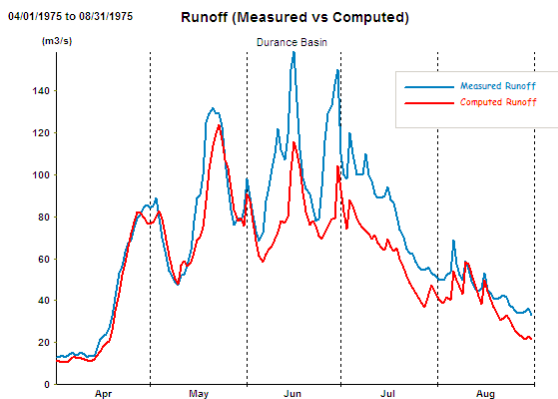
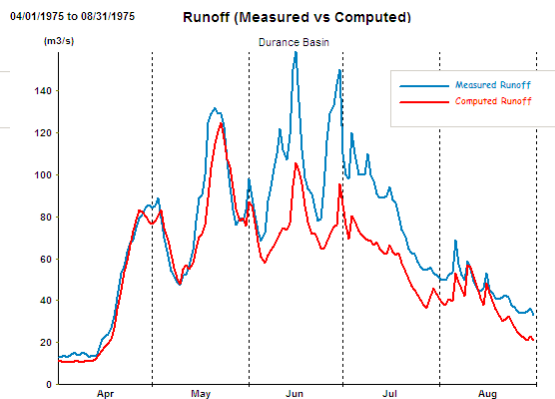


Obr. 5.7: Simulace pro
 $\gamma = 0,1 \text{ °C na } 100 \text{ m}$.

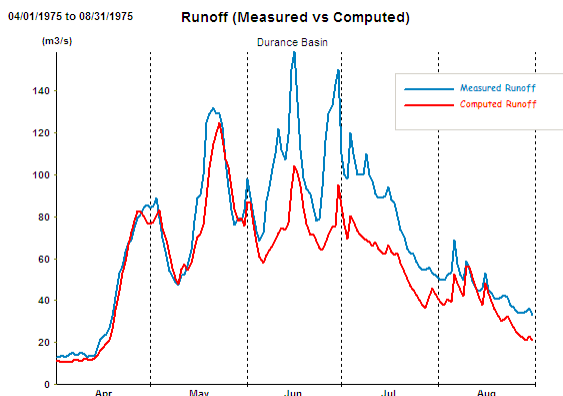
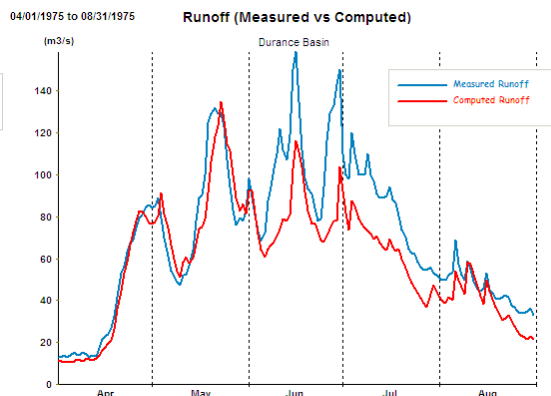


Obr. 5.8: Simulace pro
 $\gamma = 10 \text{ °C na } 100 \text{ m}$.

Kritická teplota (T_{CRIT}) se na křivce odtoku promítne pouze nevýraznou změnou jak je vidět z obrázků 5.9 a 5.10. V konkrétním modelovém povodí došlo k mírné změně křivky v červnu sledovaného roku. Rozdíl kritické teploty v ukázkovém příkladě o $9,9 \text{ °C}$ způsobil mírnou změnu i u kritérií přesnosti – koeficientu determinace a objemového rozdílu.

Obr. 5.9: Simulace pro $T_{CRIT} = 0,1 \text{ } ^\circ\text{C}$.Obr. 5.10: Simulace pro $T_{CRIT} = 10 \text{ } ^\circ\text{C}$.

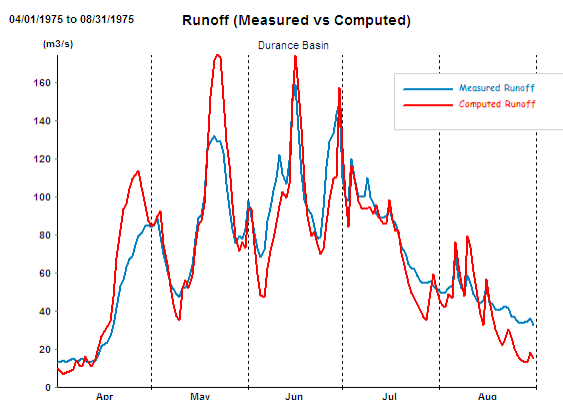
Na obrázku 5.11 byla plocha přispívající srážkami k odtoku (RCA) zvolena za celé sledované období jako 0, ve druhém případě byla zvolena jako 1 (obr. 5.12). Změna tohoto parametru mírně ovlivnila tvar křivky odtoku.

Obr. 5.11: Simulace pro $RCA = 0$.Obr. 5.12: Simulace pro $RCA = 1$.

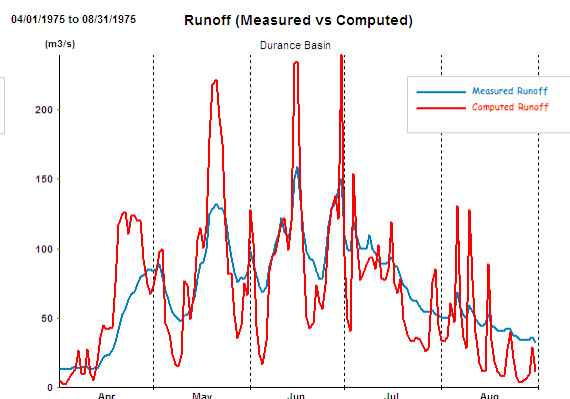
Dalším parametrem modelu je koeficient poklesu (k). Do modelu se zadávají konstanty x a y , které se získají z naměřených průtoků vyřešením rovnic 4.9 a 4.10, jak bylo uvedeno dříve v textu. Pro zjištění vlivu tohoto parametru na křivku odtoku se podle zmíněných rovnic určily dvojice konstant x a y tak, aby platilo $k < 1$.

V prvním případě (obr. 5.13) se konstanty určily z dolní obalové křivky grafu závislosti průtoků v n -tém dni na $n+1$ dni, jak uvádí obrázek 4.3 dříve v textu. Ve druhém případě (obr. 5.14) se konstanty taktéž určily z dolní obalové křivky, která však byla výrazně posunuta směrem dolů a tedy dál od bodů z grafu. Podle výsledků z modelu se došlo k očekávanému závěru, že čím přesněji se vykreslí obalová křivka

závislosti průtoků a tedy přesněji se určí konstanty x a y , tím křivka simulace lépe odpovídá křivce měřených průtoků. Nepřesné zvolení konstant způsobuje větší rozkmitání simulovaných hodnot.

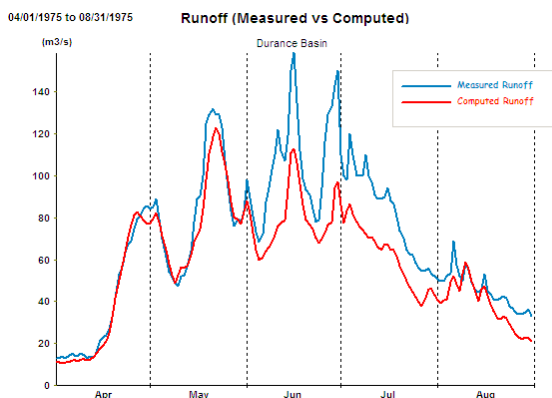


Obr. 5.13: Simulace pro $x = 0,910$ a $y = 0,043$.

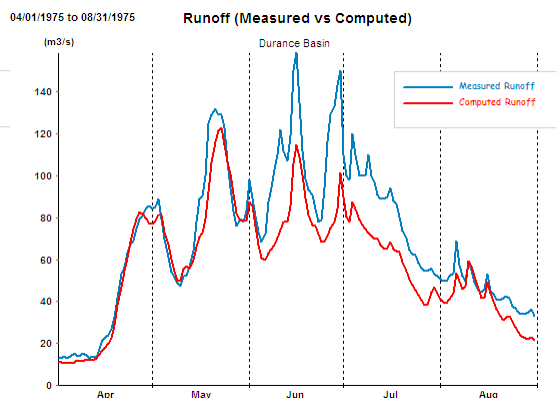


Obr. 5.14: Simulace pro $x = 0,588$ a $y = 0,139$.

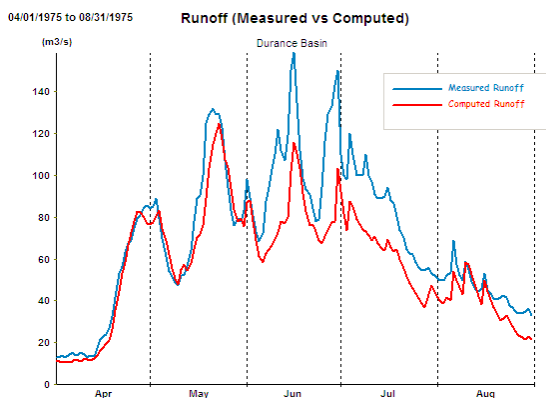
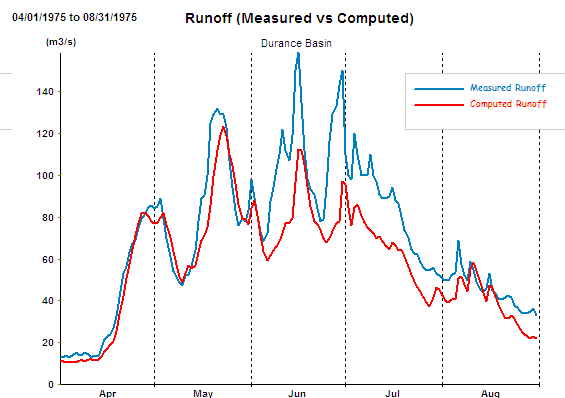
Posledním parametrem vstupujícím do modelu SRM je časový posun (L). Z obrázků 5.15 až 5.18, kde se postupně zvětšuje L -hodnota, je vidět, že tento parametr mírně posouvá křivku odtoku zleva doprava. Čím vyšší je hodnota časového posunu, tím je simulace posunuta v čase více do budoucnosti.



Obr. 5.15: Simulace pro $L = 3$ hod.



Obr. 5.16: Simulace pro $L = 12$ hod

Obr. 5.17: Simulace pro $L=18$ hod.Obr. 5.18: Simulace pro $L=24$ hod.

5.2 METODIKA

Takto kapitola má ukázat, jakým způsobem byla zpracována praktická část diplomové práce, jaká data byla k dispozici, jak se postupovalo při simulaci odtoku na zájmových povodích. V rámci práce byla řešena pouze simulace denních průtoků, a to v průběhu několika let. Dalšími možnostmi použití modelu, tedy předpovědi odtoku ani vyhodnocením potenciálního vlivu klimatických změn na sněhovou pokrývku a odtok se práce nezabývá. Tato problematika by byla nad rámec zadání práce.

5.2.1 Data

Pro zpracování diplomové práce byla poskytnuta data z Českého hydrometeorologického ústavu. Jedná se o měření srážek, teplot, průtoků, výšky a vodní hodnoty sněhu na povodích Jezdecká a Uhlířská v Jizerských horách a z přílehlých klimatologických stanic z let 1981 až 2010.

Z klimatologické stanice Bedřichov, přehrada a Desná, Souš byly k dispozici denní údaje o srážkách, teplotě a výšce sněhu a týdenní data vodní hodnoty sněhu. Z profilových měření na povodích byly k dispozici denní hodnoty průtoků a týdenní data výšky a vodní hodnoty sněhu (tab. 5.1). Z poskytnutých dat nenaznačovala žádná hodnota chybu v měření, ani absenci v měření. Z toho důvodu nebylo potřeba hodnoty vynechat, ani interpolovat.

Tab. 5.1: Časový krok poskytnutých dat.

Stanice	Sledovaná veličina				
	Srážky	Teplota	Průtok	Výška sněhu	Vodní hodnota sněhu
Desná, Souš	den	den	-	den	týden
Jezdecká	-	-	den	týden	týden
Bedřichov, přehrada	den	den	-	den	týden
Uhlířská	-	-	den	týden	týden

Jak již bylo uvedeno dříve v textu, vstupními proměnnými do modelu SRM jsou teplota vzduchu, úhrn srážek a procento plochy pokryté sněhem. Další vstupní proměnnou je čisté ozáření, jehož hodnota však není vyžadována a při zpracování diplomové práce nebyla použita. Do tabulky vstupních dat se zadává také naměřený průtok, který slouží pro ověření přesnosti nastavení modelu.

Pro vstup do modelu bylo nutno některé hodnoty upravit. Průměrná denní teplota vzduchu v jednotkách [$^{\circ}\text{C}$] a průměrný denní průtok v [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] nebylo potřeba měnit. Denní úhrn srážek byl k dispozici v [mm] a bylo tedy nutné přepočítat jej na odpovídající jednotky, které model vyžaduje, tj. na [cm]. Přepočet byl proveden jednoduše vydělením příslušné hodnoty konstantou 10. Poslední vstupní proměnnou je procento plochy pokryté sněhem. To bylo odhadnuto pomocí známé hodnoty denní výšky sněhu a bylo přihlédnuto i k teplotě vzduchu a dennímu úhrnu srážek. Při nulové výšce sněhu na povodí bylo i procento pokrytí nulové. Na přechodu mezi nulovými a nenulovými daty výšky sněhu byla plocha pokrytá sněhem odhadnuta nenásilně, tzn. nebyl použit skok z nuly (plocha úplně bez sněhové pokrývky) na jedničku (celá plocha povodí pokrytá sněhem) a naopak, ale na přechodu byly zvoleny desetinné hodnoty pro proměnnou S .

5.2.2 Způsoby simulace

Aplikace na zájmových povodích byla provedena v letech 1982 až 2010. Model povoluje simulaci buď pouze pro období tání, nebo během celého roku. Na základě poskytnutých dat byla zvolena simulace během celého roku, avšak v kapitole 5.3 je porovnání celoroční simulace a simulace v období tání. Pro práci se uvažoval hydrologický rok, tzn. od 1. listopadu předchozího kalendářního roku do 31. října

kalendářního roku, aby srážky spadlé v daném hydrologickém roce ten rok také odtekly.

Praktická aplikace na zájmových povodích byla provedena několika způsoby. Nejdříve se použilo výchozí nastavení parametrů bez jakékoliv změny (I. způsob), tzn. bez kalibrace modelu. Cílem bylo ukázat, zdali lze model použít i bez dalších úprav parametrů. Ferguson (1999) uvádí, že model SRM je vytvořen tak, aby uživatel mohl použít předvolené fyzikálně založené hodnoty.

Ve druhém způsobu aplikace (II. způsob) byly některé přednastavené parametry upraveny. Jednalo se o koeficient poklesu (k), resp. konstanty x a y . Hodnota k musí být menší než jedna. Pokud podle zadaných konstant x a y vyjde větší nebo rovna jedné, WinSRM tyto konstanty nepovolí, jelikož by byla prováděna nesmyslná simulace, a uživatel je vyzván, aby konstanty změnil. Z toho důvodu byly x a y nastaveny stejně po celý rok podle skutečného povodí z grafu závislosti Q_n na Q_{n+1} , aby křivka simulovaného odtoku lépe odpovídala tvaru křivky měřeného odtoku. Vzhledem k tomu, že koeficient poklesu byl určen výpočtem ze skutečných dat, nedělal se u tohoto parametru odhad hodnoty, ale určily se konstanty x a y zvlášť pro každý rok. Konstanty vyšly pro celé sledované období téměř totožně a konečné hodnoty se získaly zprůměrováním.

Ve třetím způsobu simulace (III. způsob) byla stále snaha parametry změnit co nejméně, aby byla zachována jednoduchost modelu, ale zároveň tak, aby nastavení co nejlépe vyhovovalo celému sledovanému období, tj. rokům 1982 až 2010. Konstanty x a y byly ponechány z II. způsobu, upravena byla plocha přispívající srážkami k odtoku (RCA) a časový posun (L). Kalibrace proběhla na prvních 15 letech ze sledovaného období a na následujících 14 letech se provedla validace, tzn. ověření platnosti modelu. Hodnoty změněných i ponechaných parametrů byly vždy stejné po celý rok. Výjimku tvořila RCA , která byla nastavena jako 0 (tj. spadlá srážka zadržena na ploše na sněhové pokrývce) od listopadu do března a jako 1 (tj. spadlá srážka ihned odteče) od dubna do října. Časový posun byl změněn oproti předchozímu způsobu na 6 hodin. Nastavení parametrů vyplývá z teoretických znalostí z kapitoly 4.5.

Ve čtvrtém způsobu simulace (IV. způsob) bylo cílem nastavit hodnoty parametrů ideálně pro každý rok zvlášť, aby bylo dosaženo nejlepší možné simulace.

Změněny byly kromě konstant x a y , RCA a L podle III. způsobu ještě degree-day faktor a a odtokový koeficient c . Odtokový koeficient byl nastaven rozdílně během roku, převážně v měsíčním kroku, někdy po 14-ti dnech a občas byl pro přesnější simulaci vyžadován i krok kratší, například po 5-ti dnech. Nastavení hodnot parametrů se provádělo postupně po jednotlivých měsících s využitím teoretických znalostí z kapitoly 4.5 a výsledek se hodnotil podle grafického výstupu a kritérií přesnosti R^2 a D_V . Prvotním cílem bylo získat koeficient determinace co nejblíže číslu 1 a následně dosáhnout toho, aby objemový rozdíl byl co nejblíže číslu 0. Rozmezí a přesnost hodnot vstupních parametrů při kalibraci modelu v rámci IV. způsobu simulace jsou uvedeny v tabulce 5.2. Sloupce jsou seřazeny shodně jako v modelu SRM.

Tab. 5.2: Rozmezí a přesnost hodnot vstupních parametrů při IV. způsobu simulace pro povodí Jezdecká (JZD) a Uhlířská (UHL).

Rozmezí	γ	T_{CRIT}	a	L	c_S	c_R	RCA	x	y
JZD	0,65	2	0,65 – 1,90	6	0,20 – 0,99	0,10 – 0,99	0 / 1	0,300	0,199
UHL	0,65	2	0,65 – 1,90	6	0,20 – 0,99	0,20 – 0,99	0 / 1	0,300	0,199
Přesnost*	S	J	S	J	S	S	J	T	T

* přesnost v jednotkách (J), setinách (S), tisícinách (T)

Přehled nastavení jednotlivých parametrů pro I., II. a III. způsob simulace je uveden v tabulce 5.3. Vzhledem k tomu, že ve IV. způsobu byly hodnoty měněny často a nepravidelně každý rok, nejsou v práci zobrazeny parametry každého sledovaného roku, pouze v kapitole 6.2 je uveden a okomentován jeden vybraný rok.

Tab. 5.3: Nastavení parametrů pro povodí Jezdecká i Uhlířská.

Způsob	γ	T_{CRIT}	a	L	c_S	c_R	RCA	x	y
I.	0,65	2	0,65	18	0,70	0,60	0	1,020	0,880
II.	0,65	2	0,65	18	0,70	0,60	0	0,300	0,199
III.	0,65	2	0,65	6	0,70	0,60	0 / 1	0,300	0,199

U všech způsobů simulace byla pro jednotlivé roky spočítána dvě kritéria přesnosti – koeficient determinace (R^2) a objemový rozdíl (D_V). Za celé sledované období byla pro každý způsob simulace spočítána i jejich průměrná hodnota. U koeficientu determinace se průměrná hodnota vypočítala ze skutečných hodnot bez

úprav. Vzhledem k tomu, že D_V je odchylka od měřeného objemu odtoku, při výpočtu průměrné hodnoty se uvažovaly absolutní hodnoty dílčích výsledků. Přehled dosažených kritérií je uveden v kapitole 5.3.

5.2.3 Výstupy z modelu

Po proběhnutí simulace lze zobrazit grafické výstupy, či textový výpis. V grafickém zobrazení výsledků se následně zvolí požadovaný obrázek (tab. 5.4), případně i pro jakou zónu povodí se má graf vykreslit. Při zpracování výsledků se používal nejvíce graf „Odtok“, který ukazuje vztah mezi měřeným a simulovaným průtokem, proto jsou v hlavní části textu uvedeny pouze tyto výstupy. Další grafy, které byly k dispozici pro jeden vybraný rok, jsou pro ilustraci zobrazeny v příloze 4. Kromě pouhého vykreslení obrázků lze grafy barevně upravovat, měnit styl a šířku spojnice bodů, přidat nebo ubrat mřížku v grafu. Samozřejmostí je možnost tisku obrázku, jeho uložení ve formátu .bmp, které bylo využito při zpracování diplomové práce, nebo ve formátu .txt, či použití lupy na vybranou oblast.

Tab. 5.4: Možnost volby grafického výstupu a textového výpisu ze simulace.

Graf	Výpis
Odtok (měřený vs. simulovaný)	Teplota
Plocha pokrytá sněhem	Degree-day faktor, odtokové koeficienty
Průměrná teplota	Teplotní gradient, kritická teplota, RCA, časový posun
Zónová degree-days	Zónová degree-days, srážky, plocha pokrytá sněhem
Srážky	Výška tání, tající/nový sníh, přispívající déšť
Kritická teplota	Odtok (měřený vs. simulovaný)
Časový posun	Shrnutí, statistika simulace
Teplotní gradient	
Degree-day faktor	
Odtokový koeficient pro sníh	
Odtokový koeficient pro déšť	
RCA	
Kumulativní složky odtoku	
Srovnání vodní hodnoty	

Textový výpis dat, která jsou uvedena v tabulce 5.4, nebyl v rámci práce příliš používán z důvodu menší přehlednosti, než výstupy grafické. Všechny textové

výpisy vypadají obdobně, ukázka vybraného roku a jednoho výpisu je zobrazena v příloze 5. Výpis lze buď zobrazit ve speciálním okně, nebo vytisknout.

5.3 VÝSLEDKY PRÁCE

Simulace modelem SRM na povodích Jezdecká a Uhlířská byla provedena podle výše uvedené metodiky. Z obou povodí byly z celého sledovaného období hydrologického roku 1982 až 2010 vybrány roky, které poskytují významné výsledky a zjištění, a ty jsou zobrazeny v této kapitole. Z důvodu velkého množství grafických výstupů jsou v přílohách diplomové práce zobrazeny pouze grafy ze IV. způsobu celoroční simulace – pro povodí Jezdecká je to příloha 6, pro povodí Uhlířská příloha 7.

5.3.1 Jezdecká

Na povodí Jezdecká byly provedeny všechny čtyři způsoby simulace pro celé sledované období. Vybraným ukázkovým rokem byl zvolen hydrologický rok 1996, u kterého vyšel nejlepší koeficient determinace při IV. způsobu simulace. Grafické výstupy měřeného a simulovaného odtoku a souhrnná tabulka vypočítaných kritérií přesnosti pro všechny roky a jejich průměr (tab. 5.5) jsou uvedeny níže v textu.

Při celkovém zhodnocení jednotlivých způsobů aplikace je z tabulky 5.5 patrné, že v I. způsobu byl nejlepší výsledek pro rok 2003, kdy vyšel nejvyšší koeficient determinace 0,10 a zároveň nejmenší objemový rozdíl 9,6 %. Pouze v tomto případě byla nejlepší kritéria pro tentýž rok. Ve II. způsobu byl nejlepší koeficient determinace 0,57, který byl vypočítán pro rok 1996 a 1997. Nejmenší objemový rozdíl 38,0 % byl v roce 1999. Ve III. způsobu byl nejvyšší dosažený koeficient determinace 0,59 v roce 1996 a nejmenší objemový rozdíl 31,5 % v roce 1990. Ve IV. způsobu byl nejvyšší koeficient determinace 0,71 opět v roce 1996 a nejmenší objemový rozdíl 1,0 % v roce 2002.

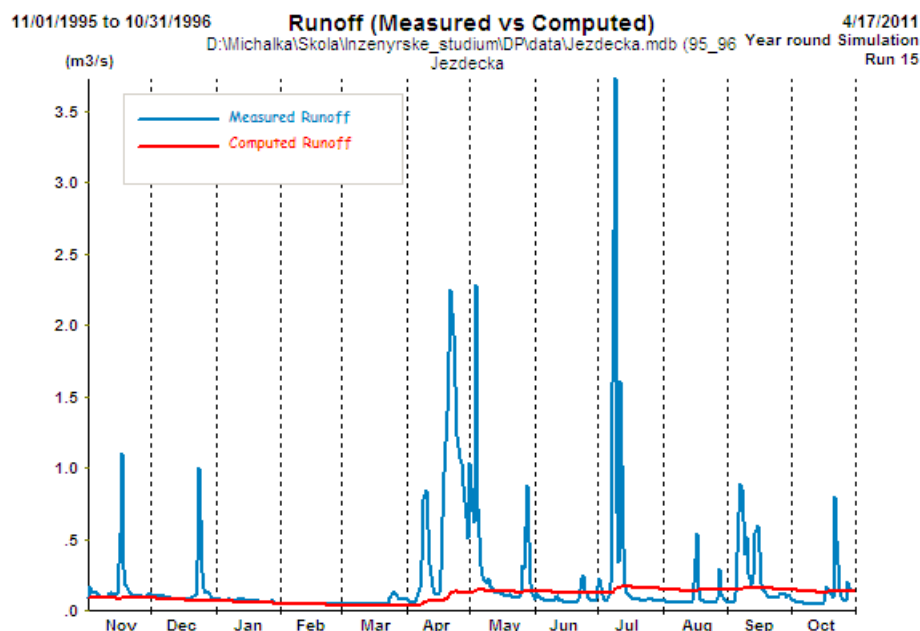
Tab. 5.5: Kritéria přesnosti modelu při různých způsobech simulace na povodí Jezdecká s uvedením průměrné hodnoty za celé sledované období.

Hydrologický rok	I. způsob		II. způsob		III. způsob		IV. způsob	
	R ²	D _V (%)	R ²	D _V (%)	R ²	D _V (%)	R ²	D _V (%)
1982	0,05	25,1	0,12	58,0	0,24	53,3	0,35	45,5
1983	-0,05	52,7	0,28	58,2	0,36	51,2	0,47	9,3
1984	-0,19	54,2	0,20	57,1	0,41	50,6	0,55	26,7
1985	-0,09	43,1	0,33	55,9	0,43	49,7	0,54	30,3
1986	-0,14	50,2	0,29	55,5	0,38	49,9	0,51	27,9
1987	-0,08	52,9	0,32	62,2	0,42	56,5	0,65	17,8
1988	-0,05	47,2	0,46	52,3	0,52	47,9	0,67	18,7
1989	-0,19	56,1	-0,03	62,9	0,15	57,4	0,34	27,8
1990	0,07	-17,5	0,32	38,8	0,47	31,5	0,51	3,8
1991	0,02	-30,2	0,47	41,3	0,54	33,4	0,70	13,6
1992	-0,05	44,3	0,16	59,8	0,19	50,8	0,36	33,4
1993	-0,07	43,3	0,26	57,1	0,29	51,4	0,44	9,9
1994	-0,14	55,2	0,21	60,9	0,30	56,0	0,46	22,3
1995	-0,03	33,3	0,40	56,9	0,43	50,8	0,60	18,3
1996	-0,04	48,6	0,57	54,2	0,59	49,8	0,71	19,9
1997	0,00	34,0	0,57	47,9	0,58	42,9	0,70	8,5
1998	-0,13	49,7	0,32	49,9	0,43	44,5	0,69	13,7
1999	-2,16	-134,0	0,32	38,0	0,35	32,9	0,46	20,3
2000	-0,06	53,5	0,19	60,6	0,22	55,2	0,42	11,5
2001	-0,03	48,7	0,45	45,2	0,39	39,5	0,48	2,8
2002	0,00	32,0	0,06	41,3	0,36	36,4	0,49	1,0
2003	0,10	9,6	0,19	41,9	0,18	35,3	0,30	36,6
2004	0,00	31,2	0,42	38,1	0,46	32,8	0,49	15,0
2005	-0,08	44,2	0,39	48,3	0,49	43,0	0,71	17,2
2006	0,00	46,9	0,37	47,5	0,47	42,4	0,65	10,1
2007	-0,02	36,6	0,08	54,1	0,27	47,9	0,44	17,8
2008	-0,09	51,5	-0,05	66,6	0,01	61,5	0,20	20,1
2009	0,03	28,5	0,31	45,6	0,35	40,3	0,43	37,3
2010	-0,02	38,2	0,38	49,2	0,49	44,2	0,60	11,8
průměr	-0,12	44,6	0,29	51,9	0,37	46,2	0,51	18,9

pozn.: červeně označena nejvyšší hodnota R² a nejnižší hodnota D_V z každého způsobu

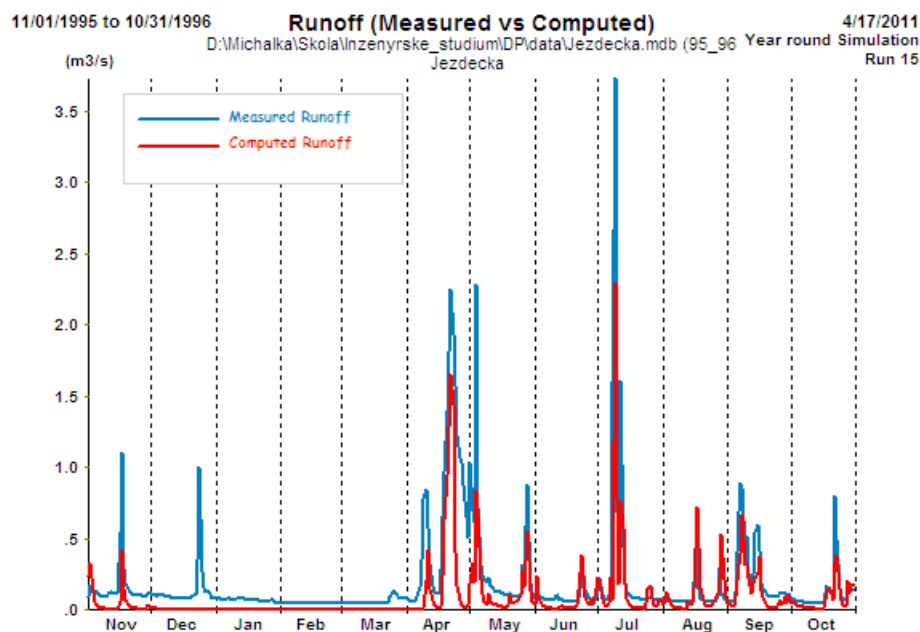
Pokud by se zhodnotily absolutně nejlepší výstupy z aplikace na povodí Jezdecká, nejlepšího koeficientu determinace bylo dosaženo v roce 1996 (R² = 0,71), nejlepšího objemového rozdílu v roce 2002 (D_V = 1,0 %). Obě kritéria byla vypočítána při IV. způsobu simulace.

Průměrná hodnota koeficientu determinace za celé sledované období po proběhnutí I. způsobu vyšla $-0,12$, což znamená, že model není lepší, než kdyby se použila průměrná hodnota odtoku. Průměrný objemový rozdíl vyšel $44,6\%$. Z grafu simulace I. způsobem (obr. 5.19) je patrné, že křivka simulovaného odtoku je velmi rozdílná od křivky měřeného odtoku. To platilo pro všechny sledované roky.



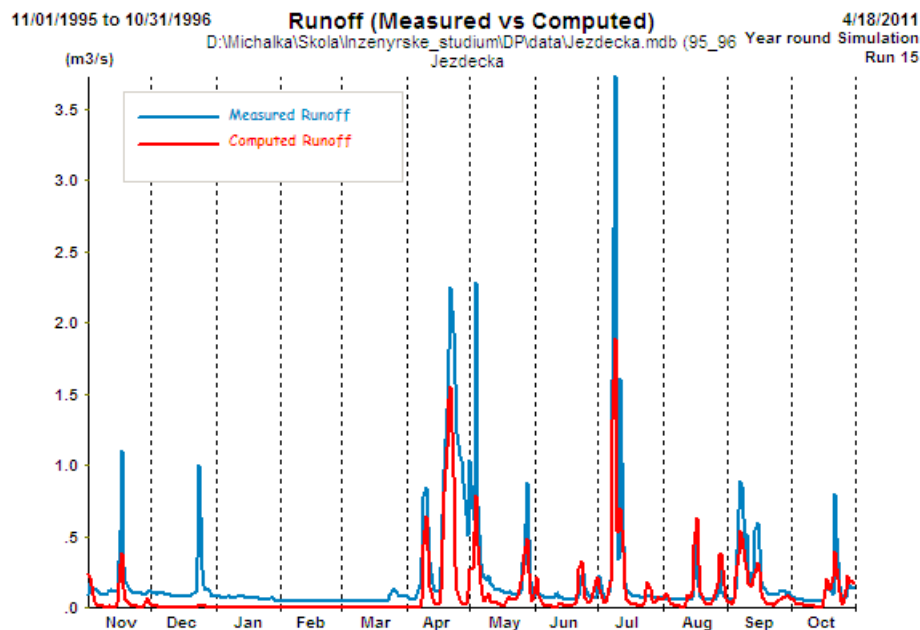
Obr. 5.19: I. způsob simulace pro povodí Jezdecká v hydrologickém roce 1996
($R^2 = -0,04$, $D_V = 48,6\%$).

Při II. způsobu simulace, tedy po změně konstant x a y , vyšel průměrný koeficient determinace $0,29$ a průměrný objemový rozdíl $51,9\%$. Je patrné, že křivka simulace sice lépe zobrazuje skutečnost (R^2 vyšel blíže jedničce) oproti předchozímu způsobu, avšak vypočítaná odchylka od měřeného objemu odtoku je vyšší. To neplatí pouze pro průměrné hodnoty za sledované období, ale i pro většinu roků (tab. 5.5). V hydrologickém roce 1996 vyšel R^2 taktéž lepší a na druhou stranu hodnota D_V se zhoršila (obr. 5.20).



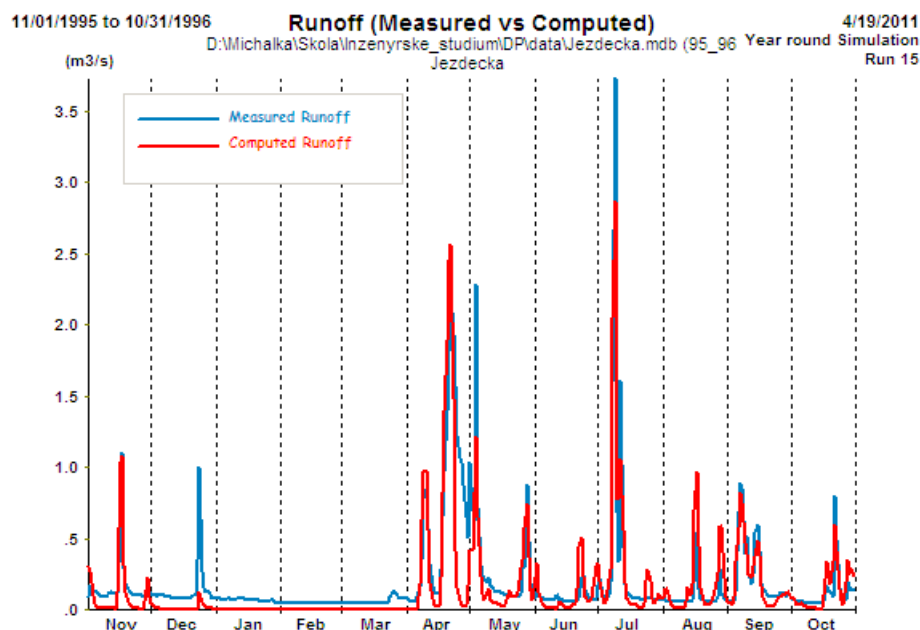
Obr. 5.20: II. způsob simulace pro povodí Jezdecká v hydrologickém roce 1996
($R^2 = 0,57$, $D_V = 54,2$ %).

Průměrná hodnota koeficientu determinace po aplikaci modelu III. způsobem vyšla 0,37 a průměrný objemový rozdíl vyšel 46,2 %. Z výsledku je zřejmé, že další úprava vstupních parametrů, konkrétně plochy přispívající srážkami k odtoku a časového posunu, měla za následek opětovné zlepšení tvaru křivky simulace a mírné zlepšení objemového rozdílu oproti předchozímu způsobu. Zlepšení opět nastalo nejen u průměrných hodnot, ale i u jednotlivých let (tab. 5.5). Na obrázku 5.21 je zobrazen výstup ze III. způsobu simulace u vybraného roku.



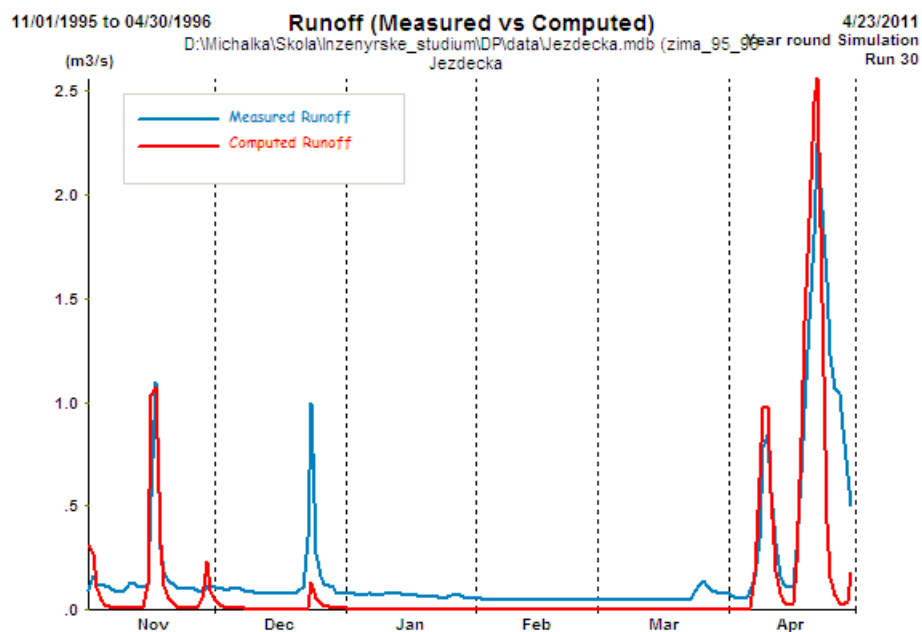
Obr. 5.21: III. způsob simulace pro povodí Jezdecká v hydrologickém roce 1996
 ($R^2 = 0,59$, $D_V = 49,8 \%$).

Nejlepších výsledků bylo dosaženo při kalibraci modelu pro jednotlivé roky zvlášť, tedy během IV. způsobu simulace. Průměrný koeficient determinace vyšel 0,51 a průměrný objemový rozdíl 18,9 %. Zlepšení nastalo u všech roků, což se od tohoto způsobu očekávalo. Nejvyšší koeficient determinace byl vypočítán v hydrologickém roce 1996 a jeho hodnota byla 0,71 (obr. 5.22).

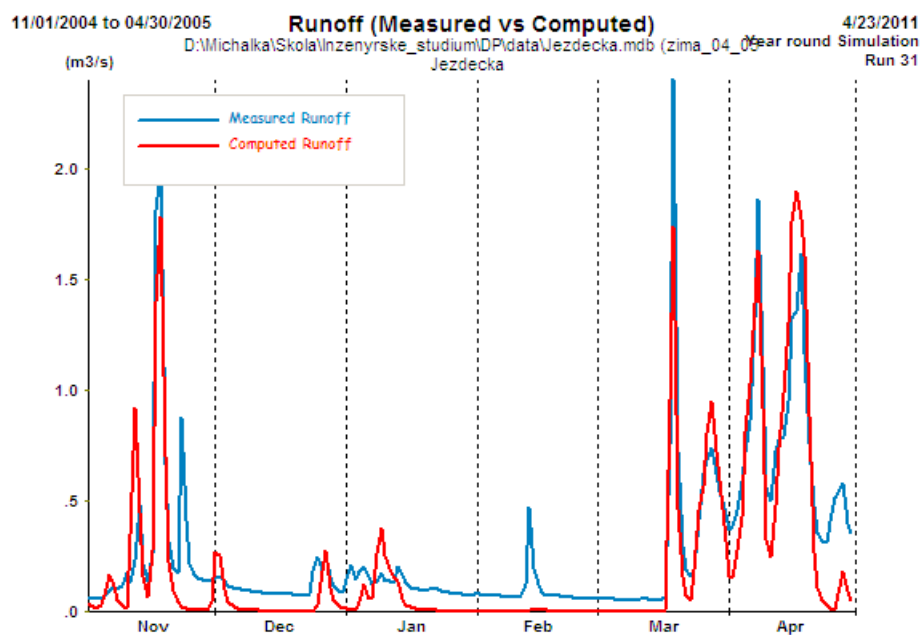


Obr. 5.22: IV. způsob simulace pro povodí Jezdecká v hydrologickém roce 1996
($R^2 = 0,71$, $D_V = 19,9$ %).

Výše zmíněná kritéria se týkala simulací během celého hydrologického roku. Model však povoluje i simulaci pouze pro vybrané období, resp. pro období tání. Na obrázku 5.23 je zobrazeno období tání (XI.–IV.) pro rok 1996 s ponechanými parametry, které byly nastaveny pro celoroční simulaci při IV. způsobu aplikace modelu. Koeficient determinace vyšel 0,59 (u celoroční simulace 0,71) a objemový rozdíl 42,1 % (u celoroční simulace 19,9 %). Byly tedy dosaženy horší výsledky, a to i v případě, kdy byly parametry měněny nezávisle na jejich nastavení při celoroční simulaci. Na druhou stranu, například v roce 2005 byla simulace pro období tání bez změny parametrů (obr. 5.24) lepší z hlediska koeficientu determinace, který vyšel 0,78 (u celoroční simulace 0,71), avšak objemový rozdíl vyšel 26,0 % (u celoroční simulace 17,2 %).



Obr. 5.23: IV. způsob simulace pro povodí Jezdecká v období tání v hydrologickém roce 1996 ($R^2 = 0,59$, $D_V = 42,1$ %).



Obr. 5.24: IV. způsob simulace pro povodí Jezdecká v období tání v hydrologickém roce 2005 ($R^2 = 0,78$, $D_V = 26,0$ %).

5.3.2 Uhlířská

Na povodí Uhlířská byla provedena simulace všemi čtyřmi způsoby a jako charakteristický rok pro zobrazení grafů byl vybrán hydrologický rok 2006. V tomto roce byla simulace při IV. způsobu obecně nejlepší, tzn. hodně vysoký koeficient determinace a zároveň malá hodnota objemového rozdílu. Vypočítaná kritéria přesnosti pro všechny roky a jejich průměr je v tabulce 5.6.

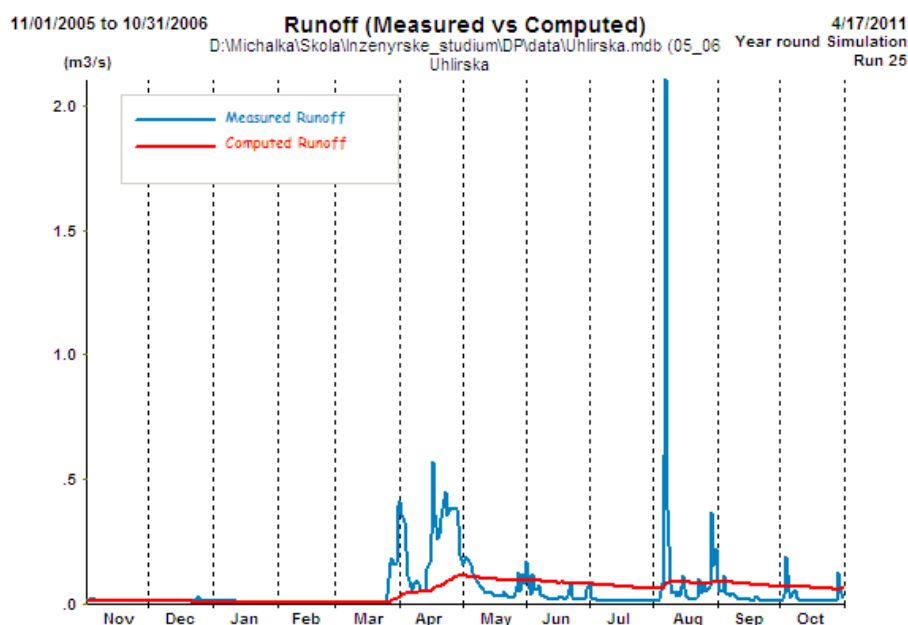
Tab. 5.6: Kritéria přesnosti modelu při různých způsobech simulace na povodí Uhlířská s uvedením průměrné hodnoty za celé sledované období.

Hydrologický rok	I. způsob		II. způsob		III. způsob		IV. způsob	
	R ²	D _V (%)	R ²	D _V (%)	R ²	D _V (%)	R ²	D _V (%)
1982	0,18	-13,6	0,24	28,4	0,35	22,2	0,62	36,8
1983	0,03	25,7	0,59	32,4	0,74	20,9	0,80	16,3
1984	-0,03	39,6	0,42	42,9	0,62	34,5	0,72	25,5
1985	0,13	4,6	0,30	15,4	0,36	6,2	0,73	19,8
1986	0,05	25,8	-0,42	26,6	-0,16	18,5	0,63	29,4
1987	0,07	27,6	0,64	40,6	0,69	31,2	0,69	22,6
1988	-0,02	35,5	0,48	40,9	0,52	34,7	0,67	25,3
1989	-0,10	25,9	0,03	32,3	0,26	23,7	0,48	24,8
1990	0,07	-19,4	0,16	29,9	0,42	22,1	0,55	20,5
1991	-0,02	15,6	0,02	46,3	0,19	38,4	0,55	31,5
1992	0,06	12,7	0,33	20,9	0,38	8,8	0,56	16,6
1993	0,01	25,6	0,41	29,3	0,53	20,4	0,59	0,0
1994	0,00	26,5	0,37	32,3	0,46	23,6	0,56	19,7
1995	-0,01	24,9	0,44	39,6	0,55	31,7	0,61	18,0
1996	0,07	21,2	0,26	22,9	0,38	17,5	0,77	19,5
1997	0,05	8,6	0,60	27,5	0,68	20,3	0,73	1,7
1998	-0,01	27,3	0,55	28,7	0,60	21,7	0,66	11,8
1999	-2,39	-148,0	0,08	20,0	0,19	12,5	0,57	15,4
2000	0,00	25,4	0,45	35,5	0,50	28,1	0,56	1,1
2001	0,02	29,7	0,52	33,4	0,54	24,8	0,64	10,4
2002	0,02	7,6	0,07	21,7	0,56	15,6	0,64	11,0
2003	0,02	6,7	-0,40	31,3	-0,21	23,1	0,43	40,6
2004	0,08	-7,7	0,47	19,0	0,57	10,0	0,67	17,8
2005	0,02	25,2	0,26	29,9	0,32	22,0	0,60	16,0
2006	0,06	13,3	0,66	17,2	0,66	10,7	0,79	5,0
2007	-0,02	13,1	0,24	21,2	0,38	12,1	0,61	2,6
2008	-0,04	16,6	0,23	25,2	0,38	15,2	0,65	8,8
2009	0,12	-4,3	0,15	-4,7	0,14	-12,4	0,68	4,0
2010	0,03	23,1	0,42	25,8	0,57	19,5	0,74	-3,9
průměr	-0,05	24,2	0,30	28,3	0,42	20,8	0,64	16,4

pozn.: červeně označena nejvyšší hodnota R² a nejnižší hodnota D_V z každého způsobu

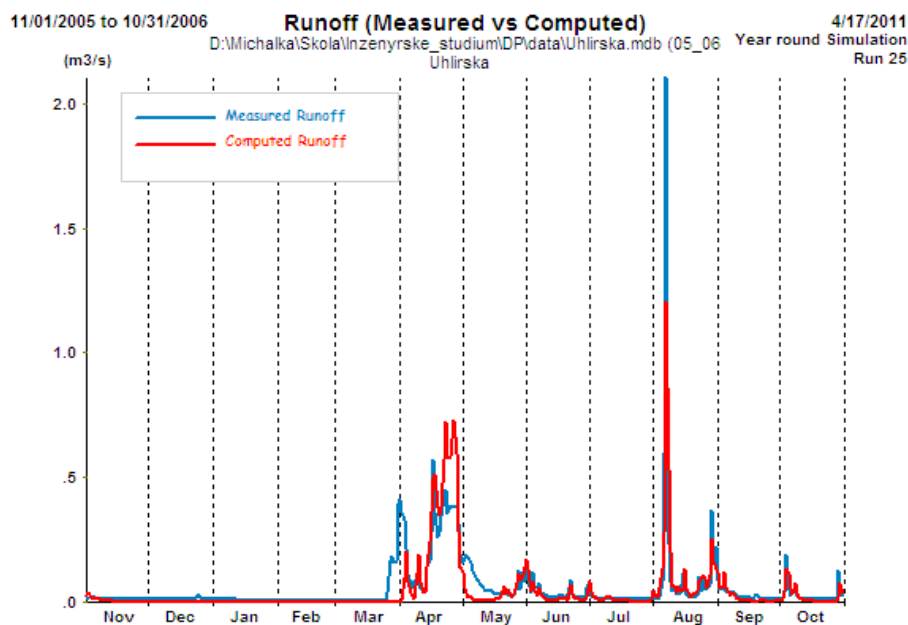
Z rozboru tabulky 5.6 je zřejmé, že v I. způsobu byl dosažen nejvyšší koeficient determinace 0,18 a to v hydrologickém roce 1982 a nejmenší objemový rozdíl $-4,3\%$ v roce 2009. Ve II. způsobu byl nejvyšší koeficient determinace 0,66 v roce 2006 a nejmenší objemový rozdíl $-4,7\%$ opět v roce 2009. Nejvyšší koeficient determinace ze III. způsobu byl vypočítán jako 0,74 v roce 1983 a nejmenší objemový rozdíl $6,2\%$ v roce 1985. Absolutně nejlepší výstupy z aplikace na povodí Uhlířská byly dosaženy při IV. způsobu, nejvyšší koeficient determinace 0,8 byl v roce 1983 a nejmenší objemový rozdíl $0,0\%$ v roce 1993.

Při I. způsobu simulace vyšel průměrný koeficient determinace roven $-0,05$ a průměrný objemový rozdíl $24,2\%$. Vzhledem k faktu, že R^2 vyšel menší než 0, bylo by správnější použít místo vytvořeného modelu průměrnou hodnotu odtoku. Na obrázku 5.25 je zobrazen graf simulace I. způsobem ve vybraném roce, z něhož je patrné, že modelovaný odtok téměř vůbec neodpovídá měřeným hodnotám.



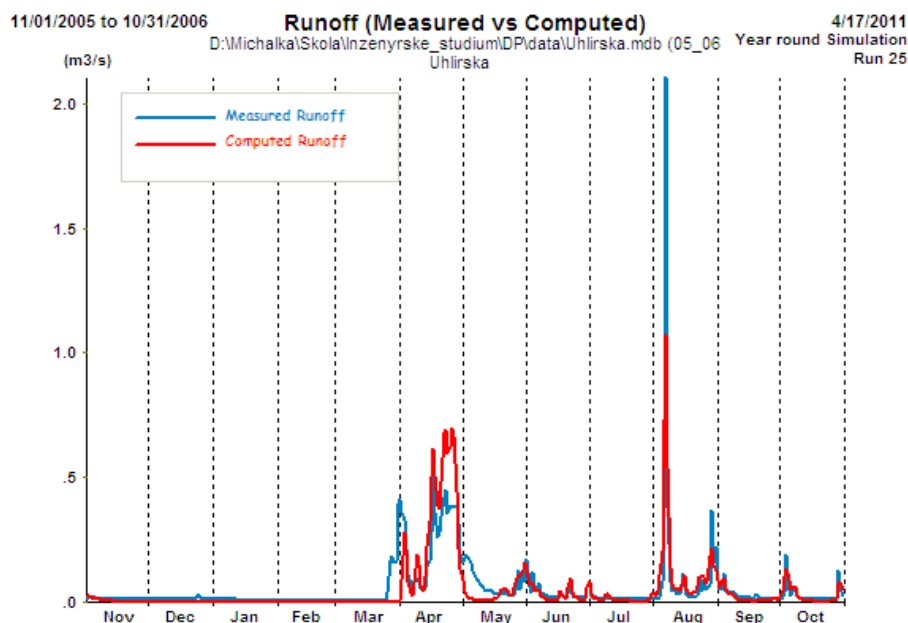
Obr. 5.25: I. způsob simulace pro povodí Uhlířská v hydrologickém roce 2006
($R^2 = 0,06$, $D_V = 13,3\%$).

Na obrázku 5.26 je zobrazen graf ze simulace II. způsobem ve vybraném roce. Koeficient determinace vyšel lépe, než v předchozím způsobu, ale objemový rozdíl vyšel hůře. To platí i pro průměrné hodnoty, kdy R^2 je roven 0,30 a D_V roven $28,3\%$. Tvar modelované křivky již více odpovídá měřeným datům.



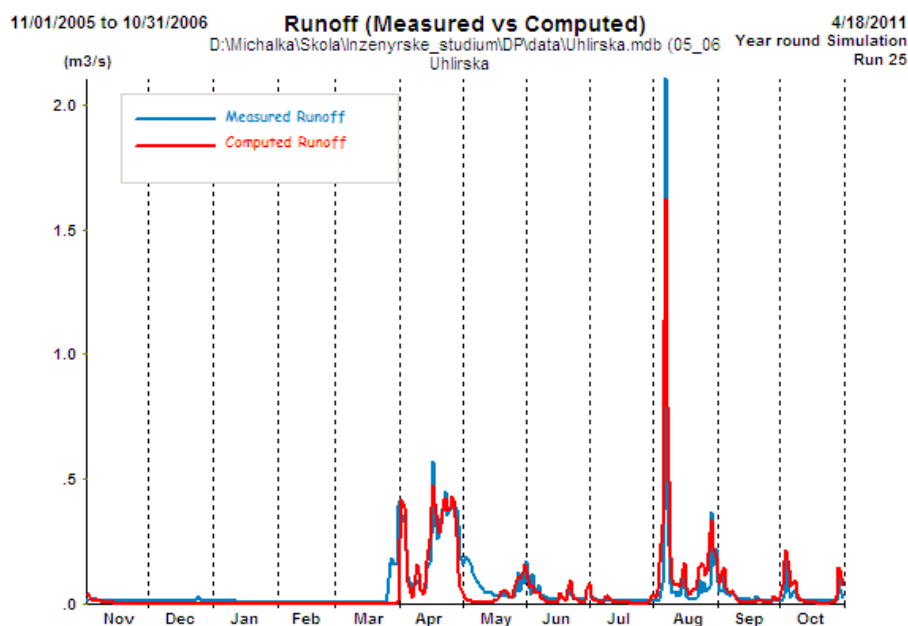
Obr. 5.26: II. způsob simulace pro povodí Uhlířská v hydrologickém roce 2006
 ($R^2 = 0,66$, $D_V = 17,2$ %).

Ve III. způsobu simulace došlo k opětovnému zlepšení vlivem další úpravy vstupních parametrů. Průměrný koeficient determinace vyšel 0,42 a průměrný objemový rozdíl 20,8 %. U vybraného hydrologického roku (obr. 5.27) nenastala změna u R^2 , ale vypočítaný D_V vyšel nižší a tedy lepší. Ostatní roky vykazují zlepšení modelu podle R^2 i D_V oproti předchozímu způsobu simulace.



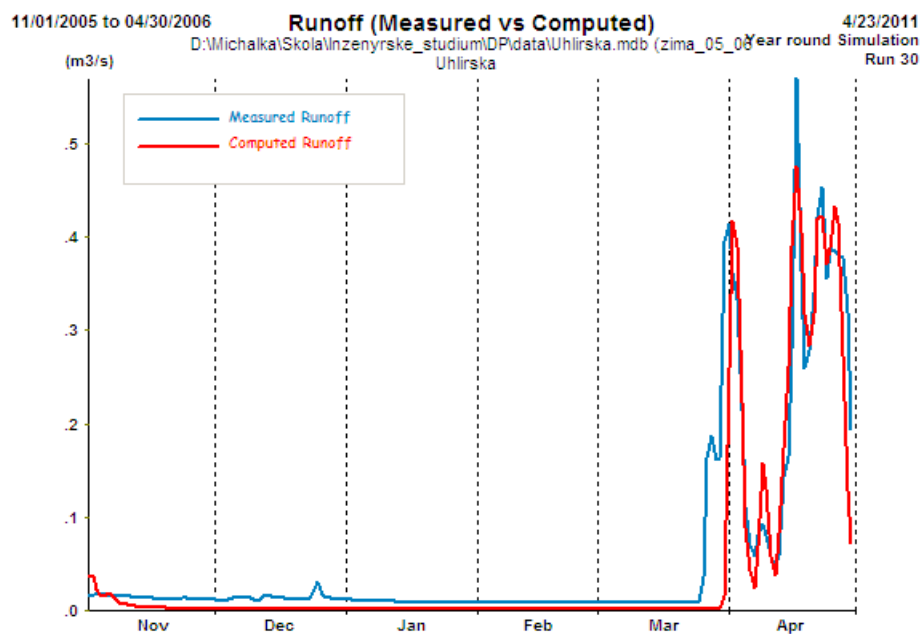
Obr. 5.27: III. způsob simulace pro povodí Uhlířská v hydrologickém roce 2006
($R^2 = 0,66$, $D_V = 10,7$ %).

Při simulaci IV. způsobem vyšly nejlepší výsledky u jednotlivých roků i u průměrných hodnot. Průměrný koeficient determinace vyšel 0,64 a průměrný objemový rozdíl 16,4 %. Obecně nejlepších výsledků bylo dosaženo v hydrologickém roce 2006, kdy R^2 je roven 0,79 a D_V roven 5,0 % (obr. 5.28).



Obr. 5.28: IV. způsob simulace pro povodí Uhlířská v hydrologickém roce 2006
($R^2 = 0,79$, $D_V = 5,0$ %).

Výsledek simulace během období tání (XI.–IV) v hydrologickém roce 2006 (obr. 5.29) byl z hlediska koeficientu determinace lepší, jeho hodnota vyšla při ponechání parametrů z celoroční simulace IV. způsobem 0,82 (u celoroční simulace 0,79). Objemový rozdíl vyšel 22,2 % (u celoroční simulace 5,0 %). Při změně hodnot parametrů bez ohledu na celoroční nastavení nebylo dosaženo lepších výsledků.



Obr. 5.29: IV. způsob simulace pro povodí Uhlířská v období tání v hydrologickém roce 2006 ($R^2 = 0,82$, $D_V = 22,2$ %).

6. DISKUZE

V této kapitole je zobrazeno vyhodnocení předložené diplomové práce a jsou zde shrnuty nejdůležitější výsledky a poznatky ze zpracování. Diskuze byla provedena z hlediska poskytnutých dat a aplikace modelu Snowmelt runoff na povodích Jezdecká a Uhlířská v Jizerských horách.

6.1 VYHODNOCENÍ ZPRACOVÁVANÝCH DAT

Seidel et al. (2000) uvádí, že Snowmelt runoff model dobře simuluje, pokud jsou vstupními daty pouze průměrné měsíční teploty, měsíční úhrny srážek a průměrné měsíční hodnoty plochy povodí pokryté sněhem. Avšak nejvhodnější jsou pro simulaci modelem SRM data denní. Pro zpracování diplomové práce byly k dispozici vstupní proměnné v denním kroku, tzn. denní teplota vzduchu, denní úhrn srážek a plocha povodí pokrytá sněhem odhadnuta z denních hodnot výšky sněhové pokrývky. Časový krok poskytnutých dat by neměl mít negativní vliv na simulaci.

Rango et Martinec (1981) uvádí, že nejpřesnějších výsledků simulace je dosaženo, pokud jsou k dispozici teploty a srážky naměřené v průměrné nadmořské výšce povodí, hodnoty sněhového pokrytí jsou k dispozici alespoň jednou za týden, pro velká povodí je použito několik klimatických stanic a existují záznamy odtoku z povodí po dobu několika let. Přijatelná přesnost simulace je však dosažena, i pokud jsou teploty a srážky měřeny pouze v okolí povodí a hodnoty sněhového pokrytí jsou k dispozici jen dvakrát až třikrát za celé období tání sněhu.

V rámci práce byly k dispozici hodnoty měřené přímo na zájmových povodích – denní průtok, týdenní výška a vodní hodnota sněhu. Denní data teplotní, srážková a sněhová pochází z měření z klimatologických stanic v okolí – Bedřichov, přehrada a Desná, Souš. Šmíd et al. (2010) uvádí, že v zimním období je na stanici Bedřichov, přehrada měřeno až o 18 % méně srážek než na automatické sněhoměrné

stanici Tomšovka na povodí Uhlířská. To může být způsobeno zejména orografií, či mikroklimatem vodní nádrže. Tento fakt mohl mít za následek nepřesnou vodní bilanci na povodí a tedy negativní vliv na simulaci modelem SRM.

Plocha pokrytá sněhem byla odhadována z denních měření výšky sněhu a bylo přihlédnuto i k teplotě vzduchu a úhrnu srážek. Přesto mohlo dojít k nepřesnému určení vstupní proměnné S a tím negativně ovlivnit výstupy z modelu.

6.2 VYHODNOCENÍ SIMULACÍ

Simulace na zájmových povodích byly provedeny čtyřmi způsoby podle dříve uvedené metodiky. Na základě výsledků z modelu bych I. způsob nedoporučovala. Pokud se pracovalo pouze s přednastavenými parametry bez žádné úpravy podle skutečného povodí, křivka simulovaného odtoku vůbec neodpovídala křivce měřených dat. To bylo způsobeno zejména tím, že u konstant x a y pro výpočet koeficientu poklesu byly ponechány původní hodnoty. Vypočtený koeficient determinace vycházel občas mírně vyšší než nula, často však dokonce menší než nula. Z toho vyplývá, že model není lepší, než kdyby se použily průměrné hodnoty. Vypočítaný objemový rozdíl se v průběhu let dost lišil.

Simulace II. způsobem byla lepší než předchozí. Modelovaná křivka již tvarem odpovídala křivce měřeného odtoku. Lepší simulaci způsobilo nastavení konstant x a y podle skutečného povodí. Podle mého názoru je však třeba pro přesnější simulaci změnit i další parametry modelu.

Při řešení simulace denních průtoků v průběhu několika let bych doporučovala III. způsob aplikace. Ačkoliv prvním parametrem, který by se měl při kalibraci měnit, je uváděn odtokový koeficient, dle dosažených zkušeností s aplikací modelu jsem došla k závěru, že je vhodnější nejdříve změnit jiné parametry a odtokový koeficient změnit až při roční simulaci. Kromě koeficientu poklesu byla po kalibraci změněna hodnota plochy přispívající srážkami k odtoku a časový posun. To mělo pozitivní vliv na výsledek z modelu – oproti předchozímu způsobu simulace se zlepšila obě kritéria přesnosti. Při celkovém zhodnocení celých 29 let aplikace modelu SRM vyšly poměrně dobré výsledky, avšak pro některé jednotlivé roky nebyla simulace tolik kvalitní. Na povodí Uhlířská byly dosažené průměrné výsledky

lepší než na Jezdecké a srovnatelné s některými publikovanými aplikacemi modelu ve světě, které zmiňuje Martinec et al. (2008).

Více než polovina projektů, v rámci kterých se aplikoval SRM na světových povodích, použily model pouze na jeden rok (Martinec et al. 2008). Na základě toho bych rozhodně doporučila pro zobrazení simulace jednotlivých roků zvlášť aplikaci IV. způsobem. V tomto případě byly změněny ještě degree-day faktor a odtokový koeficient pro sníh i pro déšť. Během kalibrace jsem došla k závěru, že je vhodnější zvolit menší hodnotu degree-day faktoru při simulaci v průběhu několika let a větší hodnotu při roční kalibraci modelu. Model SRM totiž podhodnocuje vysoké průtoky, a proto při zvýšení a -hodnoty se je podaří lépe zachytit a na druhou stranu případně vzniklé nadhodnocení v nižších průtocích model vyrovnat zvýšením odtokového koeficientu. Ačkoliv zvýšení a -hodnoty v některých případech nezlepšilo koeficient determinace, jeho hodnota zůstala nezměněna, objemový rozdíl se snížil.

U hodnoty degree-day obecně platí, že bude vyšší na volné ploše a na svazích, kde působí více slunečního záření, a naopak nižší na místech více zastíněných (Šmídl et al. 2010). Vzhledem k faktu, že na povodí Jezdecká se vyskytuje vyšší sněhová pokrývka než na Uhlířské, což může souviset i s menším zastíněním, a na základě ortofotomap byla na Jezdecké nastavena a -hodnota v průběhu let vyšší.

Kalibrace modelu odtokovým koeficientem byla prováděna pro každý rok zvlášť vždy po jednotlivých měsících. Jeho hodnota byla zpravidla měněna v měsíčním kroku, avšak v některých případech byl vyžadován krok kratší. V tabulce 6.1 je zobrazen hydrologický rok 1996 pro povodí Jezdecká. Jak uvádí Martinec et al. (2008), na začátku zimního období jsou ztráty malé, tedy odtokový koeficient je vysoký. V zobrazeném příkladě jsou c_R i c_S v listopadu rovny 0,80. Sněhová pokrývka ještě není souvislá, ztráty pocházejí nejen z odpařování ze sněhu, ale ještě i z povrchu vegetace. V následujících čtyřech měsících (XII.–III.) je sněhová pokrývka již souvislá a ztráty jsou tedy způsobeny pouze odpařováním z povrchu sněhu. V dubnu je pokrývka již nasycena vodou a začíná tání, proto jsou c_R a c_S nižší. Po odkrytí vegetace jsou ztráty způsobeny odpařováním ze sněhu, evapotranspirací a intercepcí. Na konci dubna již převládá říční odtok, proto jsou odtokové koeficienty opět vyšší. Zbytek roku (V.–X.) byl nastaven shodně, c_R je zvolena jako 0,9, c_S může nabývat jakékoliv hodnoty v případě, že plocha pokrytá sněhem je nulová, což

vyplývá ze základní rovnice výpočtu průměrného denního průtoku (rovnice 4.1 dříve v textu).

Tab. 6.1: Nastavení parametrů pro IV. způsob simulace v hydrologickém roce 1996 na povodí Jezdecká.

Datum	γ	T_{CRIT}	a	L	c_S	c_R	RCA	x	y
11/1/1995	0,65	2	1,50	6	0,80	0,80	0	0,300	0,199
...	0,65	2	1,50	6	0,80	0,80	0	0,300	0,199
11/30/1995	0,65	2	1,50	6	0,80	0,80	0	0,300	0,199
12/1/1995	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	0	0,300	0,199
...	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	0	0,300	0,199
12/31/1995	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	0	0,300	0,199
1/1/1996	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	0	0,300	0,199
...	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	0	0,300	0,199
1/31/1996	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	0	0,300	0,199
2/1/1996	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	0	0,300	0,199
...	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	0	0,300	0,199
2/29/1996	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	0	0,300	0,199
3/1/1996	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	0	0,300	0,199
...	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	0	0,300	0,199
3/31/1996	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	0	0,300	0,199
4/1/1996	0,65	2	1,50	6	0,40	0,30	1	0,300	0,199
...	0,65	2	1,50	6	0,40	0,30	1	0,300	0,199
4/14/1996	0,65	2	1,50	6	0,40	0,30	1	0,300	0,199
4/15/1996	0,65	2	1,50	6	0,50	0,40	1	0,300	0,199
...	0,65	2	1,50	6	0,50	0,40	1	0,300	0,199
4/24/1996	0,65	2	1,50	6	0,50	0,40	1	0,300	0,199
4/25/1996	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	1	0,300	0,199
...	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	1	0,300	0,199
4/30/1996	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	1	0,300	0,199
5/1/1996	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	1	0,300	0,199
...	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	1	0,300	0,199
10/31/1996	0,65	2	1,50	6	0,90	0,90	1	0,300	0,199

Všechny roky byly z hlediska odtokových koeficientů nastavovány obdobně na stejném principu a teoretických znalostech. Na mírně odlišné nastavení c -hodnoty v průběhu let mohlo mít vliv postupné zalesňování Jizerských hor, které byly v 70. a 80. letech 20. století z více než 60 % odlesněny.

Pokud se zhodnotila simulace během celého roku a během období tání, tak obecně lepších koeficientů determinace bylo dosaženo v období tání. Na druhou stranu při této možnosti vycházely vyšší hodnoty objemového rozdílu. Z toho plyne, že během celého roku sice model simuluje hůře, avšak objem odteklé vody je bližší skutečnému stavu.

7. ZÁVĚR

Předložená diplomová práce se zabývala modelováním odtoku z tání sněhové pokrývky v hydrologickém roce 1982 až 2010 na dvou vybraných experimentálních povodích v Jizerských horách – Jezdecká a Uhlířská. Pro simulaci byl použit model Snowmelt runoff. Hlavním cílem diplomové práce bylo vyhodnotit možnost použití modelu SRM v podmínkách České republiky. Za tím účelem byla Českým hydrometeorologickým ústavem v Praze poskytnuta hydrologická a meteorologická data.

Pro dosažení cílů se nejprve teoretická část práce zabývala shrnutím poznatků o sněhové pokrývce, dále způsoby jejího měření, mapování a modelování. Pro získání představy o fyzickogeografických charakteristikách řešených území byla jedna kapitola věnována i této problematice. Před samotnou praktickou aplikací modelu na vybraných povodích se práce zabývala strukturou, vstupními proměnnými a parametry modelu SRM.

Model SRM byl doposud využíván převážně na povodích o velké rozloze a vysoké nadmořské výšce, kde se vyskytují vysoké průtoky. Na základě výsledků z aplikace modelu na malých povodích v České republice v rámci předložené práce se zjistilo, že model nepřesně simuluje nízké konstantní průtoky, podhodnocuje je. Dále se při zpracování diplomové práce došlo k závěru, že Snowmelt runoff model podhodnocuje extrémně vysoké průtoky a při velkých výkyvech průtoků během roku podává horší výsledky.

Pro zobrazení roční simulace odtoku z tání sněhu na povodích s menší rozlohou a nižší nadmořskou výškou bych model SRM doporučila. Přesnost dosažených výsledků je srovnatelná s publikovanými projekty. Pro řešení víceletých řad je model také vhodný, avšak pouze s nastavením parametrů podle skutečného povodí. Určitě není vhodné použít pouze výchozí nastavení hodnot parametrů,

v tomto případě model zobrazuje skutečnost velmi špatně, často hůře než kdyby se pro simulaci použily průměrné hodnoty měřených průtoků. Výstupy z modelu SRM mohou také sloužit k porovnání výsledků ze simulací z jiných modelů řešících odtok s tání sněhu.

V rámci budoucích projektů bych doporučovala simulaci modelu na jiných povodích v České republice, případně ověřit další možnosti použití modelu. Zejména by bylo vhodné vyzkoušet aplikaci na vyhodnocení možného vlivu klimatických změn na sněhovou pokrývku a odtok.

Na závěr by bylo vhodné uvést, že samotná práce s modelem Snowmelt runoff byla příjemná, program je uživatelsky velmi přívětivý a vysoká rychlost simulace dovozovala experimentovat se vstupními parametry bez obavy ze zaseknutí modelu a ztráty času.

8. LITERATURA

- ANDERSON E., 1996: *II.2 SNOW-17 Snow Model*. – Civil and Environmental Engineering, online: <<http://www.civil.utah.edu/~cv5450/modeling/2snow-17.htm>>, citováno dne 13. 11. 2010.
- ANDERSON E., 2006: *Snow Accumulation and Ablation Model – SNOW-17*. – NOAA's National Weather Service, online: <http://www.weather.gov/oh/hrl/nwsrfs/users_manual/part2/_pdf/22snow17.pdf>, citováno dne 13. 11. 2010.
- BLAŽKOVÁ Š. et KOLÁŘOVÁ S. [eds.], 1994: *Vliv odlesnění na hydrologický režim v oblasti Jizerských hor*. – Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, Praha, 76 s.
- BRUBAKER K, RANGO A. et KUSTAS W., 1996: *Incorporating radiation inputs into the snowmelt runoff model*. – Hydrological Processes 10: 1329-1343.
- BRUNCLÍK O., BENEŠ S. et VLK, K., 1986: *Geologie a půdoznalství IIIa (geologie)*. – Vysoká škola zemědělská Praha v Čs. Redakci VN MON, Praha, 127 s.
- ČHMÚ, 2003: *Návod pro pozorovatele meteorologických stanic. Metodický předpis č. 13*. – Český hydrometeorologický ústav, Ostrava, 90 s.
- DAWSON C. W., ABRAHART R. J. et SEE L. M., 2007: *HydroTest: A web-based toolbox of evaluation metrics for the standardised assessment of hydrological forecasts*. – Environmental Modelling & Software 22: 1034–1052.
- DEY B., SHARMA V. K. et RANGO A., 1989: *A Test of Snowmelt-Runoff Model for a Major River Basin in Western Himalayas*. – Nordic Hydrology 20: 167–178.

- DINGMAN S. L., 2002: *Physical Hydrology – 2nd Edition*. – Prentice Hall, Inc., New Jersey, 639 s.
- EIGDIR A. N., 2003: *Investigation of the snowmelt runoff in the Orumiyeh region, using modelling, GIS and RS techniques*. – International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, Enschede, Netherlands, 66 s.
- ENGMAN E. T., RANGO A. et MARTINEC J., 1989: *EXSRM, an expert system for snowmelt runoff model (SRM)*. – *New Direction for Surface Water Modeling* 181: 417–426.
- FERGUSON R. I., 1999: *Snowmelt runoff models*. – *Progress in Physical Geography* 23: 205–227.
- GISAT, 2010a: *Nízké a střední rozlišení*. – Gisat, online: <<http://www.gisat.cz/content/cz/druzicova-data/dodavana-data/nizke-a-stredni-rozliseni>>, citováno dne 15. 11. 2010.
- GISAT, 2010b: *Vysoké rozlišení*. – Gisat, online: <<http://www.gisat.cz/content/cz/druzicova-data/dodavana-data/vysoke-rozliseni>>, citováno dne 15. 11. 2010.
- GISAT, 2010c: *Velmi vysoké rozlišení*. – Gisat, online: <<http://www.gisat.cz/content/cz/druzicova-data/dodavana-data/velmi-vysoke-rozliseni>>, citováno dne 15. 11. 2010.
- HONSOVÁ D., 2007: *Sněhová pokrývka*. – Příroda.cz, online: <<http://www.priroda.cz/clanky.php?detail=1019>>, citováno dne 24. 10. 2010.
- HRÁDEK F. et KUŘÍK P., 2008: *Hydrologie*. – Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha, 280 s.
- JENÍČEK M. et TAUFMANNOVÁ A., 2010: *Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu – výběr z výsledků výzkumu Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK v letech 2009 a 2010*. In: JIRÁK J., POBŘÍŠLOVÁ J., VAJSKEBR V. et DUCHÁČEK L. [eds]: *XV. Medzinárodné stretnutie snehárov*. – Český hydrometeorologický ústav, Jablonec nad Nisou: 43–51.
- JÓŽA M. et VONIČKA P., 2004: *Jizerskohorská rašeliniště*. – Jizersko-ještědský horský spolek, Liberec, 160 s.

- KITE G. W., 1975: *Performance of two deterministic hydrological models*. – IASH-AISH Publication 115: 136–142.
- KREJČÍ J. et ZEZULÁK J., 2000: *Modely odtoku ze sněhu*. – Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha, 40 s.
- KULASOVÁ A. et BUBENÍČKOVÁ L., 2009: *Klima Jizerských hor*. In: KARPAŠ R. [ed]: *Jizerské hory – o mapách, kamení a vodě*. – Roman Karpaš RK, Liberec: 349–367.
- KULASOVÁ A., BUBENÍČKOVÁ L., HANCVENCL R., JIRÁK J., et POBŘÍSLOVÁ J., 2005: *Příspěvek do Hydroekologické studie Jizerských hor 2005*. – Český hydrometeorologický ústav, Praha, 15 s.
- KULASOVÁ A., BUBENÍČKOVÁ L., HANCVENCL R., JIRÁK J., POBŘÍSLOVÁ J., et BERCHA Š., 2006: *Experimentální hydrologická základna Jizerské hory*. – Journal of Hydrology and Hydromechanics 54/2: 163–182.
- LHOTSKÝ O., 1963: *Vodní režim a vodohospodářský význam Jizerských hor*. – Severočeské muzeum, přírodovědecké oddělení, Liberec, 30 s.
- MARTINEC J., 1960: *The degree-day factor for snowmelt runoff forecasting*. – Surface Waters 51: 468–477.
- MARTINEC J., 1975: *Snowmelt – runoff model for stream flow forecasts*. – Nordic Hydrology 6: 145–154.
- MARTINEC J., 1985: *Snowmelt Runoff Models for Operational Forecasts*. – Nordic Hydrology 16: 129–136.
- MARTINEC J., RANGO A. et ROBERTS R., 2008: *Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual*. – New Mexico State University, Las Cruces, New Mexico, USA, 177 s.
- MEIER M. F., 1980: *Remote sensing of snow and ice*. – Hydrological Sciences-Bulletin-dés Sciences Hydrologiques 25: 307–330.
- NASH J. E. et SUTCLIFFE J. V., 1970: *River flow forecasting through conceptual models 1: a discussion of principles*. – Journal of Hydrology 10: 282–290.

- PORTALJABLONECNADNISOU.CZ, 2011: *Přehrada Bedřichov*. – Jablonec nad Nisou – informační portál města, online:
<<http://www.portaljablonecnadnisou.cz/prehrada-bedrichov/>>, citováno dne 6. 2. 2011.
- PRIMOŽIČ M., KOBOLD M. et BRILLY M., 2008: *The imlementation of the HBV Model on the Sava River Basin*. – IOP Conference Series: Earth and Environmental Science 4, online: <http://iopscience.iop.org/1755-1315/4/1/012004/pdf/1755-1315_4_1_012004.pdf>, citováno dne 14. 11. 2010.
- RANGO A., 1988: *Progress in Developing an Operational Snowmelt-Runoff Forecast Model with Remote Sensing Input*. – Nordic Hydrology 19: 65–76.
- RANGO A., 1992: *Worldwide Testing of the Snowmelt Runoff Model with Applications for Predicting the Effects of Climate Change*. – Nordic Hydrology 23: 155–172.
- RANGO A., 1996: *Spaceborne remote sensing for snow hydrology applications*. – Hydrological Sciences Journal 41: 477–494.
- RANGO A. et MARTINEC J., 1979: *Application of a Snowmelt-Runoff Model Using Landsat Data*. – Nordic Hydrology 10: 225–238.
- RANGO A. et MARTINEC J., 1981: *Accuracy of Snowmelt Runoff Simulation*. – Nordic Hydrology 12: 265–274.
- RANGO A., VAN KATWIJK V. et MARTINEC J., 1990: *Snowmelt runoff forecasts in Colorado with remote sensing*. – IAHS 193: 627–634.
- SEIDEL K. et MARTINEC J., 2002: *NOAA/AVHRR monitoring of snow cover for modeling climate-affected runoff in Ganges and Brahmaputra rivers*. – EARSel eProceedings 2: 188–200.
- SEIDEL K., MARTINEC J. et BAUMGARTNER M. F., 2000: *Modelling runoff and impact of climate change in large Himalayan basins*. In: BHATIA K. K. S., MEHROTRA R. et SONI G. [eds]: *Integrated Water Resources Management for Sustainable Development*. – National Institute of Hydrology, Roorkee, India, Volume II: 1020–1028.

- SMHI, 2006: *The HBV model*. – Sweden's Meteorological and Hydrological Institute, online: <<http://www.smhi.se/sgn0106/if/hydrologi/hbv.htm>>, citováno dne 14. 11. 2010.
- ŠMÍDL J., ŠANDA M. et KULASOVÁ A., 2010: *Kontinuální sledování sněhové pokrývky na povodí Uhlířská, aplikace metody degree-day*. In: JIRÁK J., POBŘÍŠLOVÁ J., VAJSKEBR V. et DUCHÁČEK L. [eds]: XV. Medzinárodné stretnutie snehárov. – Český hydrometeorologický ústav, Jablonec nad Nisou: 35–43.
- TOLASZ R. [ed.], 2007: *Atlas podnebí Česka*. – Český hydrometeorologický ústav, Praha, 256 s.
- VONIČKA P. [ed.], 2002: *Národní přírodní rezervace Jizerskohorské bučiny*. – Jizersko-ještědský horský spolek, Liberec, 63 s.

9. PŘÍLOHY

SEZNAM PŘÍLOH

Příloha 1: Fotografie z povodí Jezdecká a Uhlířská.

Příloha 2: Vybrané charakteristiky experimentálních povodí Jizerských hor.

Příloha 3: Průměrná měsíční teplota a měsíční úhrn srážek na povodí Jezdecká a Uhlířská v letech 1981–2010.

Příloha 4: Doplnkové grafy v modelu SRM.

Příloha 5: Textový výpis dat v modelu SRM.

Příloha 6: Grafy ze IV. způsobu simulace modelem SRM na povodí Jezdecká.

Příloha 7: Grafy ze IV. způsobu simulace modelem SRM na povodí Uhlířská.

Příloha 1: Fotografie z povodí Jezdecká a Uhlířská.



Obr. 9.1: Vodní nádrž Souš s bezpečnostním přelivem (foto: Hanisch 13. IV. 2007).



Obr. 9.2: Vodní nádrž Souš s manipulačním domkem (foto: Hanisch 13. IV. 2007).



Obr. 9.3: Černá Desná v Jizerských horách (foto: Jakubec 1. IX. 2009).



Obr. 9.4: Vodní nádrž Bedřichov (portaljablonecnadnisou.cz 2011).

Příloha 2: Vybrané charakteristiky experimentálních povodí Jizerských hor.

Tab. 9.1: Fyzickogeografické a hydrologické charakteristiky a monitoring na experimentálních povodích Jizerských hor (Kulasová et al. 2005).

Povodí	Tok	Plocha (km ²)	Nadm. výška (m n. m.)		Nejvyšší hora
			Profilu	Nejvyššího místa	
Uhlířská	Černá Nisa	1,87	774	886	Olivetská hora
Smědava 1	Bílá Smědá	3,72	809	1 122	Jizera
Blatný rybník	Blatný potok	4,56	750	1 071	Holubík
Smědava 2	Černá Smědá	4,74	809	933	Zelený kámen
Jezdecká	Černá Desná	4,75	769	1 024	Černý vrch
Kristiánov	Kamenice	6,62	750	1 085	Černá hora
Jizerka	Jizerka	10,60	850	1 024	Černý vrch

Povodí	Tok	Délka údolnice (km)	Sklon údolnice (%)	Srážkoměr	
				Počet	Nadm. v. (m n. m.)
Uhlířská	Černá Nisa	2,1	2,3	5	783–866
Smědava 1	Bílá Smědá	3,0	6,0	2	997–1 006
Blatný rybník	Blatný potok	3,6	2,4	3	756–927
Smědava 2	Černá Smědá	4,3	3,0	2	842–916
Jezdecká	Černá Desná	3,1	3,9	3	788–922
Kristiánov	Kamenice	4,0	6,4	3	778–988
Jizerka	Jizerka	4,7	1,1	4	866–850

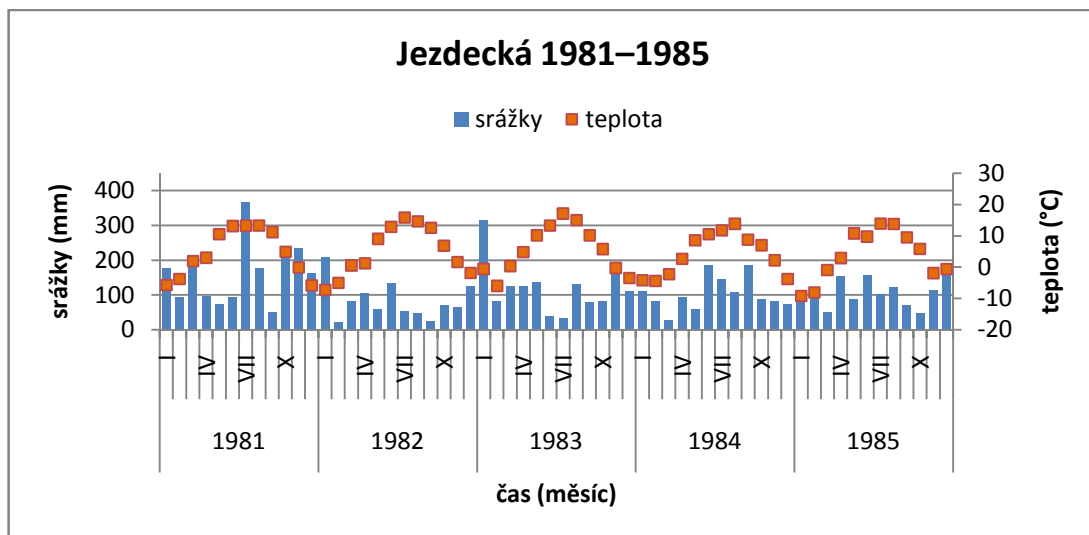
Povodí	Tok	Sněhoměrný profil		Klimatologická stanice	
		Počet	Nadm. v. (m n. m.)	Název	Nadm. v. (m n. m.)
Uhlířská	Černá Nisa	6	777–876	PCN	825
Smědava 1	Bílá Smědá	1	997	-	-
Blatný rybník	Blatný potok	4	756–846	-	-
Smědava 2	Černá Smědá	1	845	-	-
Jezdecká	Černá Desná	6	788–928	Kůrovec	893
Kristiánov	Kamenice	4	808–908	-	-
Jizerka	Jizerka	3	866–938	Jizerka	866

Pokračování tabulky 9.1.

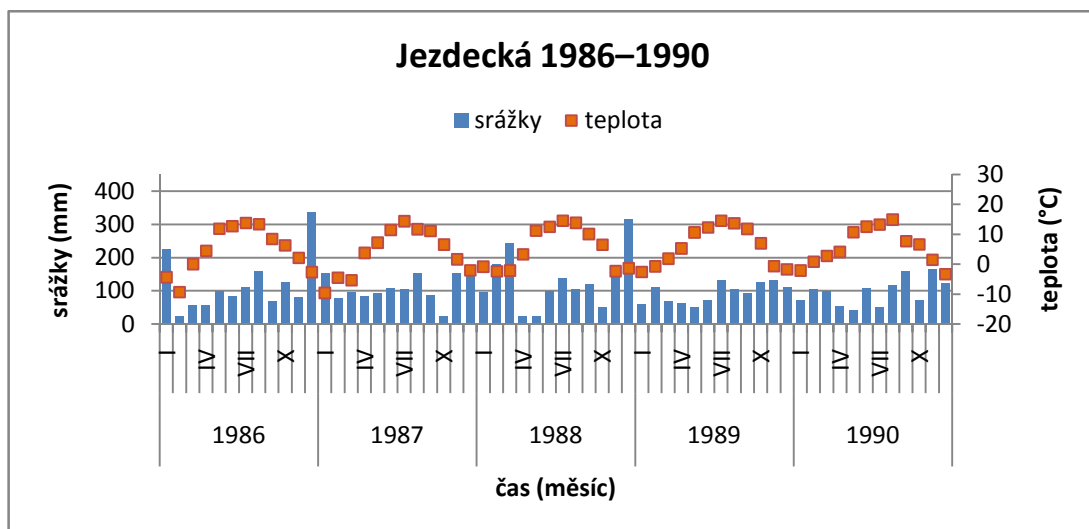
Povodí	Tok	Automatická sněhoměrná stanice	
		Název	Nadm. v. (m n. m.)
Uhlířská	Černá Nisa	Tomšovka	810
Smědava 1	Bílá Smědá	-	-
Blatný rybník	Blatný potok	-	-
Smědava 2	Černá Smědá	-	-
Jezdecká	Černá Desná	-	-
Kristiánov	Kamenice	-	-
Jizerka	Jizerka	-	-

Povodí	Tok	Prům. roční	Prům. dlouhodobý
		výška srážek (mm)	průtok (m ³ .s ⁻¹)
Uhlířská	Černá Nisa	1 400	0,063
Smědava 1	Bílá Smědá	1 600	0,146
Blatný rybník	Blatný potok	1 536	0,187
Smědava 2	Černá Smědá	1 580	0,183
Jezdecká	Černá Desná	1 500	0,190
Kristiánov	Kamenice	1 596	0,263
Jizerka	Jizerka	1 490	0,402

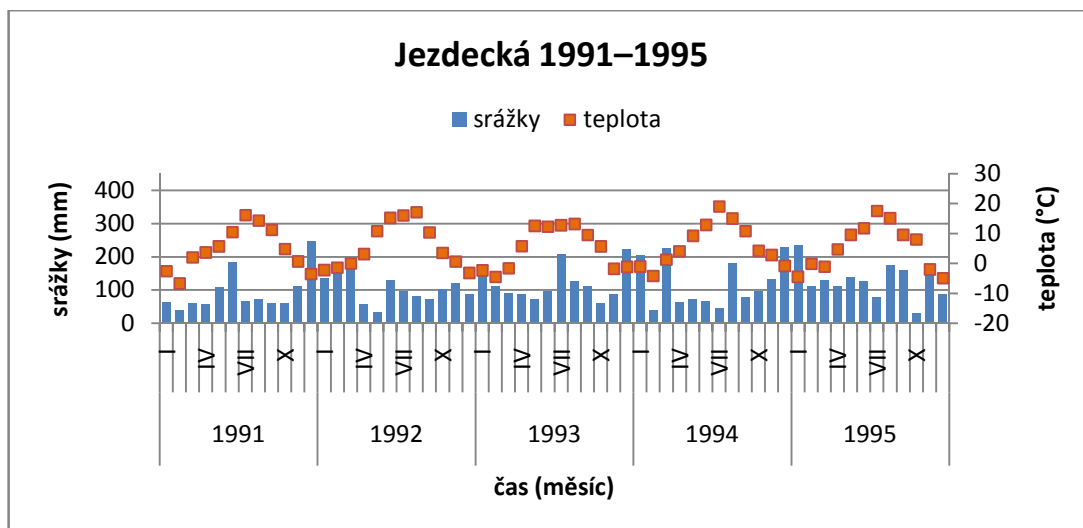
Příloha 3: Průměrná měsíční teplota a měsíční úhrn srážek na povodí Jezdecká a Uhlířská v letech 1981–2010.



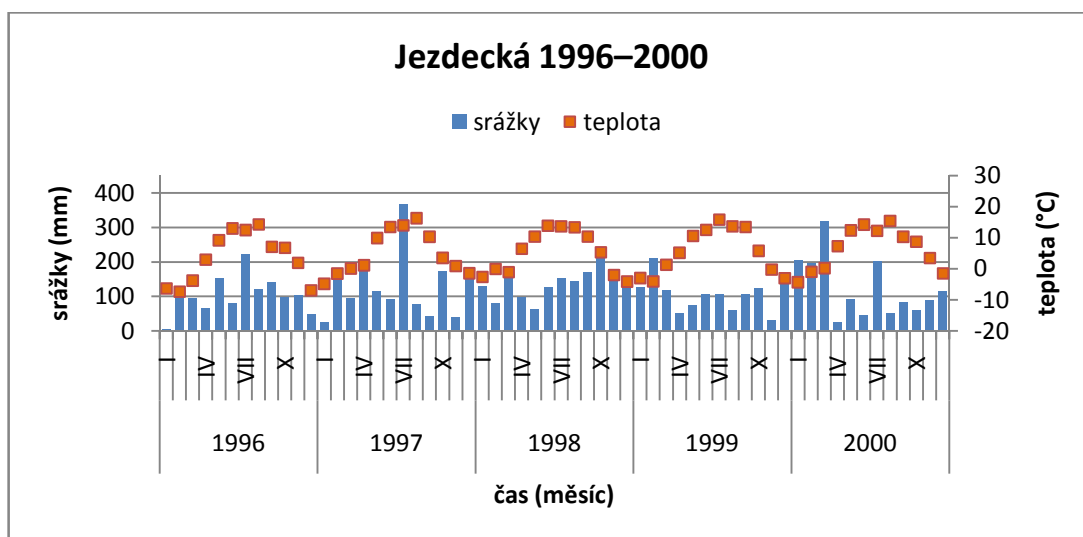
Obr. 9.5: Prům. měsíční teplota a měsíční úhrn srážek Jezdecká 1981–1985.



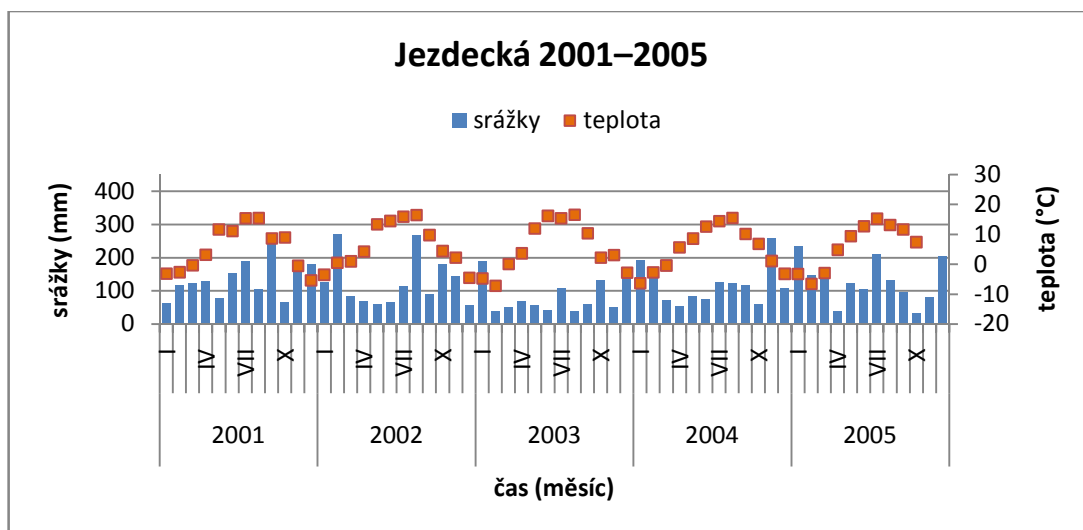
Obr. 9.6: Prům. měsíční teplota a měsíční úhrn srážek Jezdecká 1986–1990.



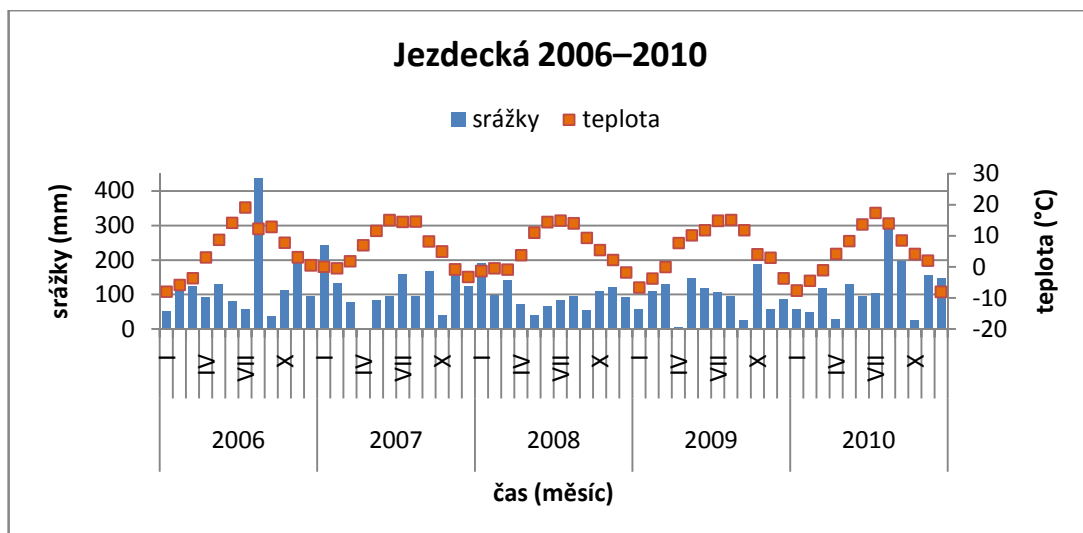
Obr. 9.7: Prům. měsíční teplota a měsíční úhrn srážek Jezdecká 1991–1995.



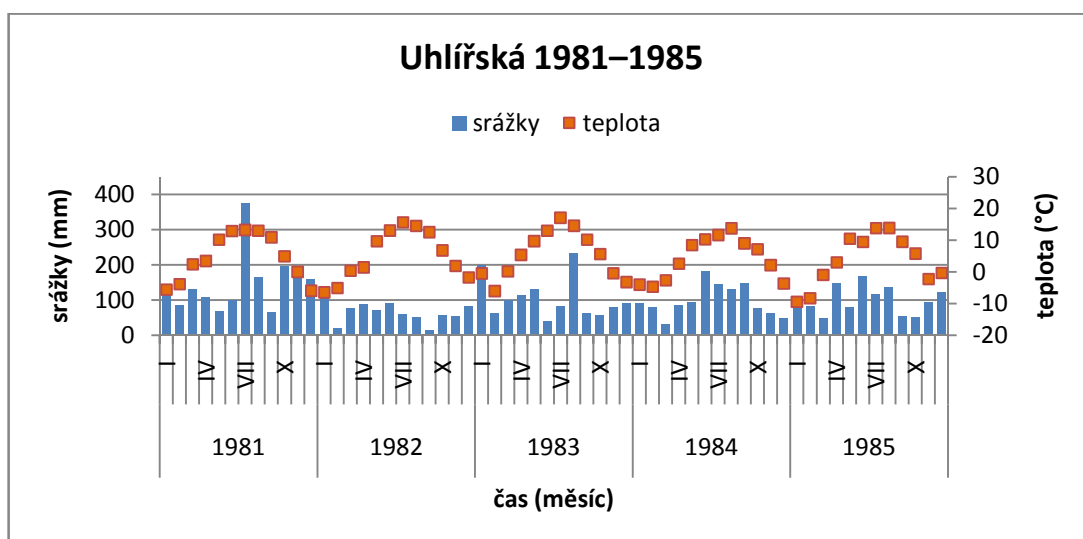
Obr. 9.8: Prům. měsíční teplota a měsíční úhrn srážek Jezdecká 1996–2000.



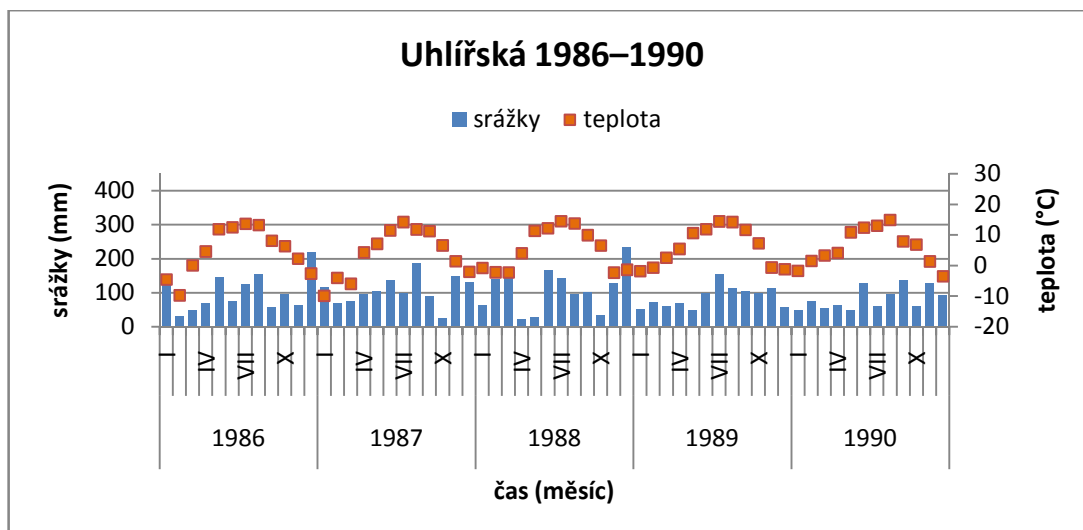
Obr. 9.9: Prům. měsíční teplota a měsíční úhrn srážek Jezdecká 2001–2005.



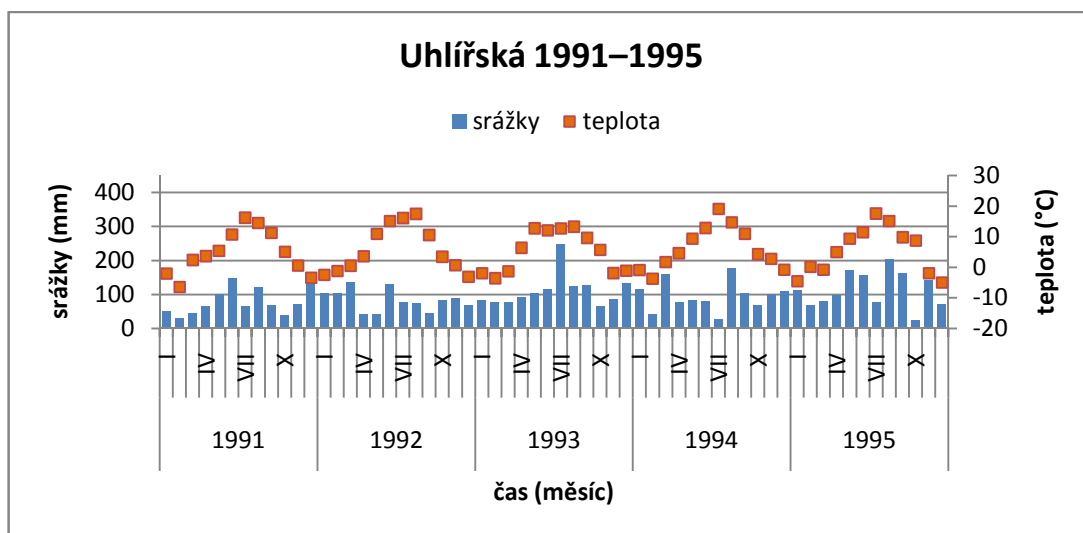
Obr. 9.10: Prům. měsíční teplota a měsíční úhrn srážek Jezdecká 2006–2010.



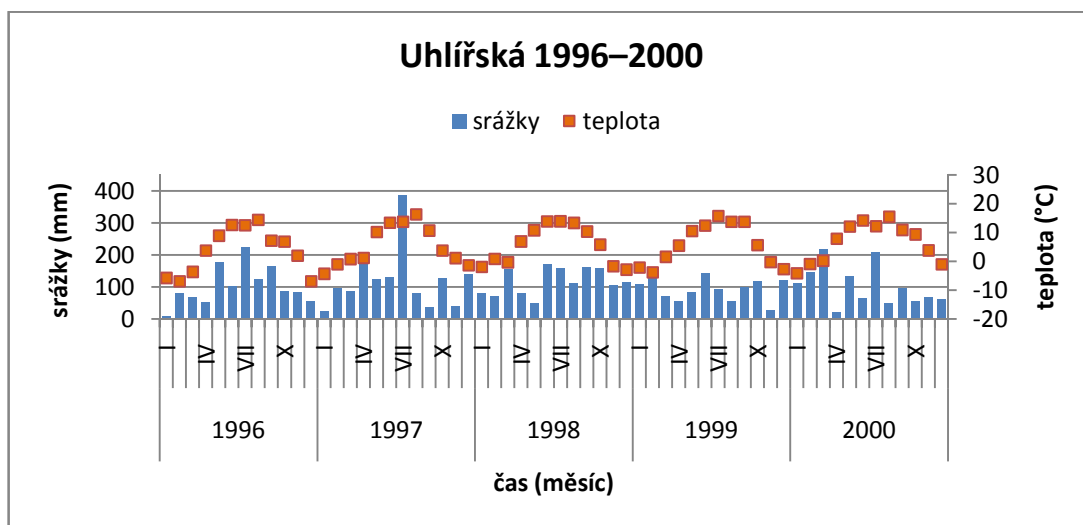
Obr. 9.11: Prům. měsíční teplota a měsíční úhrn srážek Uhlířská 1981–1985.



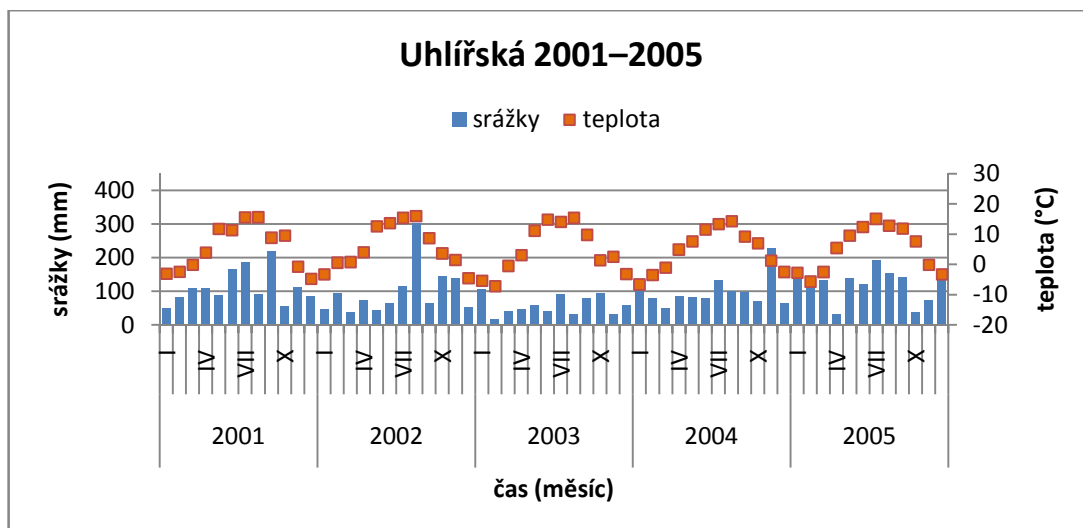
Obr. 9.12: Prům. měsíční teplota a měsíční úhrn srážek Uhlířská 1986–1990.



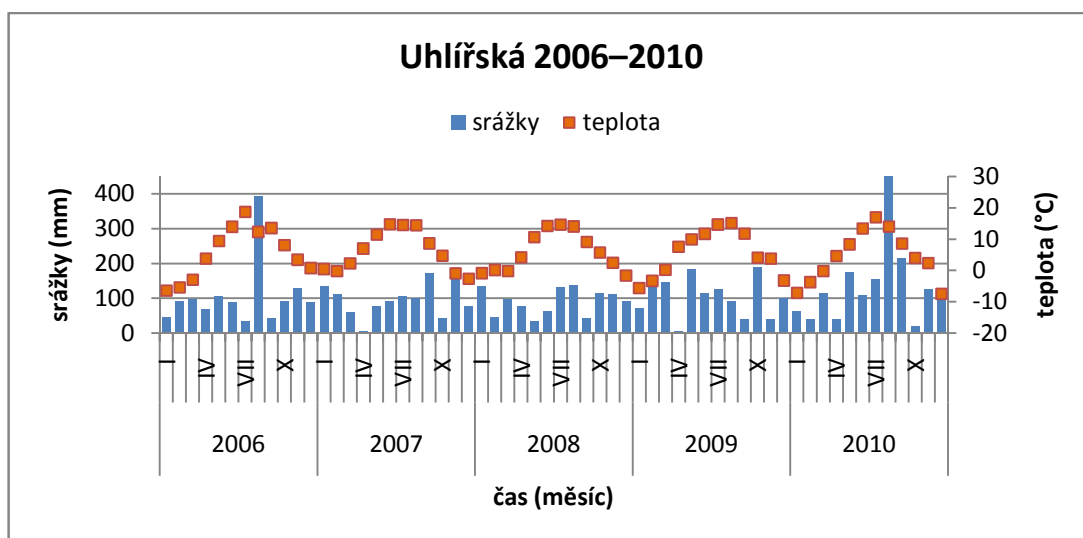
Obr. 9.13: Prům. měsíční teplota a měsíční úhrn srážek Uhlířská 1991–1995.



Obr. 9.14: Prům. měsíční teplota a měsíční úhrn srážek Uhlířská 1996–2000.

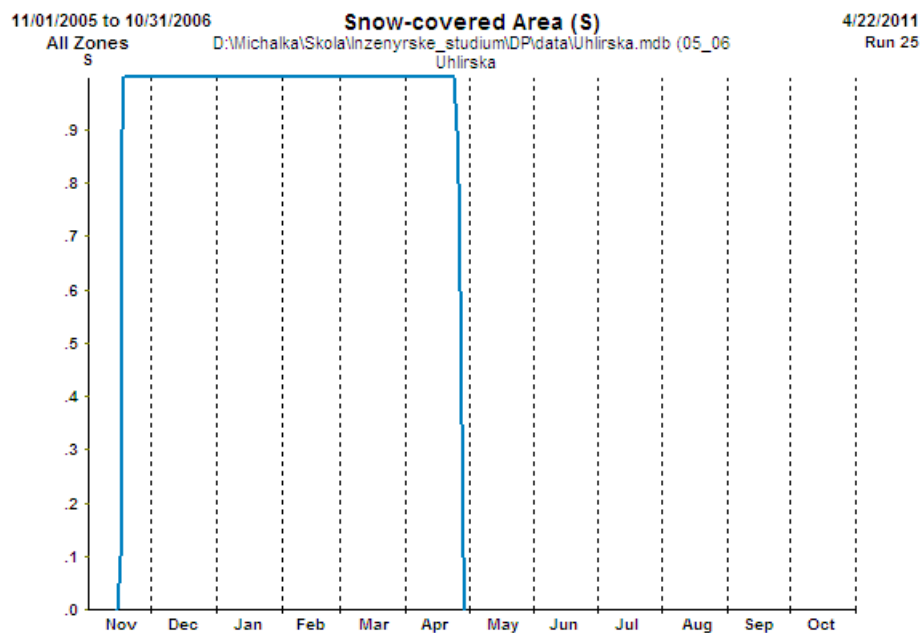


Obr. 9.15: Prům. měsíční teplota a měsíční úhrn srážek Uhlířská 2001–2005.

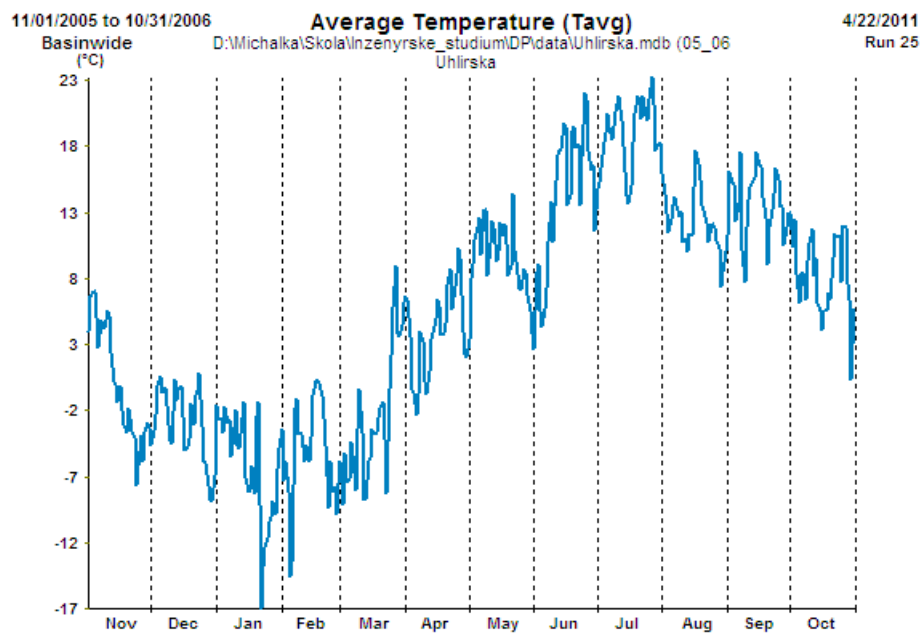


Obr. 9.16: Prům. měsíční teplota a měsíční úhrn srážek Uhlířská 2006–2010.

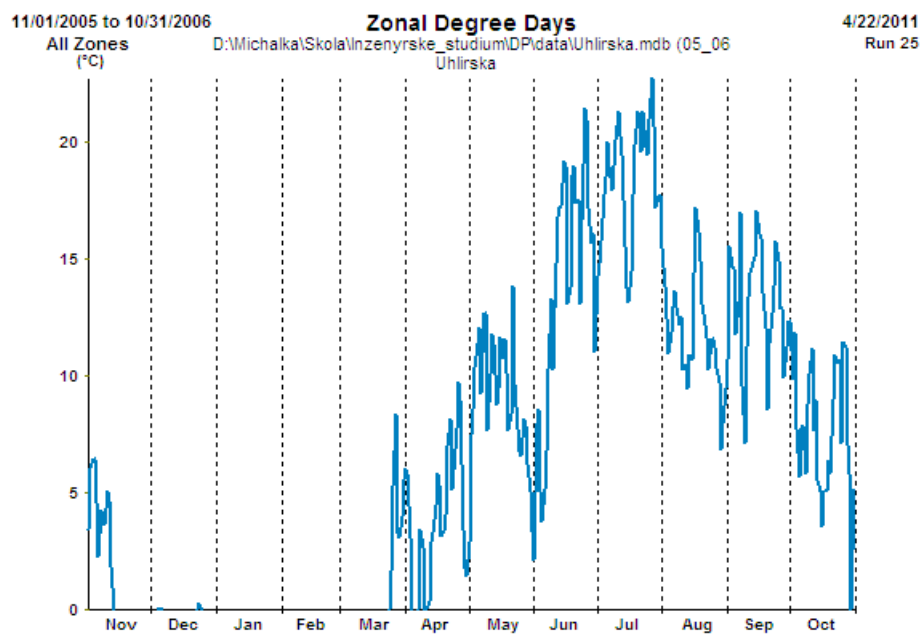
Příloha 4: Doplnkové grafy v modelu SRM.



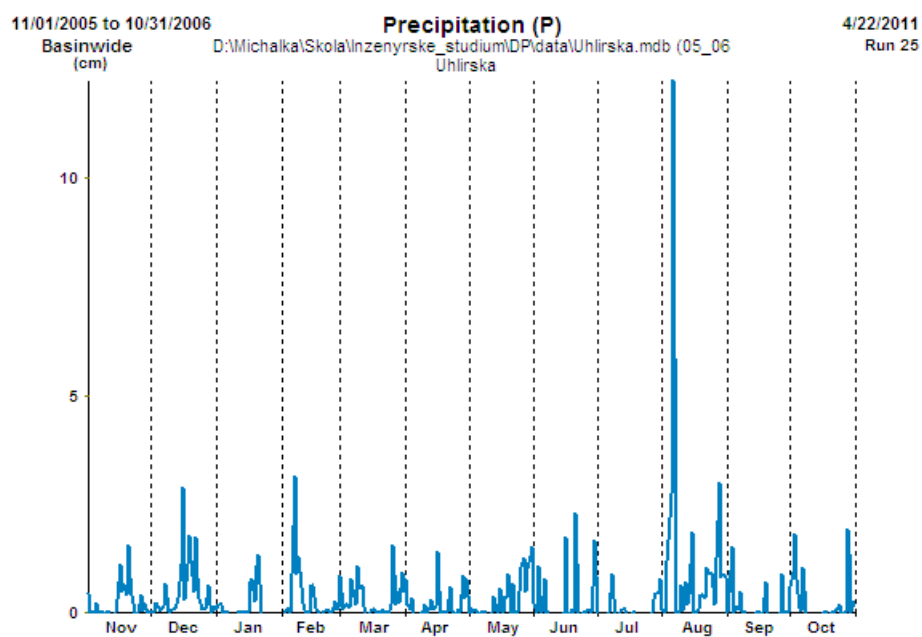
Obr. 9.17: Plocha pokrytá sněhem – Uhlířská 2006.



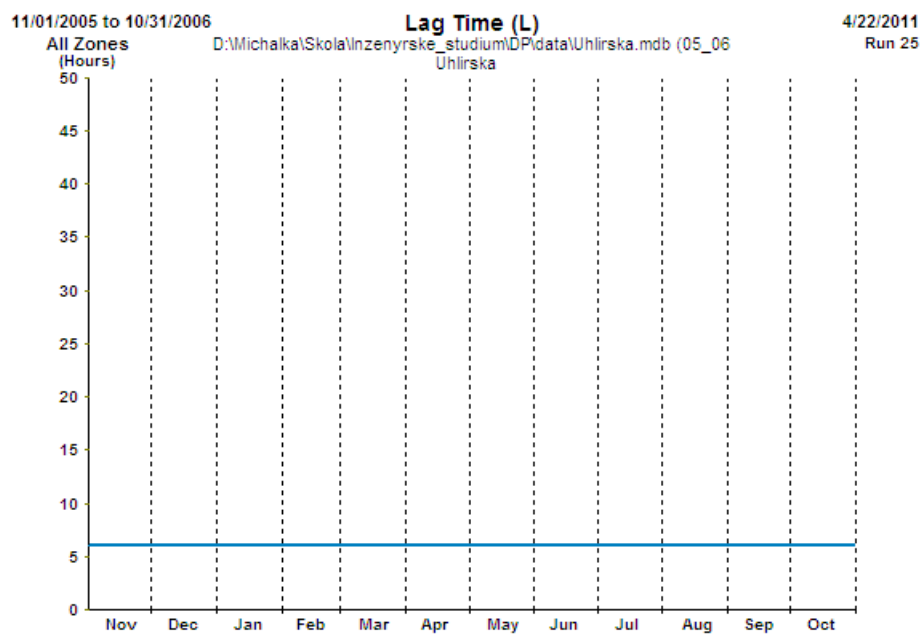
Obr. 9.18: Průměrná teplota – Uhlířská 2006.



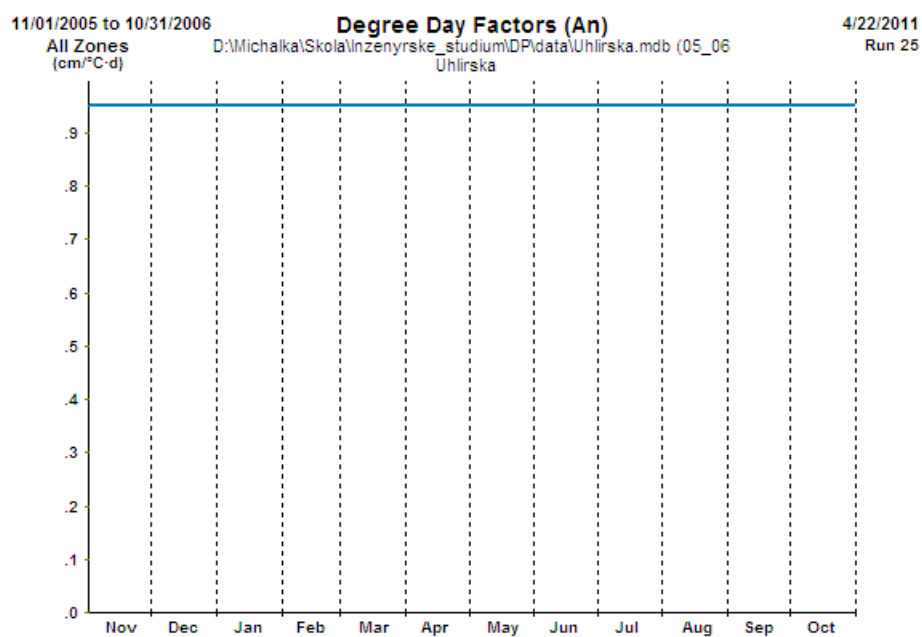
Obr. 9.19: Zónová degree-days – Uhlířská 2006.



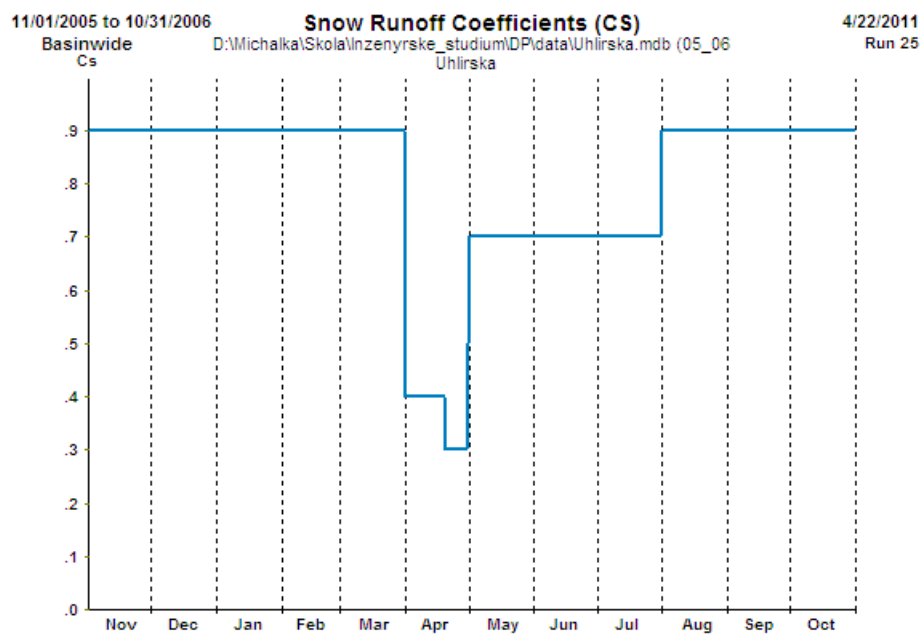
Obr. 9.20: Srážky – Uhlířská 2006.



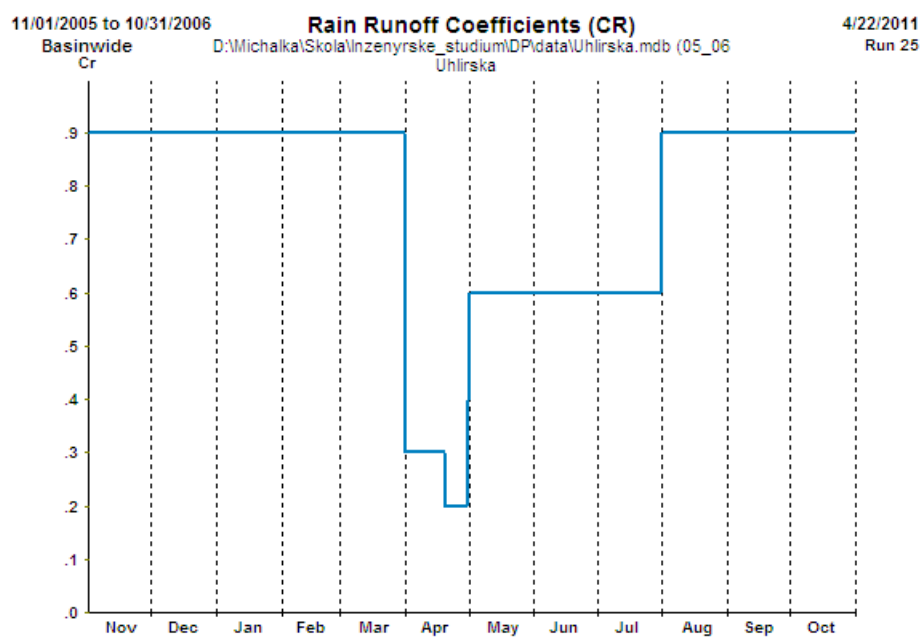
Obr. 9.21: Časový posun – Uhlířská 2006.



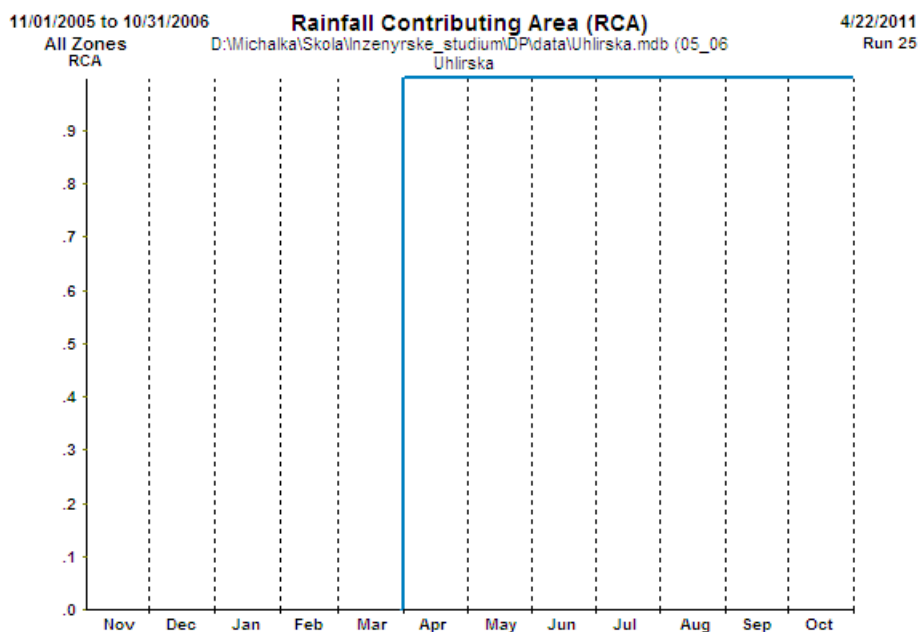
Obr. 9.22: Degree-day faktor – Uhlířská 2006.



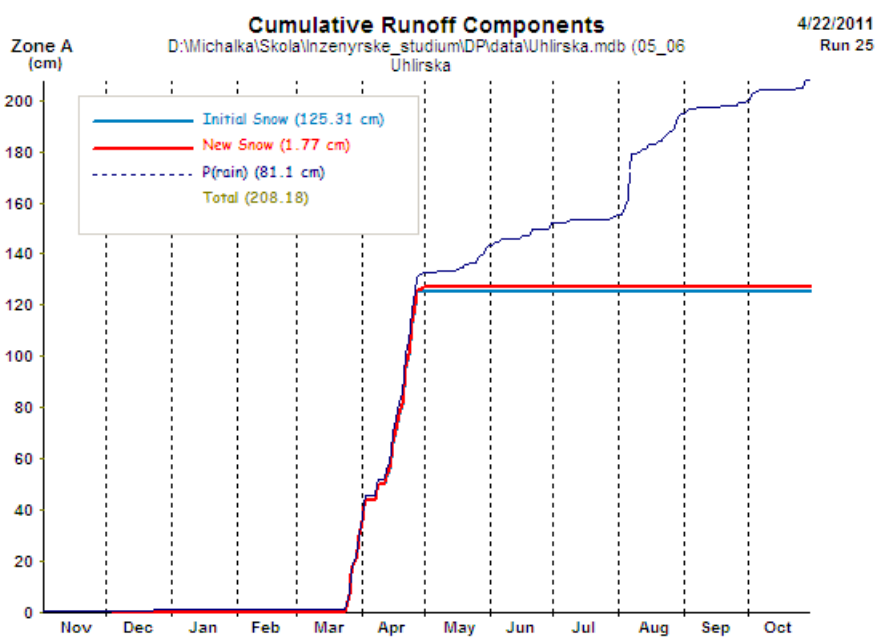
Obr. 9.23: Odtokový koeficient pro snůh – Uhlířská 2006.



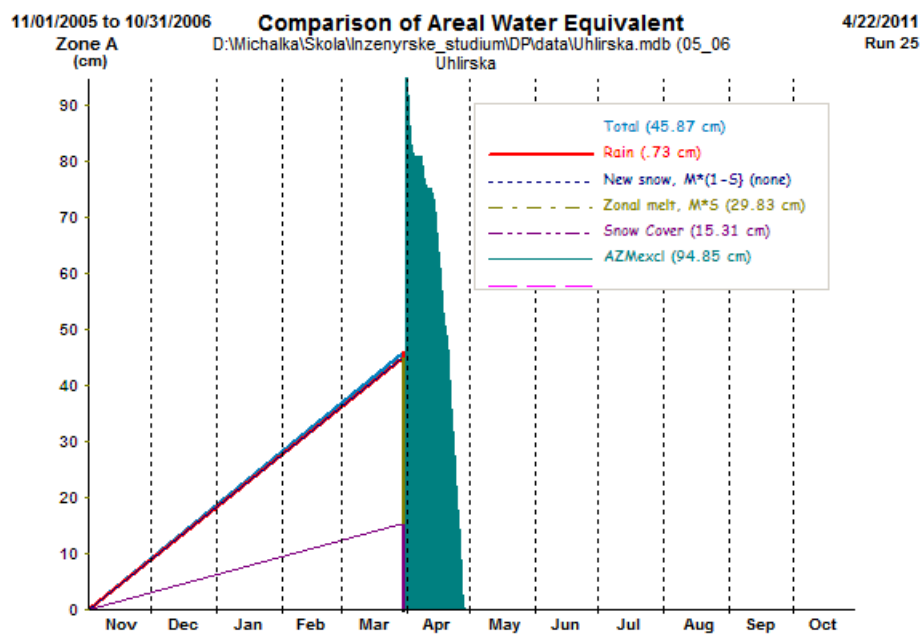
Obr. 9.24: Odtokový koeficient pro dešť – Uhlířská 2006.



Obr. 9.25: Plocha přispívající srážkami k odtoku – Uhlířská 2006.

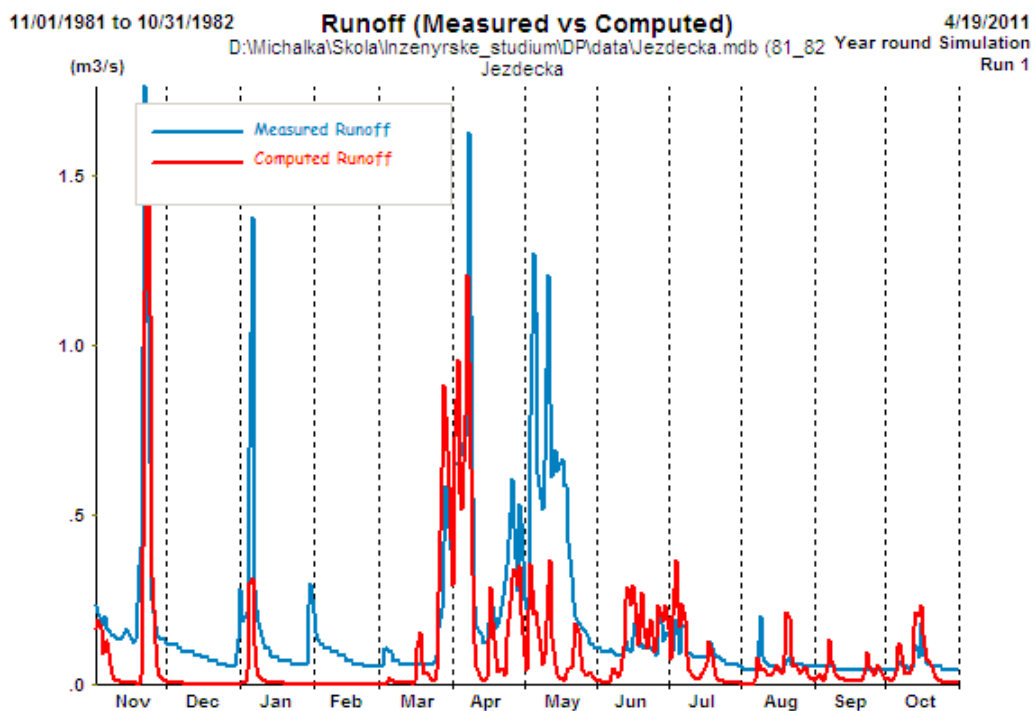


Obr. 9.26: Kumulativní složky odtoku – Uhlířská 2006.

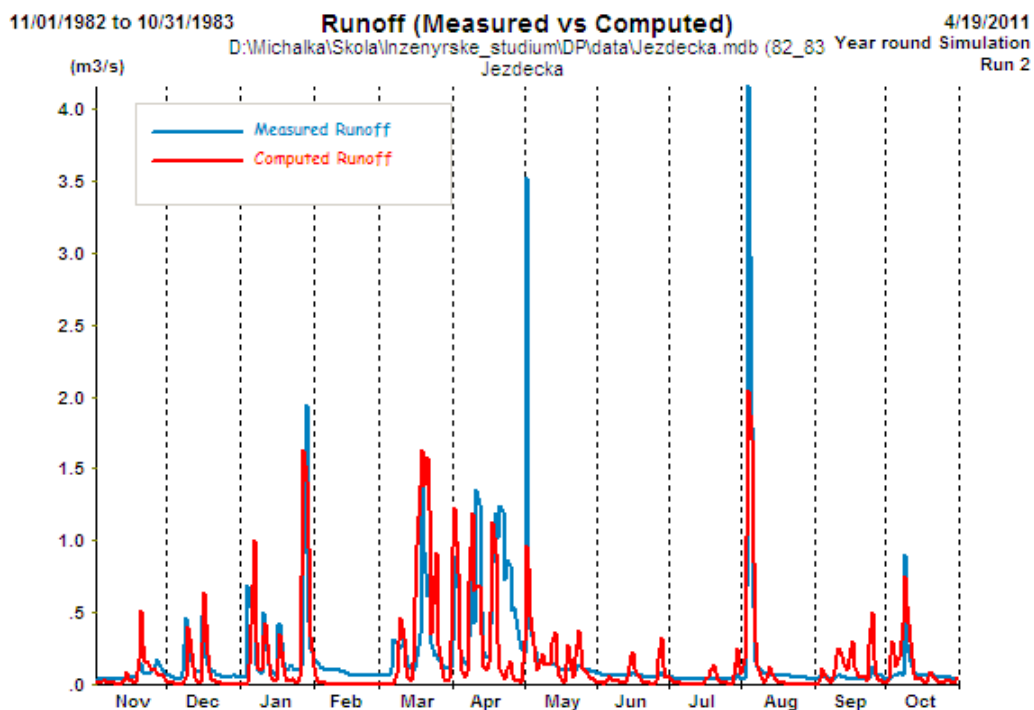


Obr. 9.27: Srovnání vodní hodnoty – Uhlířská 2006.

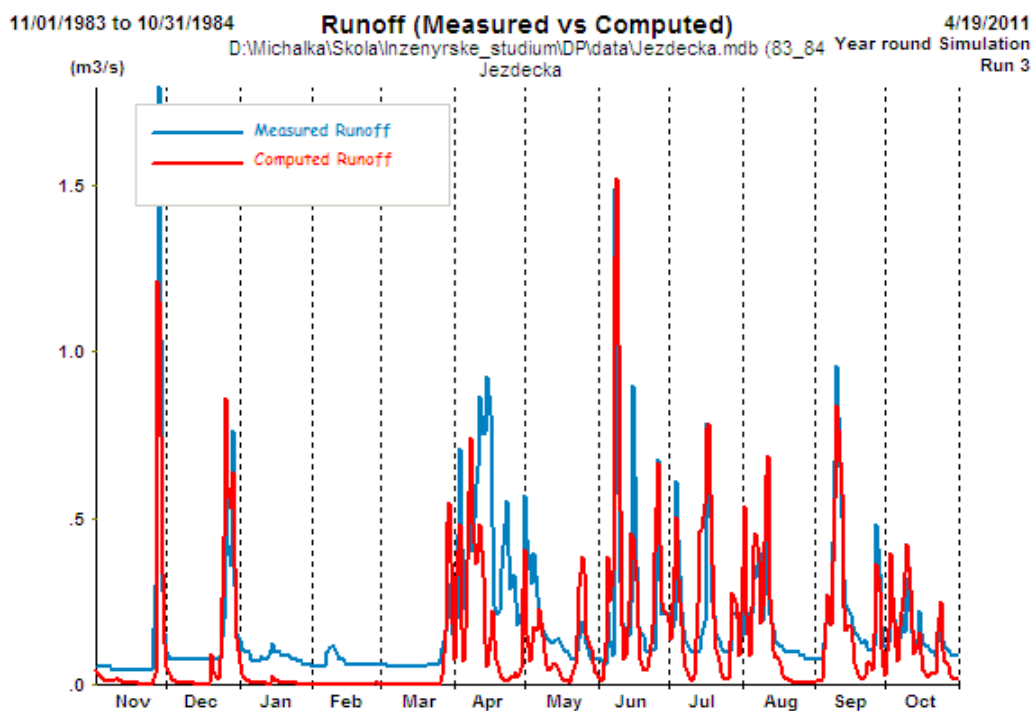
Příloha 6: Grafy ze IV. způsobu simulace modelem SRM na povodí Jezdecká.



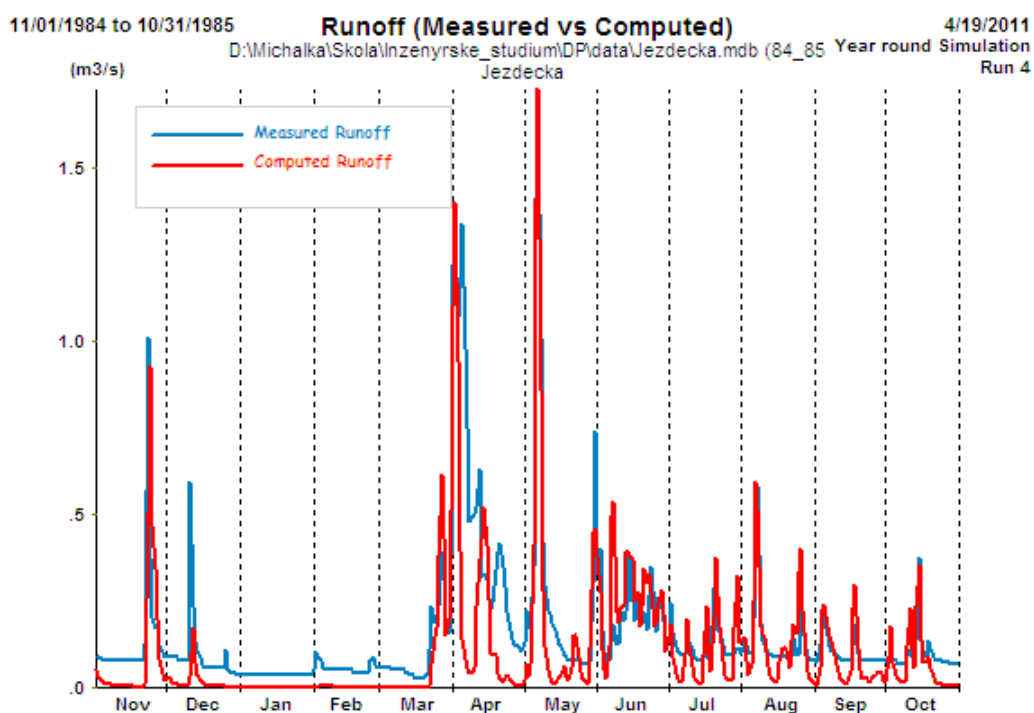
Obr. 9.29: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1982.



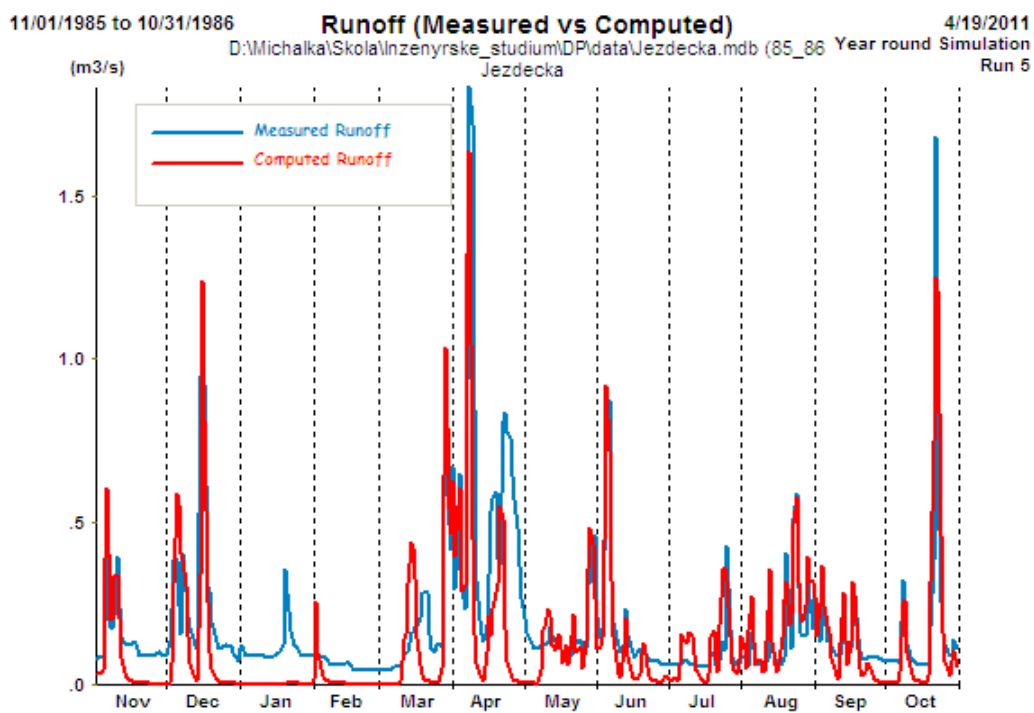
Obr. 9.30: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1983.



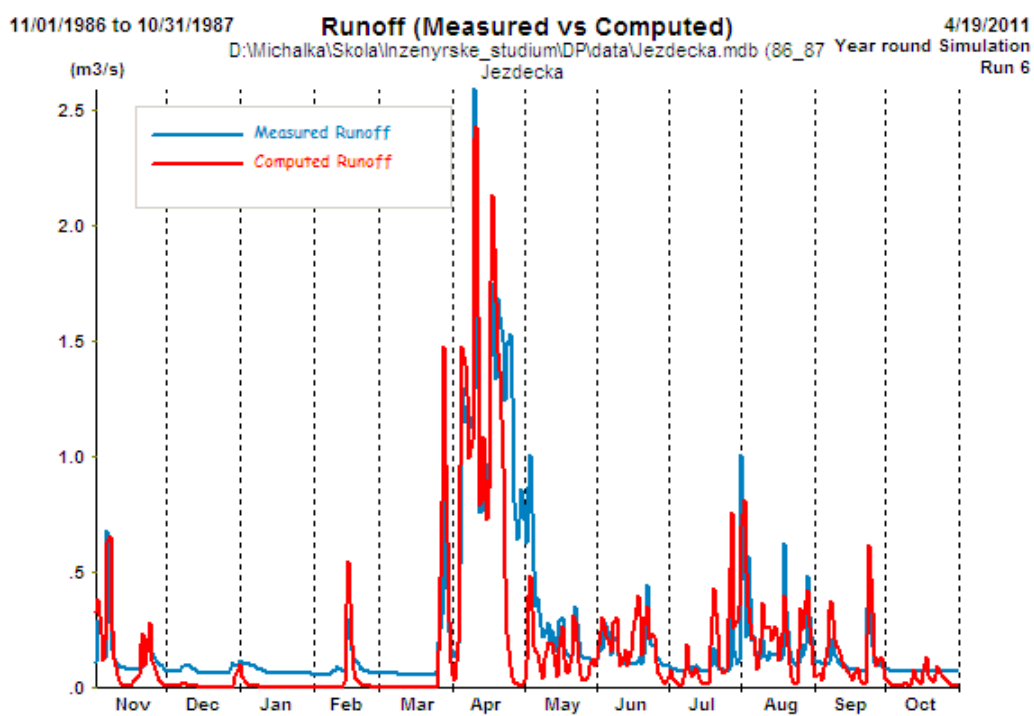
Obr. 9.31: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1984.



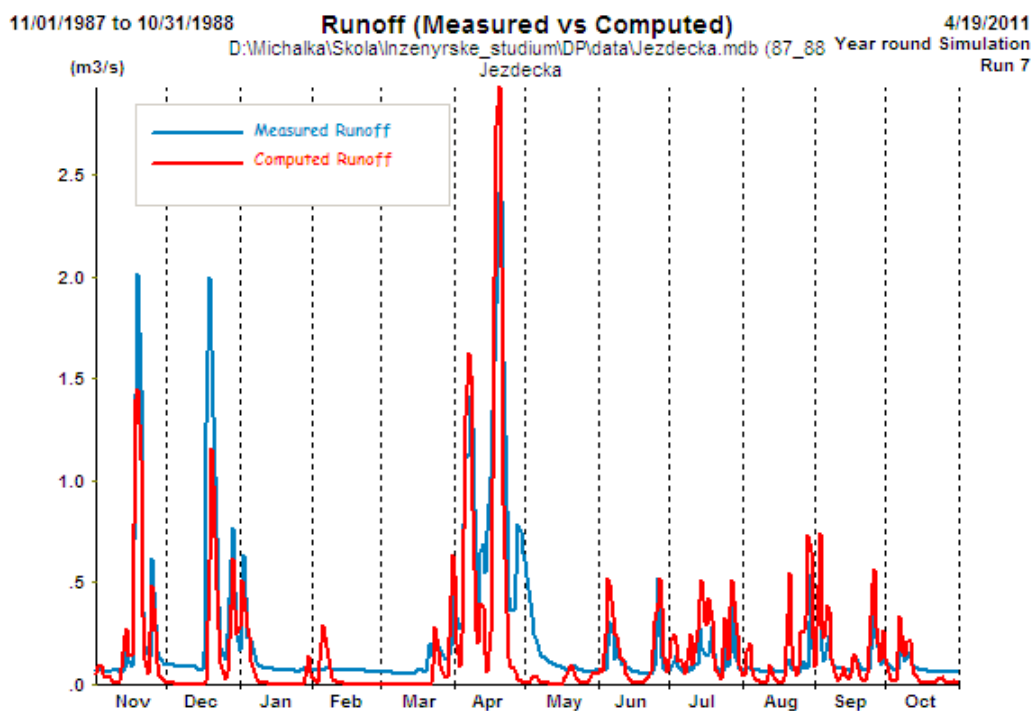
Obr. 9.32: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1985.



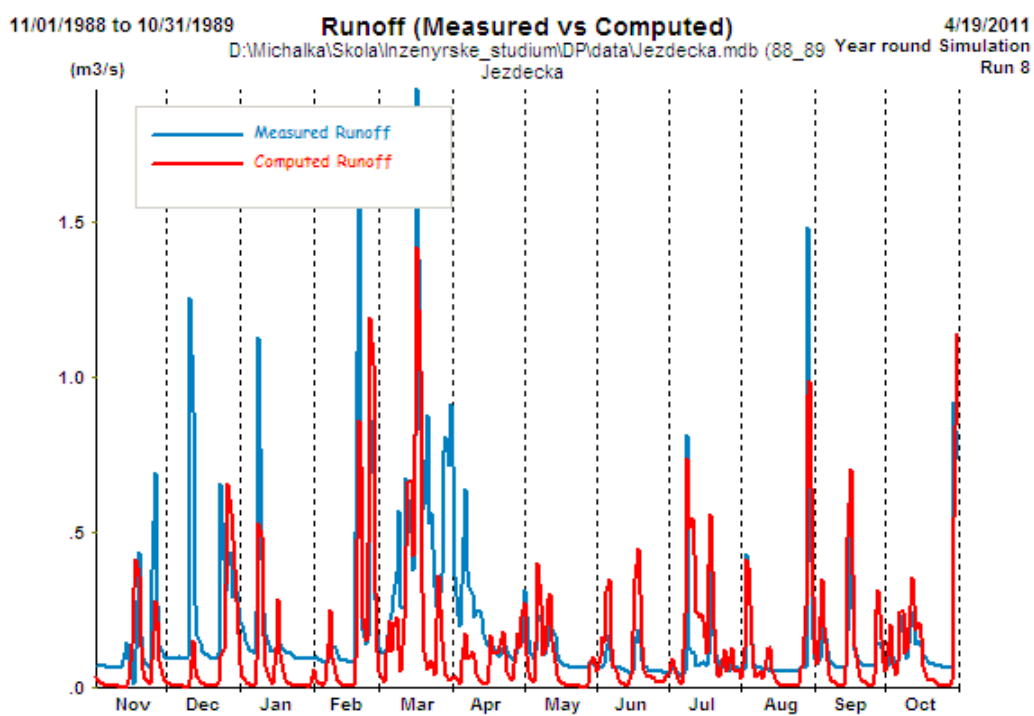
Obr. 9.33: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1986.



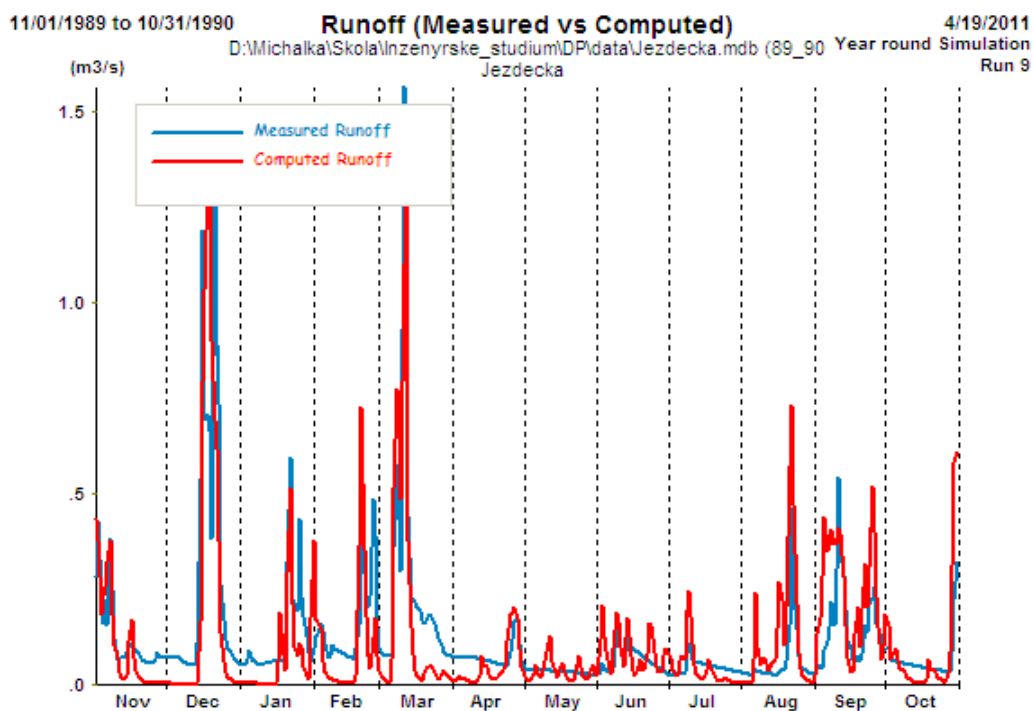
Obr. 9.34: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1987.



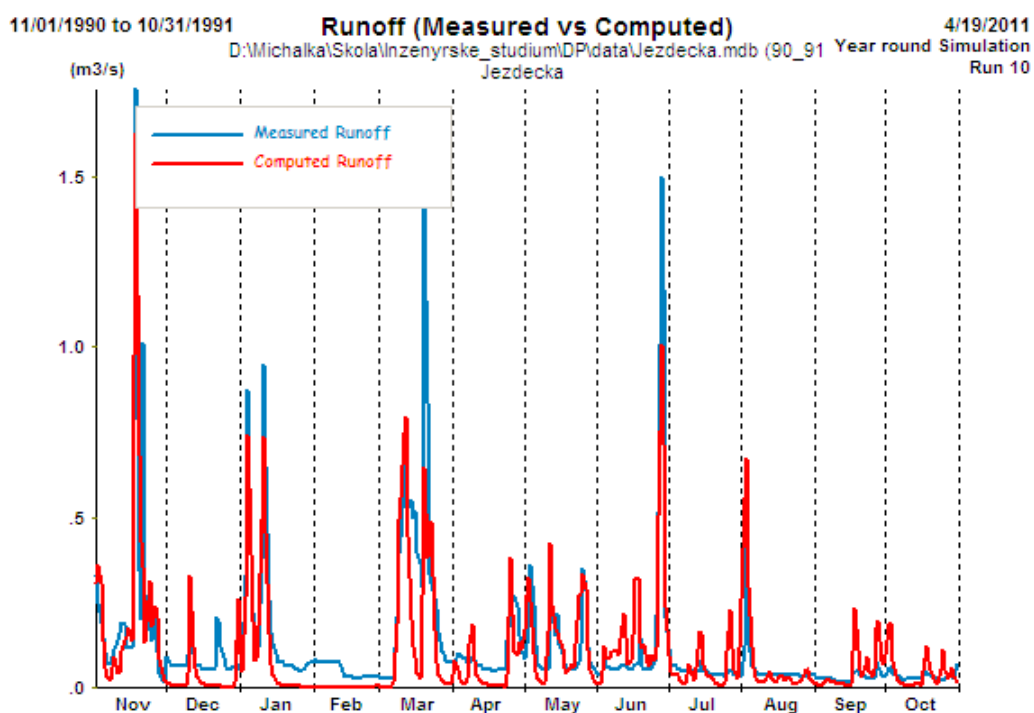
Obr. 9.35: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1988.



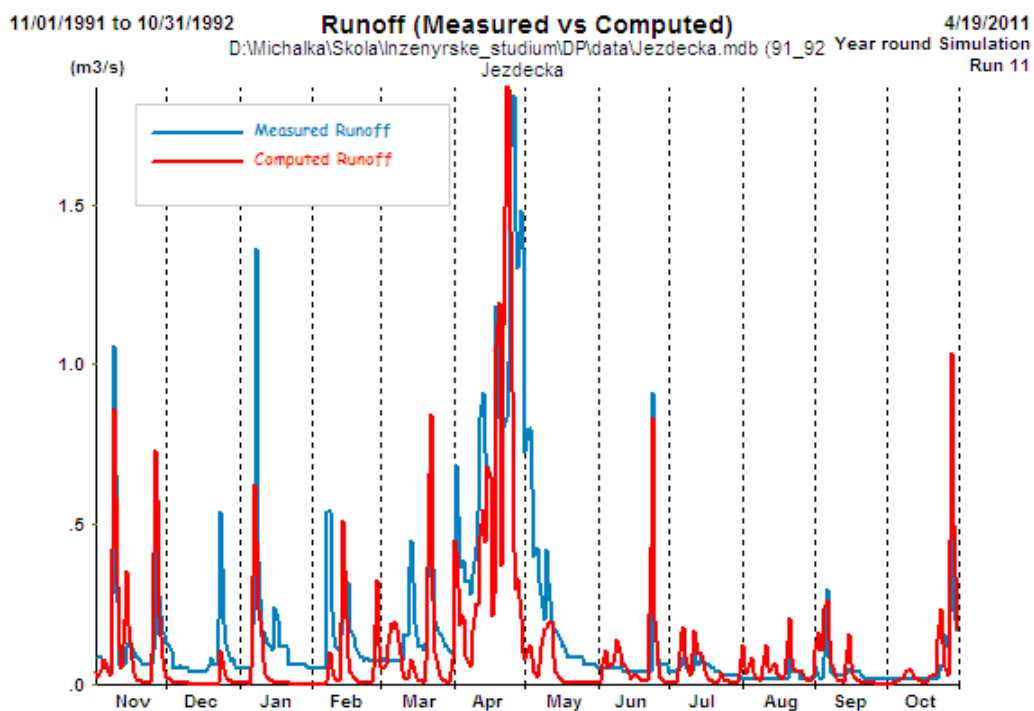
Obr. 9.36: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1989.



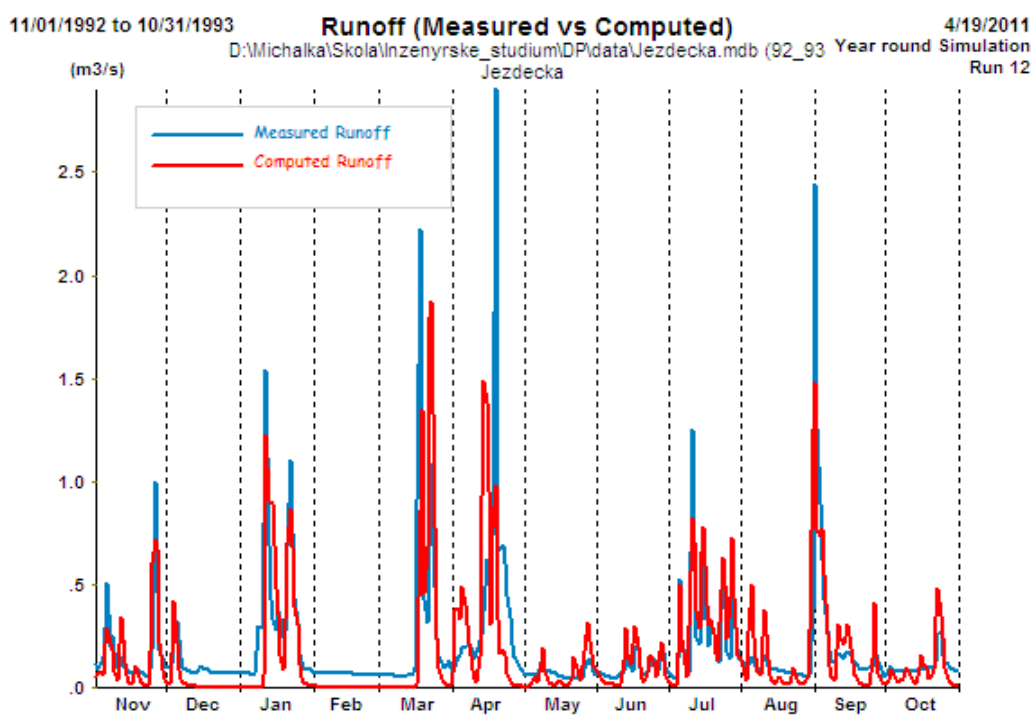
Obr. 9.37: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1990.



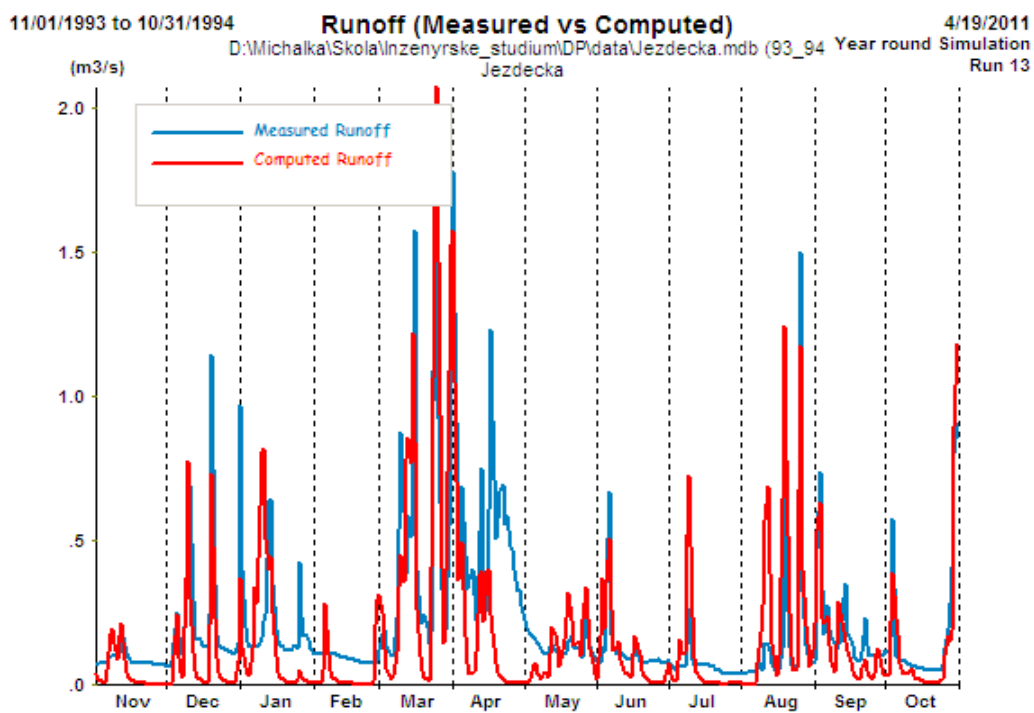
Obr. 9.38: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1991.



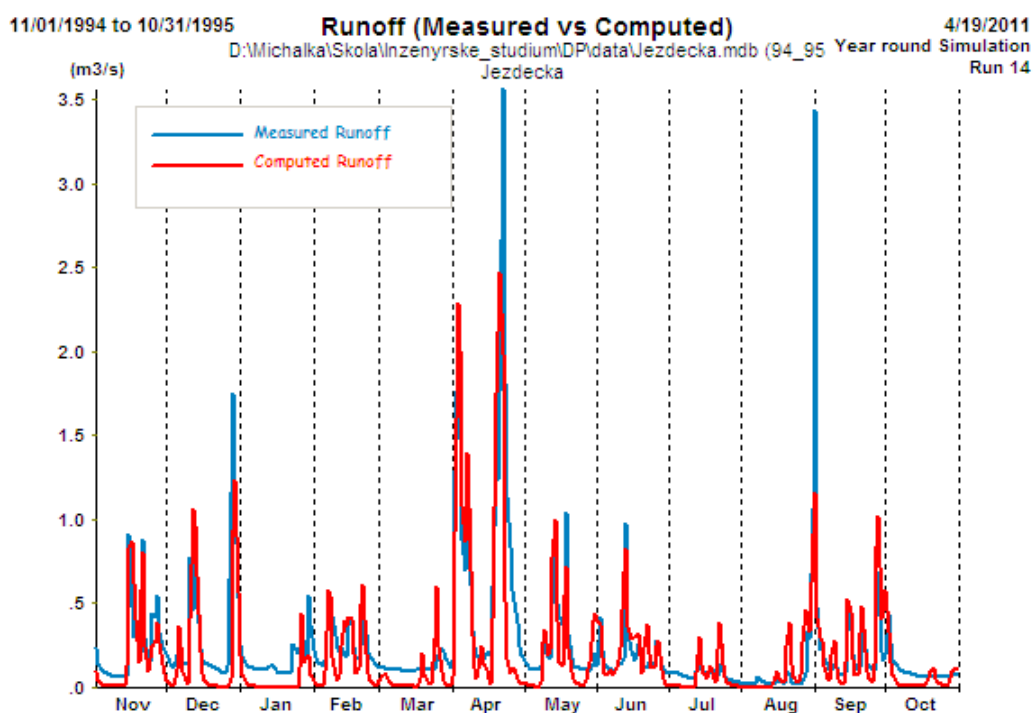
Obr. 9.39: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1992.



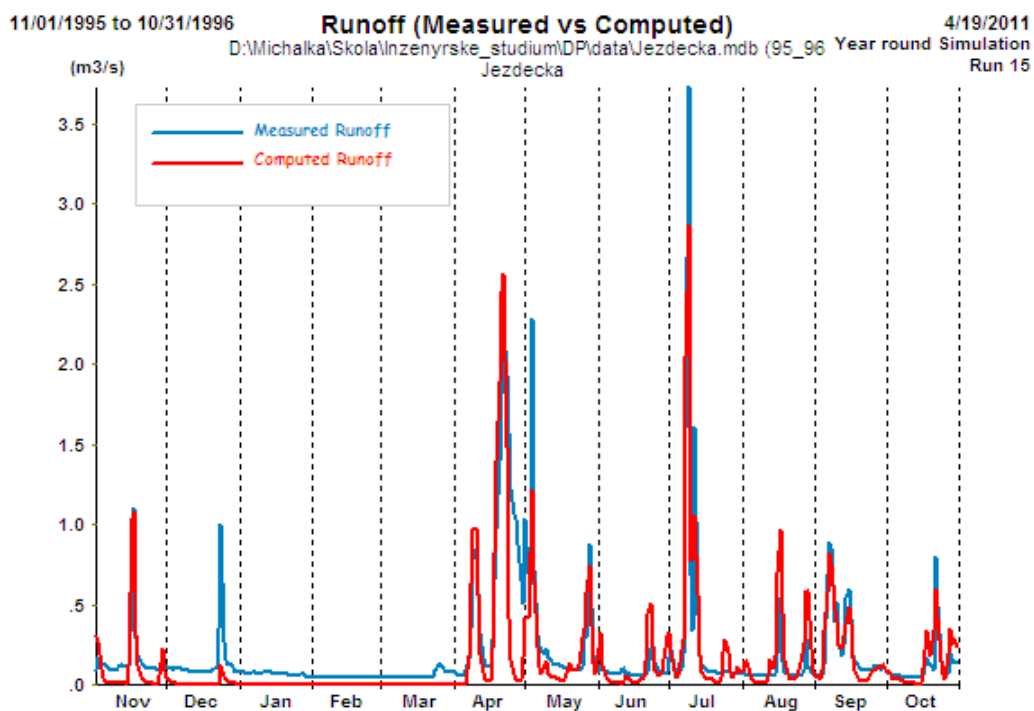
Obr. 9.40: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1993.



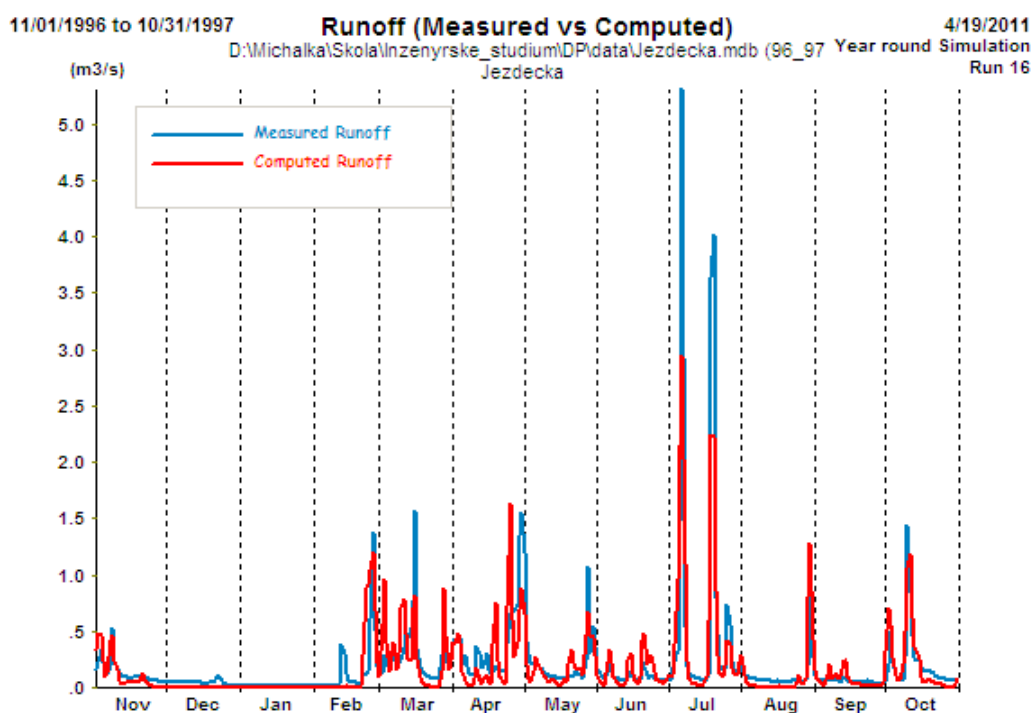
Obr. 9.41: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1994.



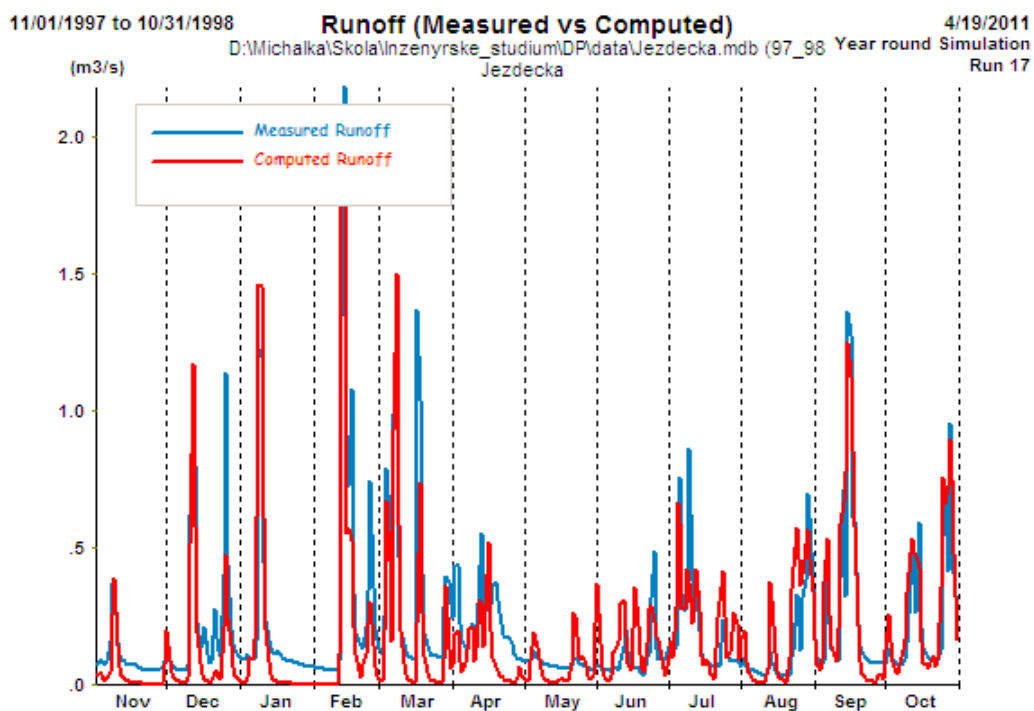
Obr. 9.42: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1995.



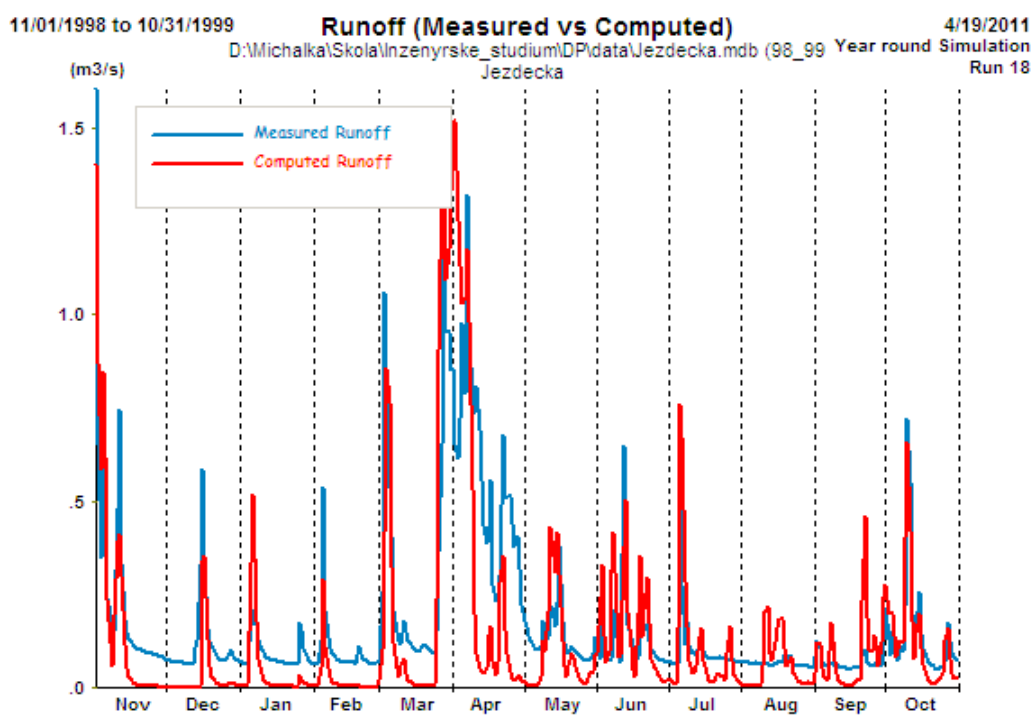
Obr. 9.43: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1996.



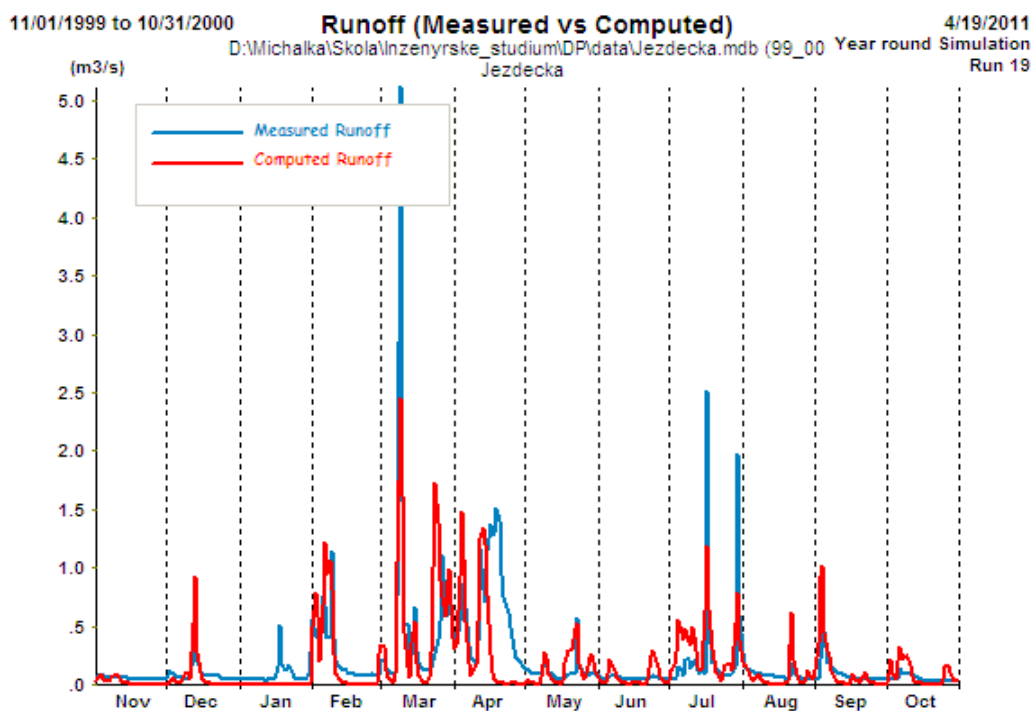
Obr. 9.44: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1997.



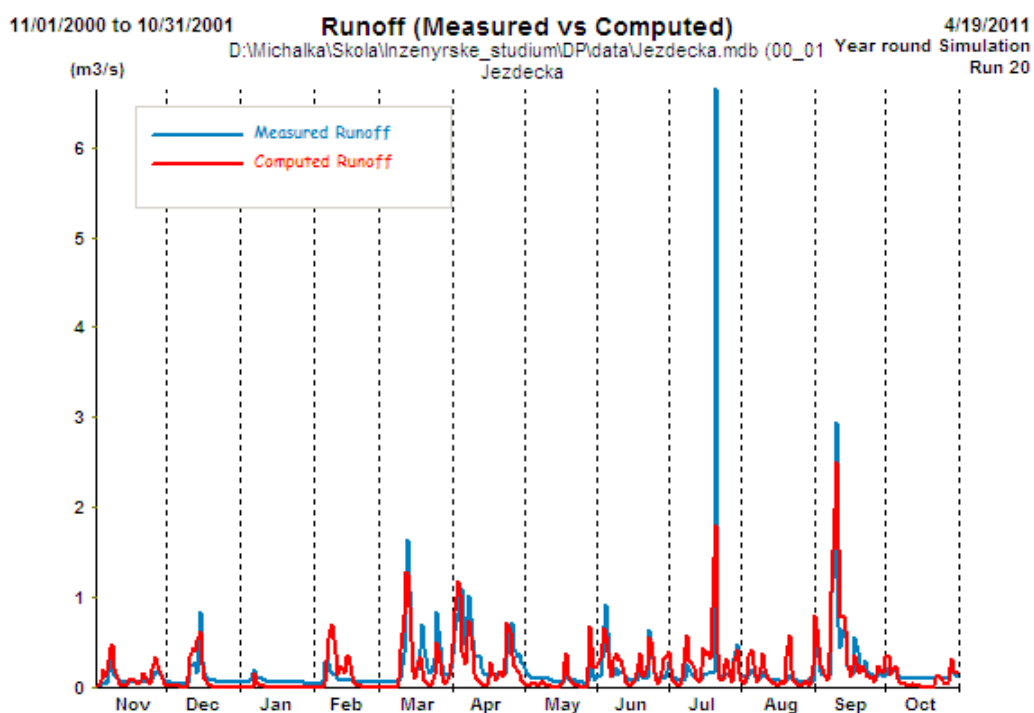
Obr. 9.45: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1998.



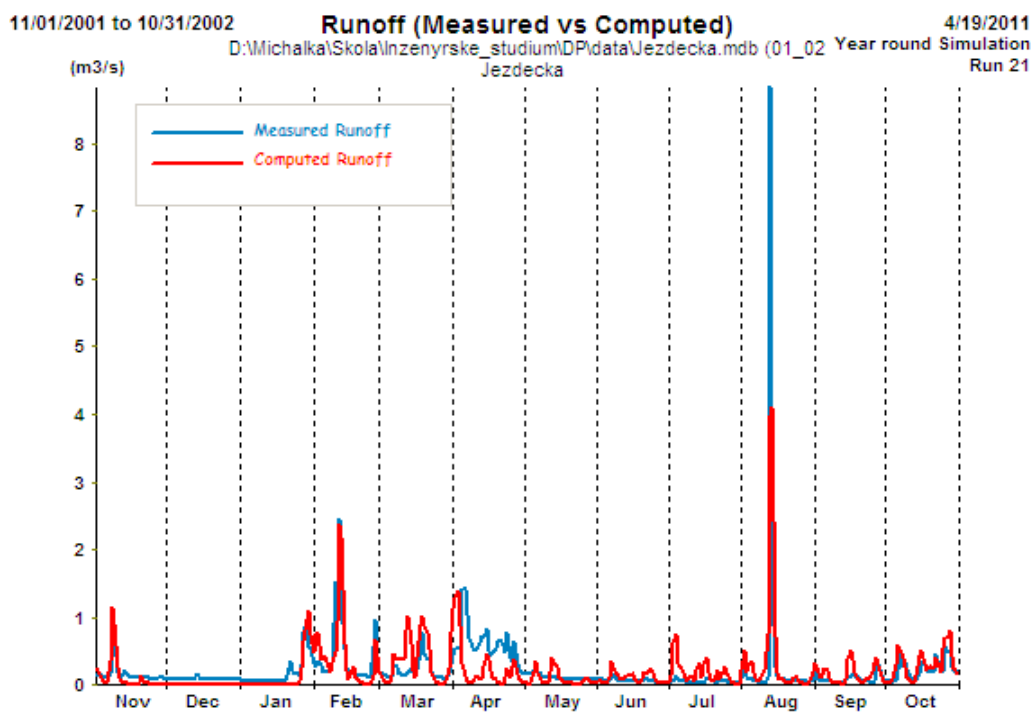
Obr. 9.46: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 1999.



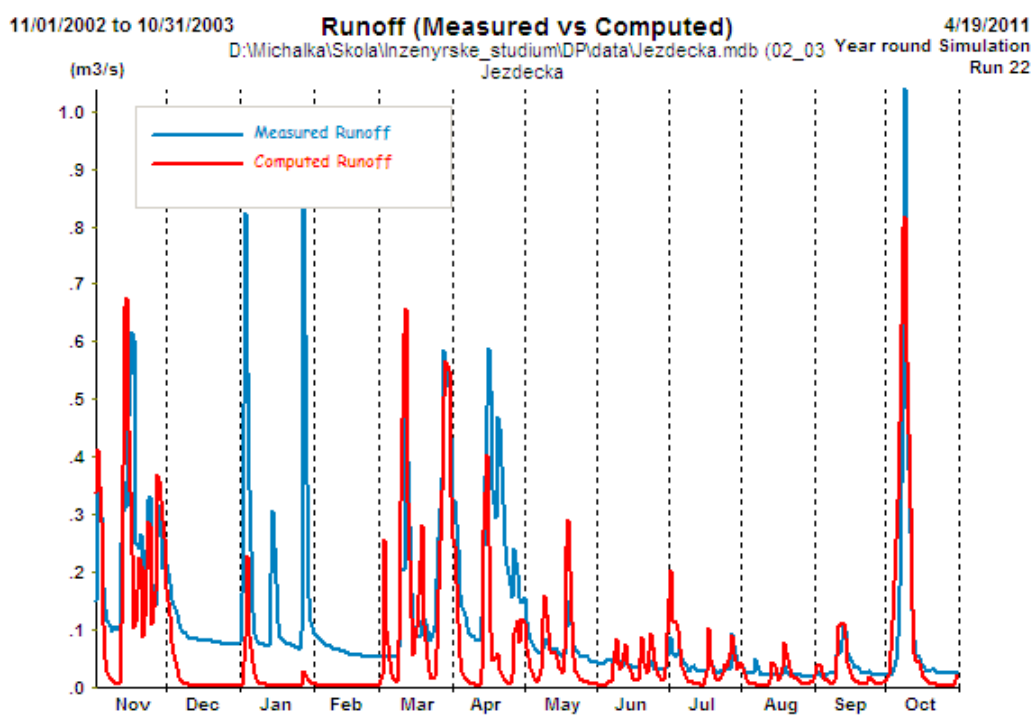
Obr. 9.47: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 2000.



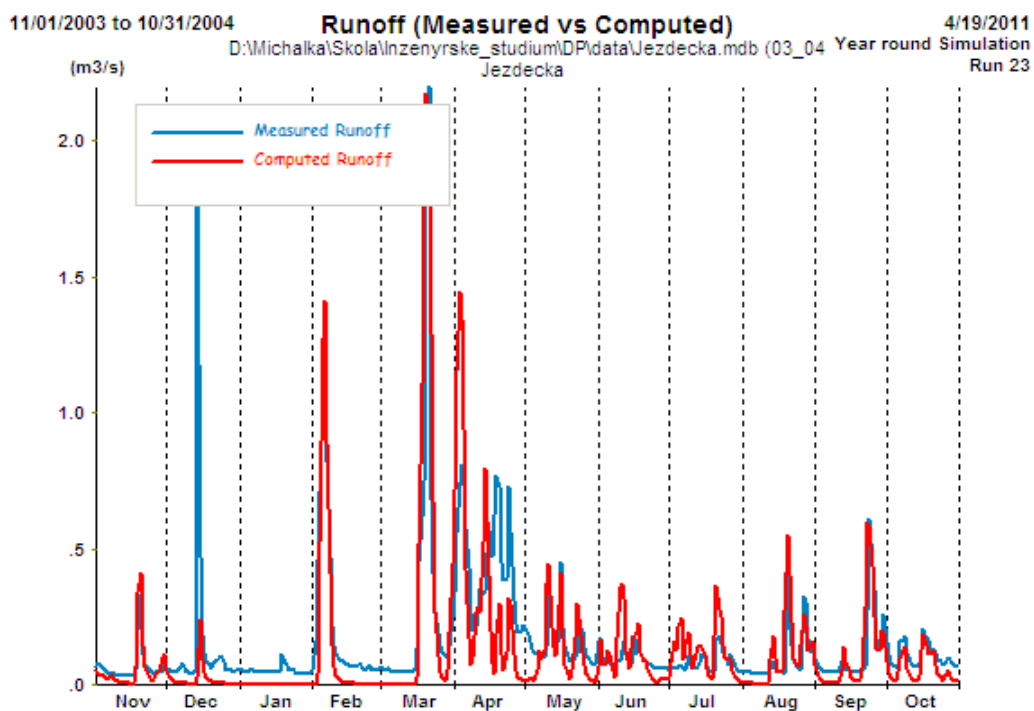
Obr. 9.48: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 2001.



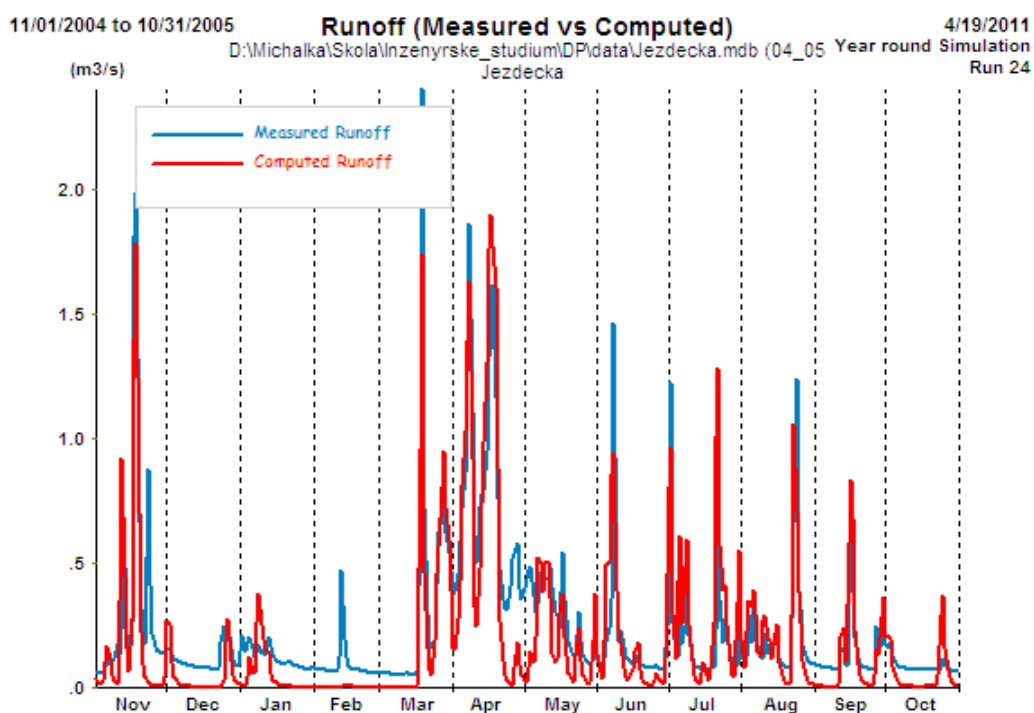
Obr. 9.49: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 2002.



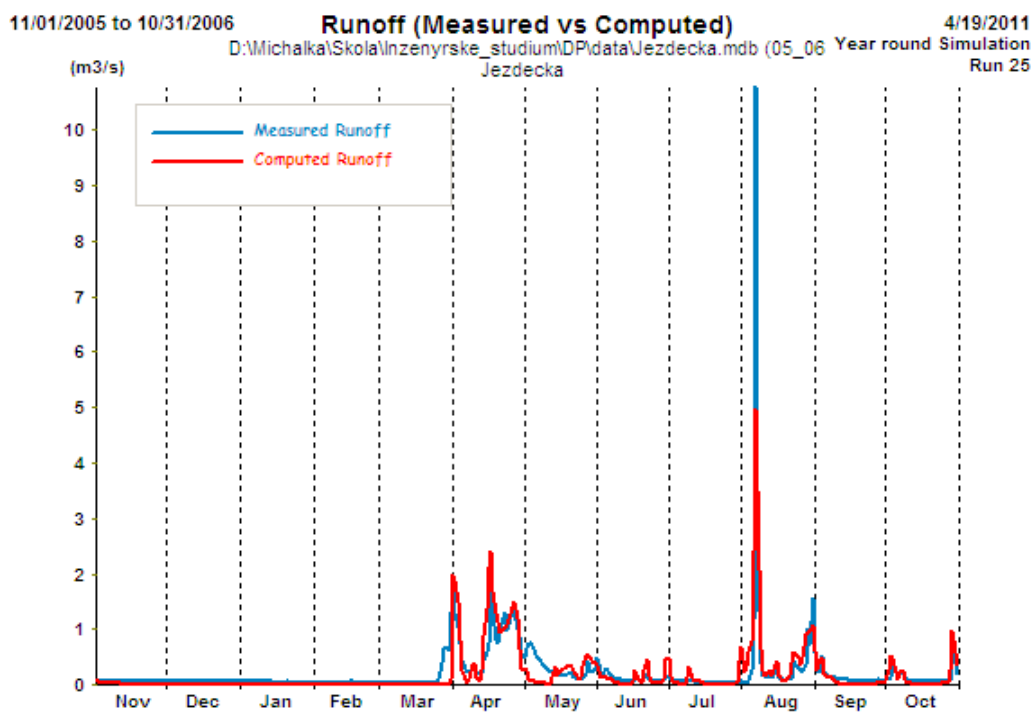
Obr. 9.50: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 2003.



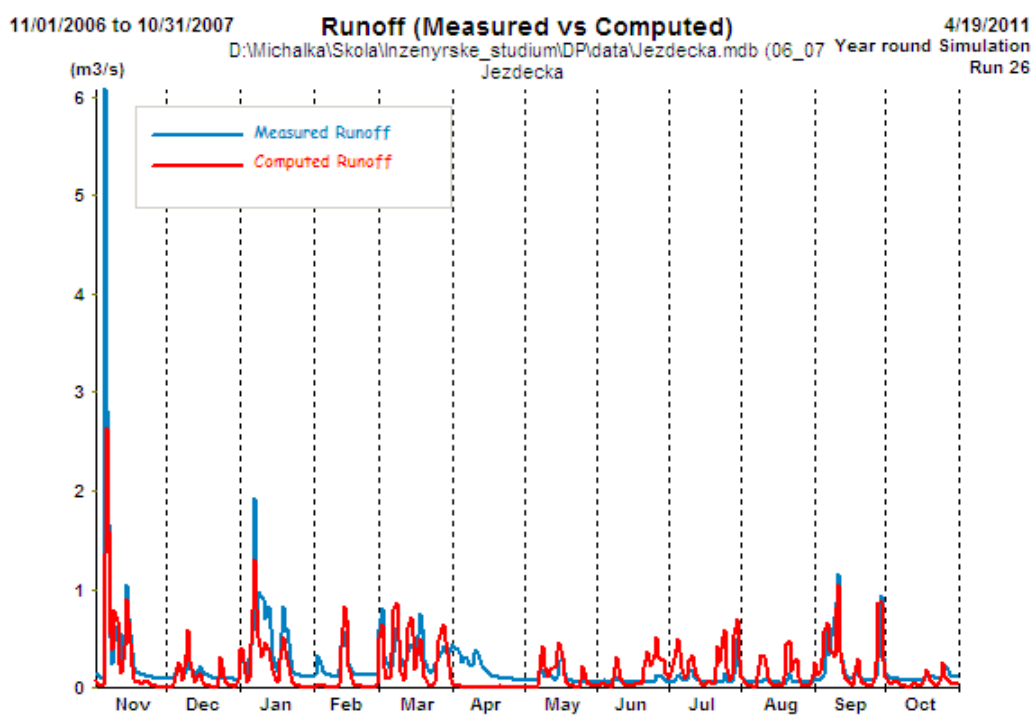
Obr. 9.51: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 2004.



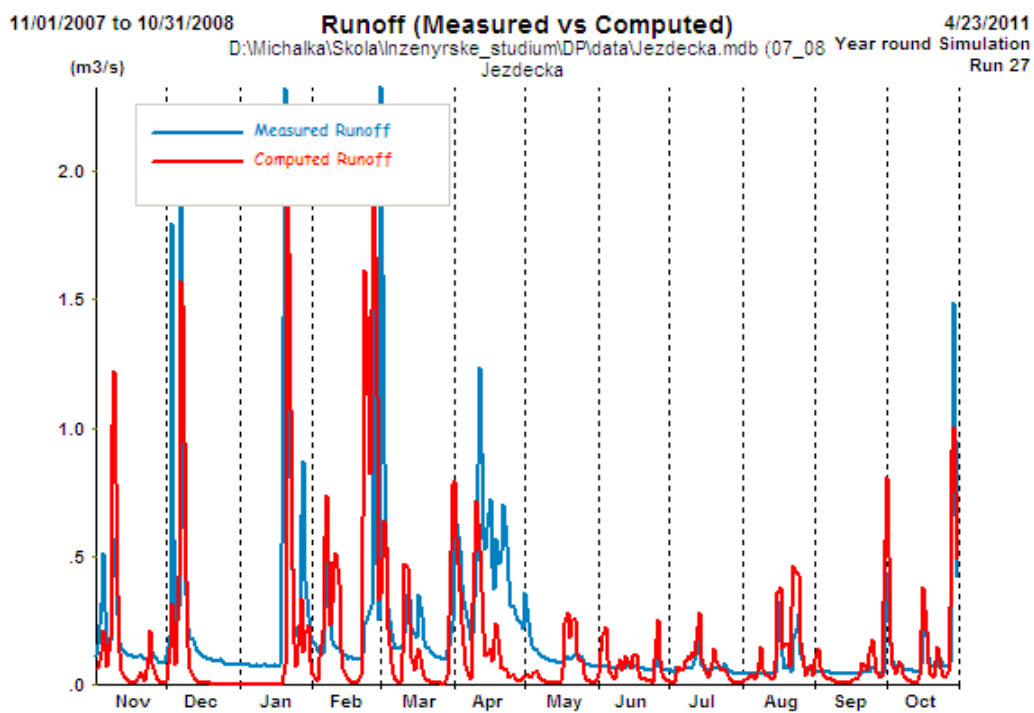
Obr. 9.52: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 2005.



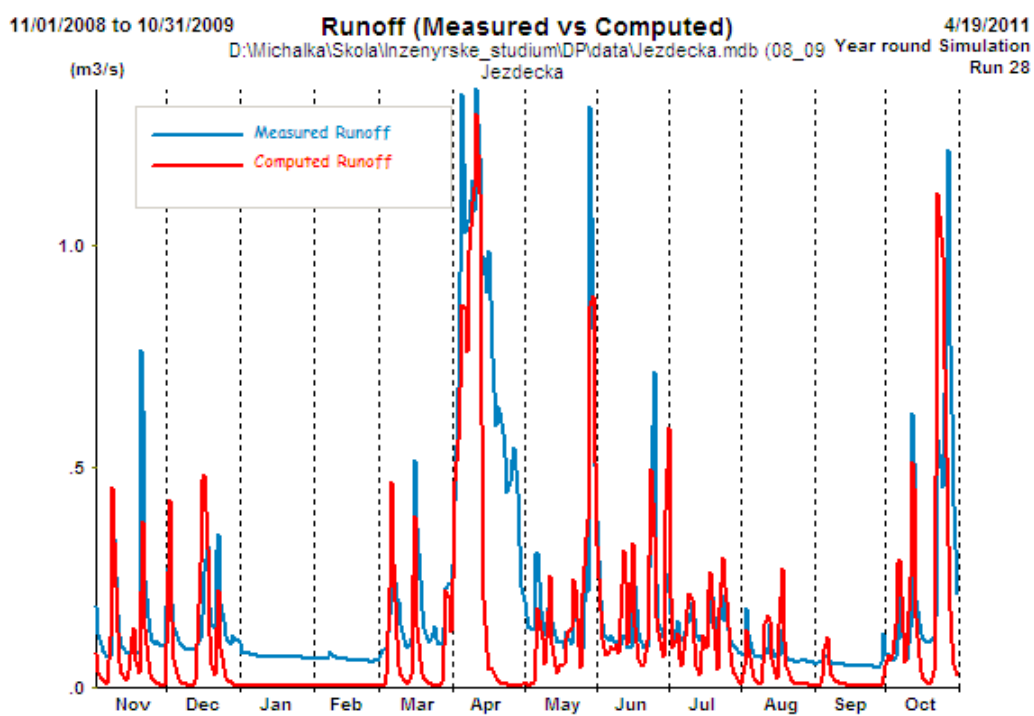
Obr. 9.53: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 2006.



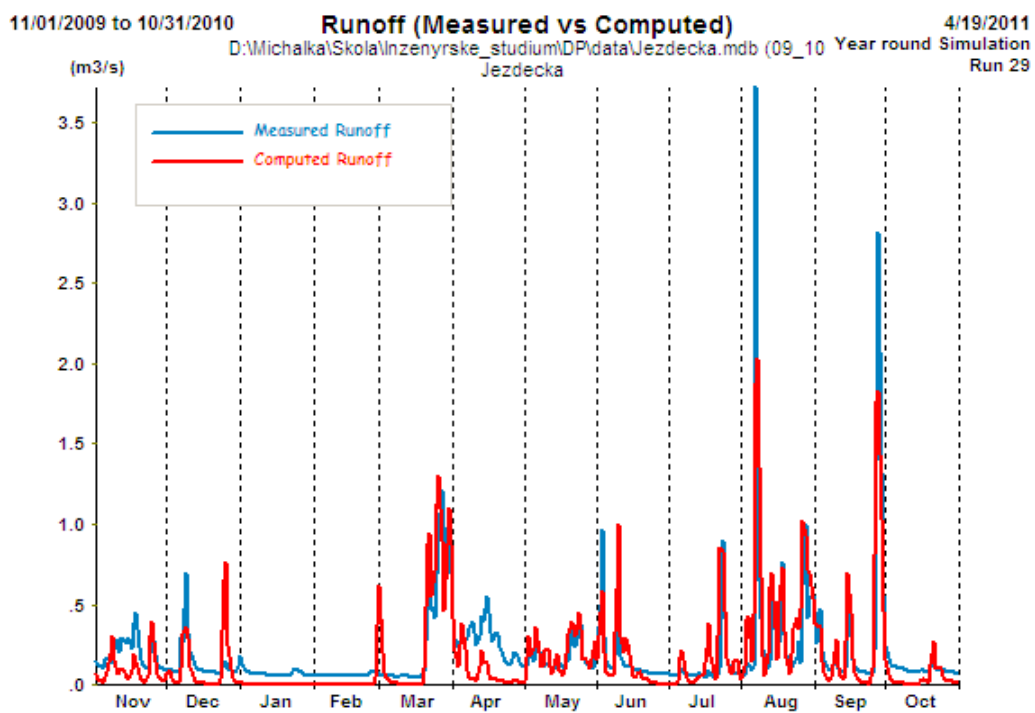
Obr. 9.54: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 2007.



Obr. 9.55: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 2008.

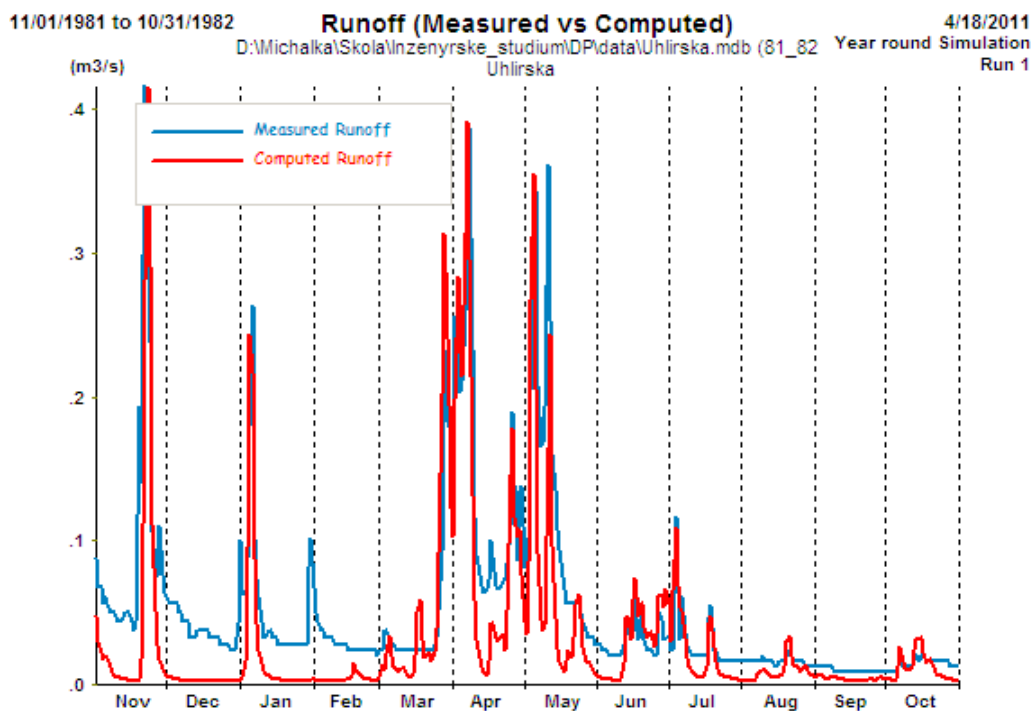


Obr. 9.56: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 2009.

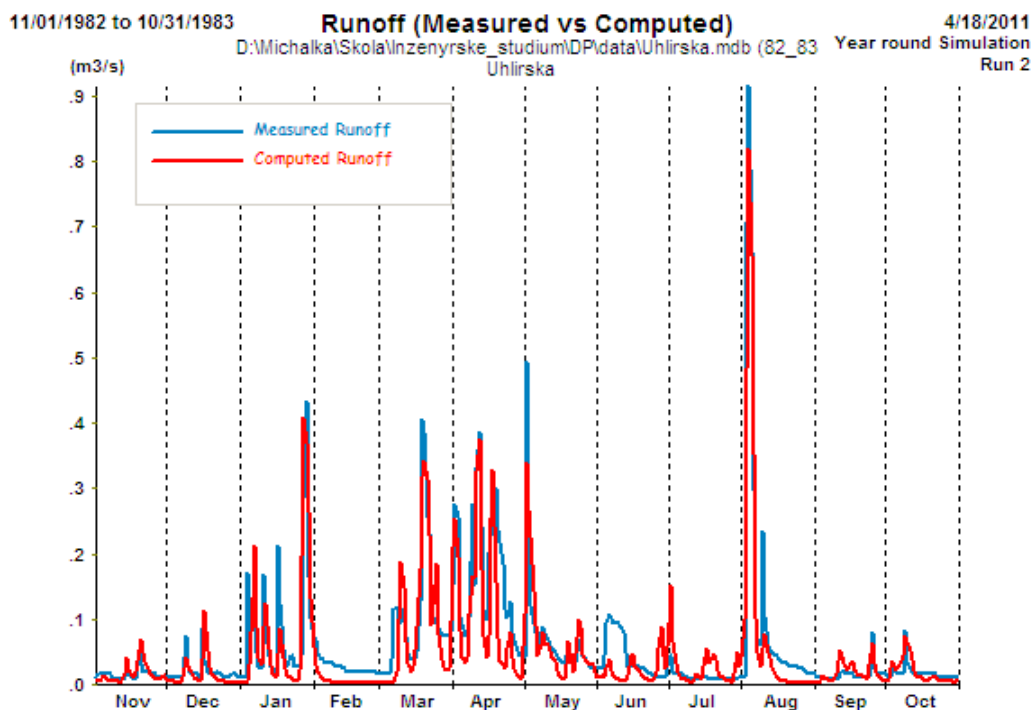


Obr. 9.57: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Jezdecká v roce 2010.

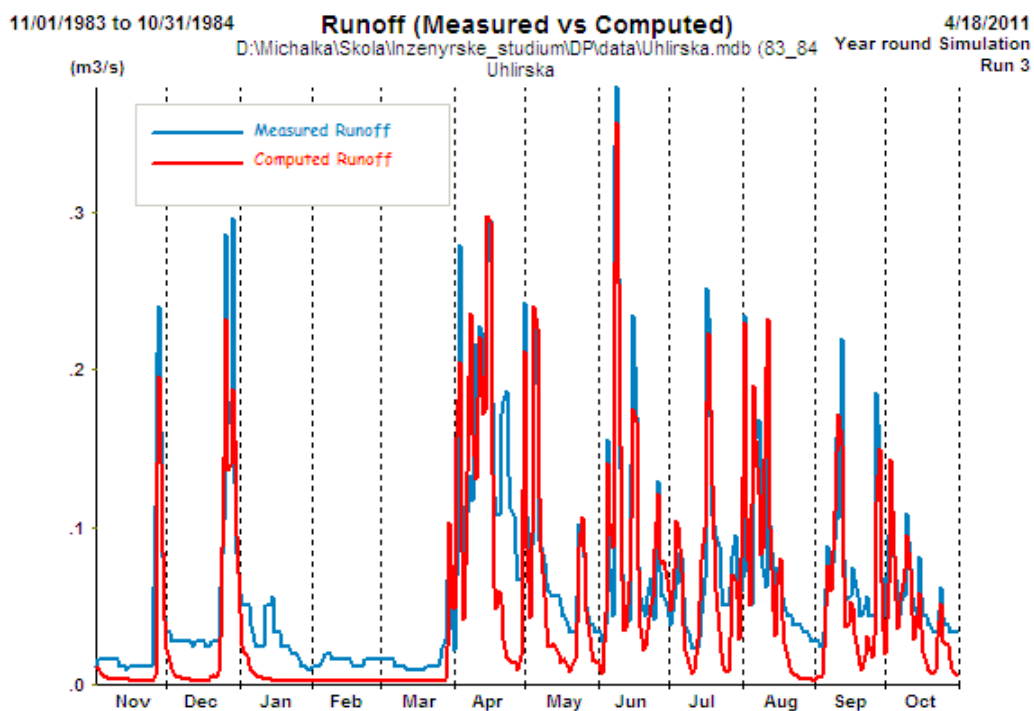
Příloha 7: Grafy ze IV. způsobu simulace modelem SRM na povodí Uhlířská.



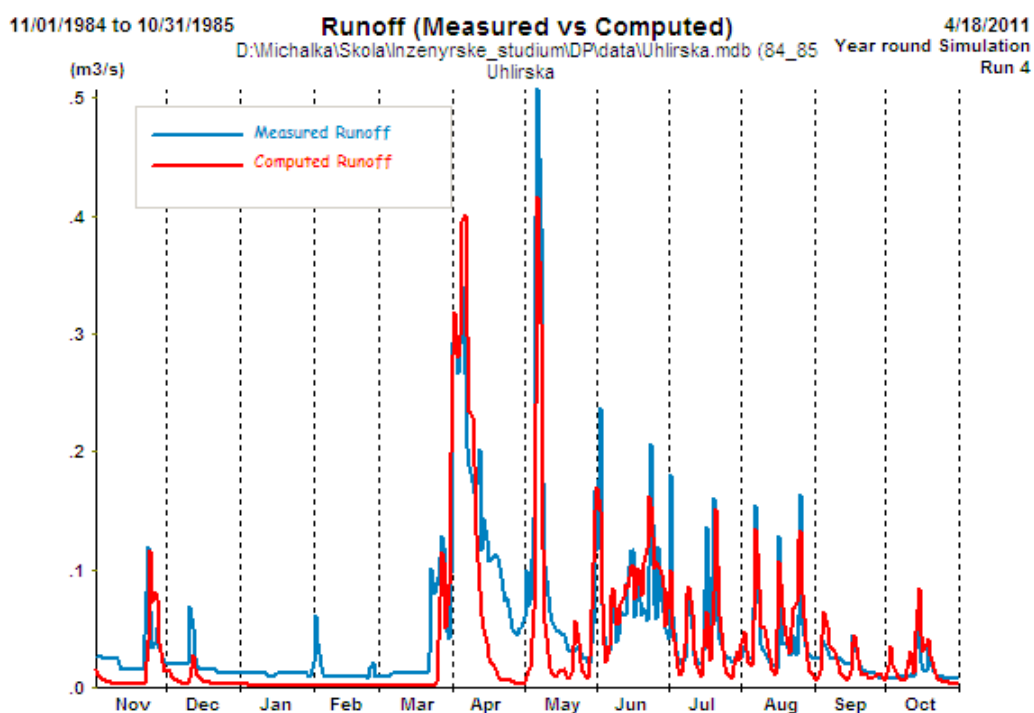
Obr. 9.58: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1982.



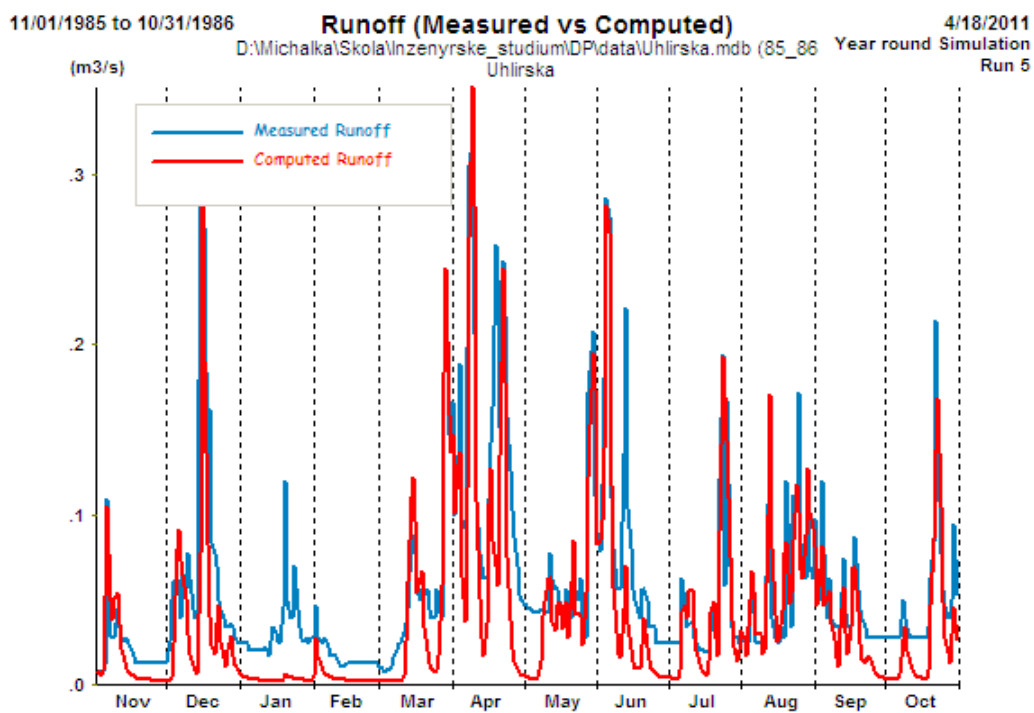
Obr. 9.59: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1983.



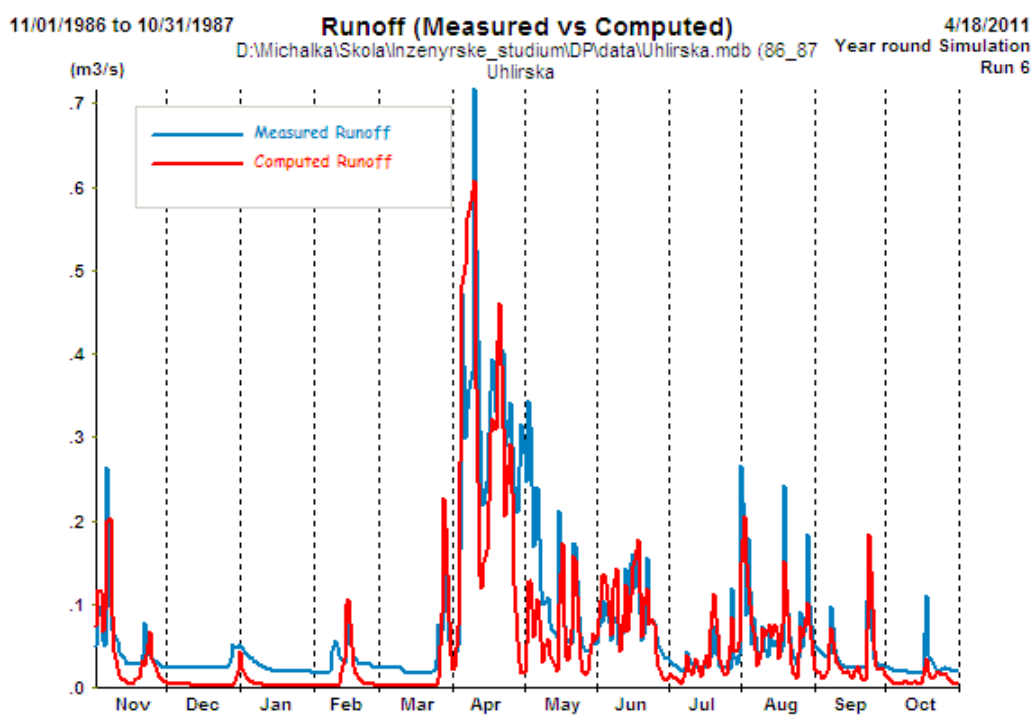
Obr. 9.60: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1984.



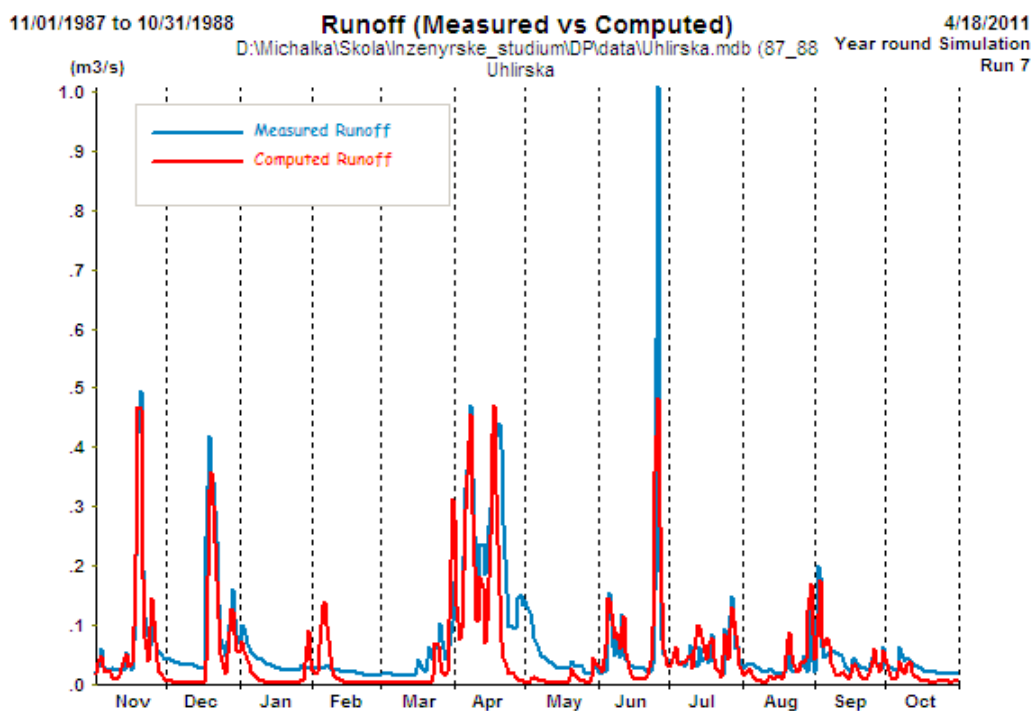
Obr. 9.61: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1985.



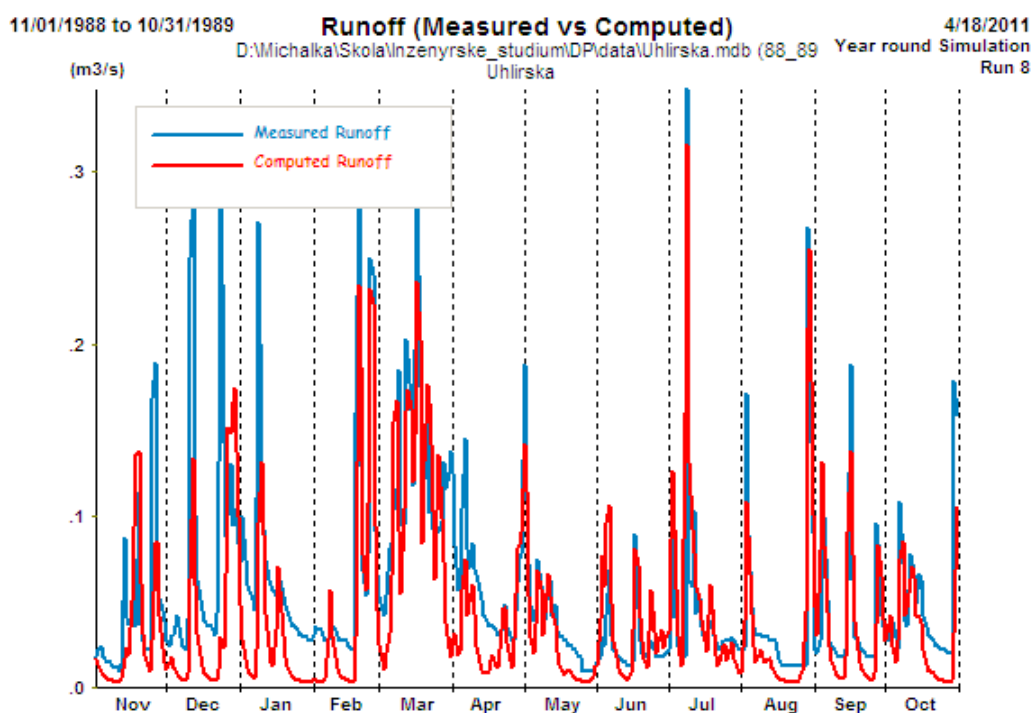
Obr. 9.62: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1986.



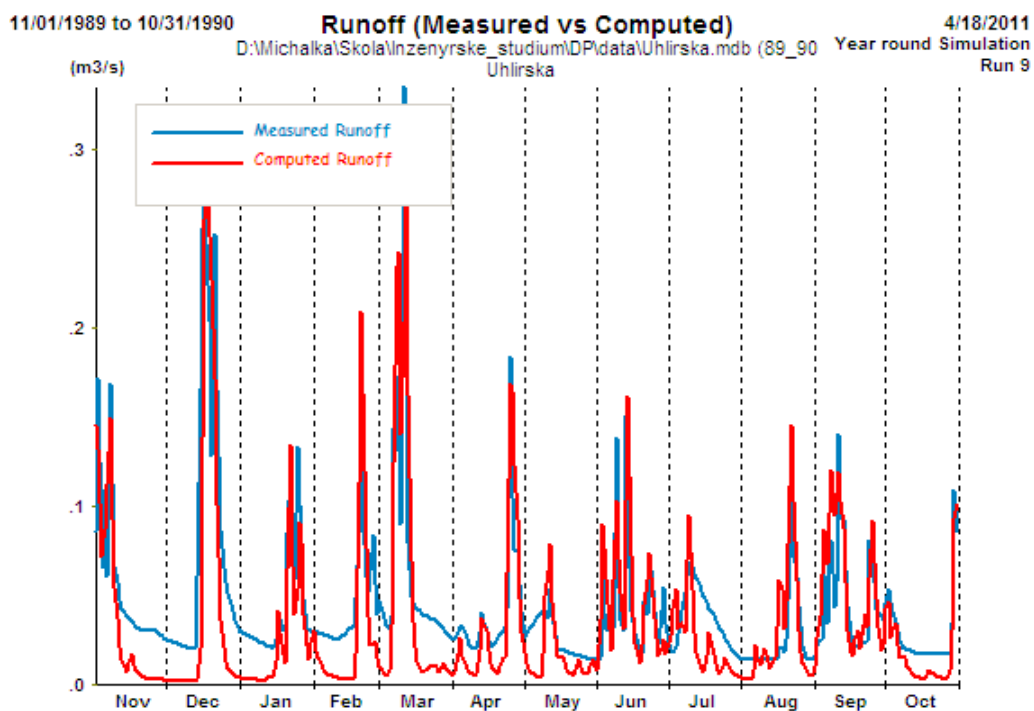
Obr. 9.63: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1987.



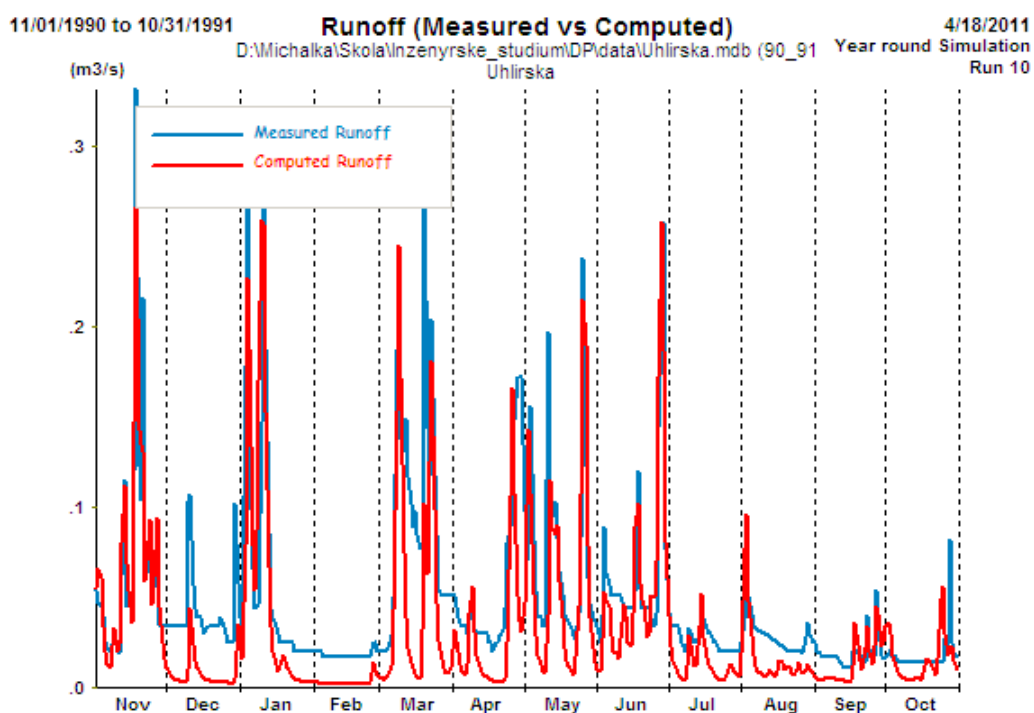
Obr. 9.64: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1988.



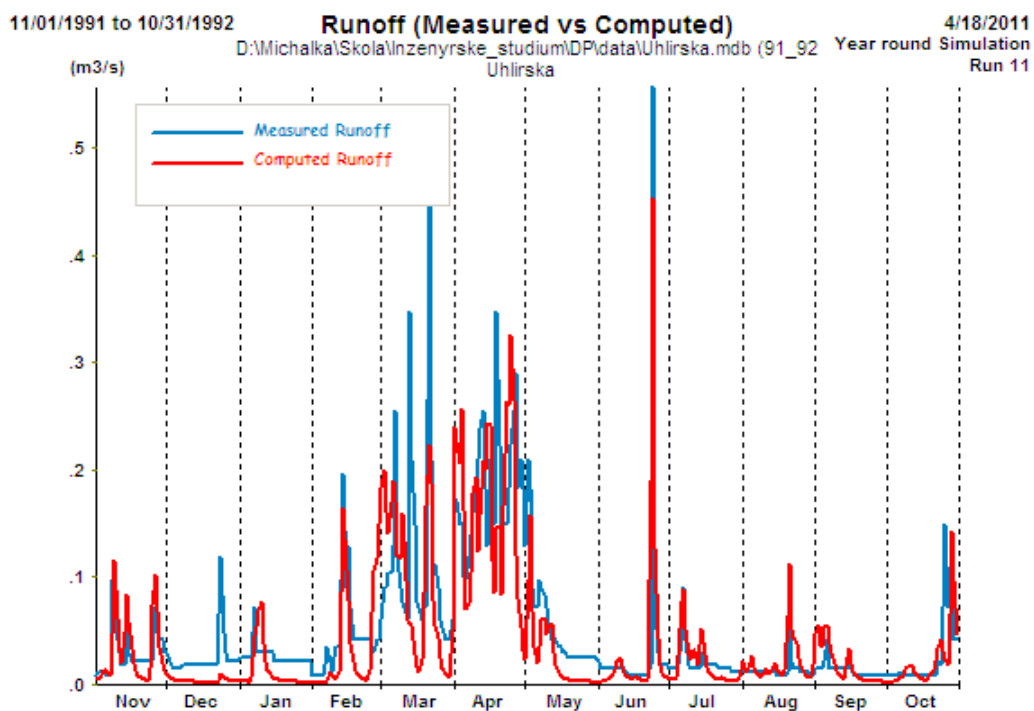
Obr. 9.65: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1989.



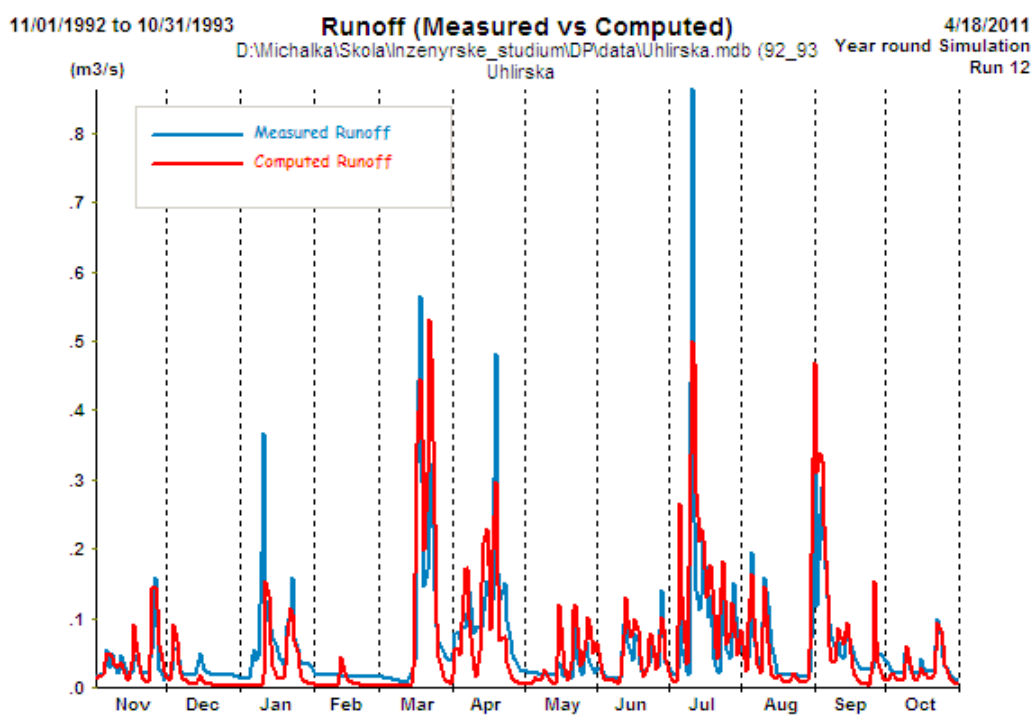
Obr. 9.66: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1990.



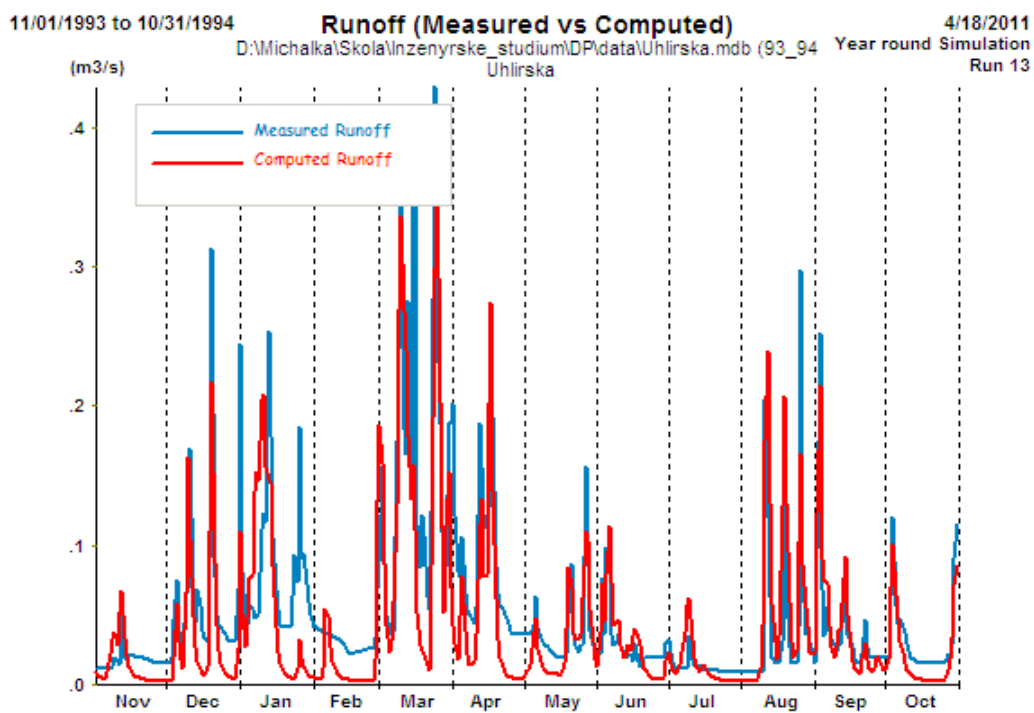
Obr. 9.67: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1991.



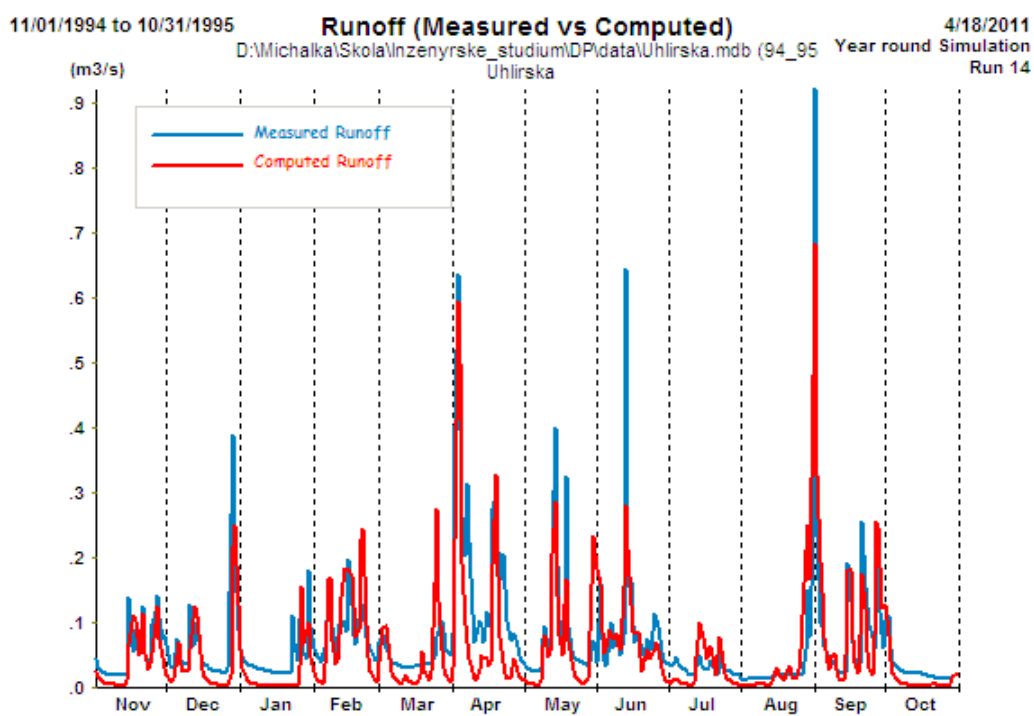
Obr. 9.68: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1992.



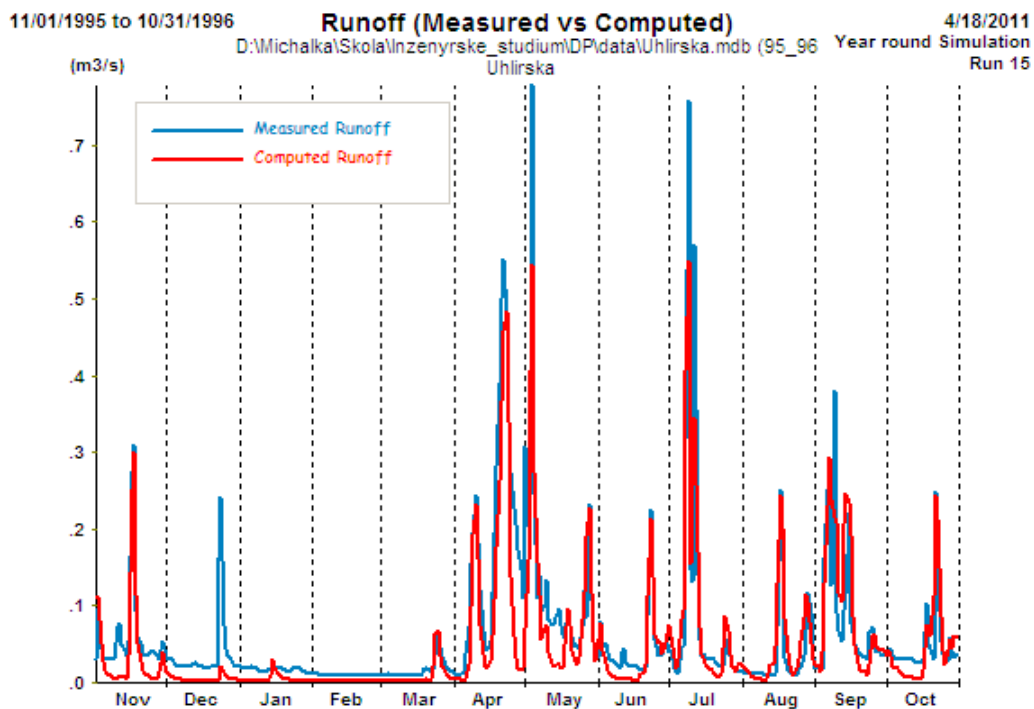
Obr. 9.69: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1993.



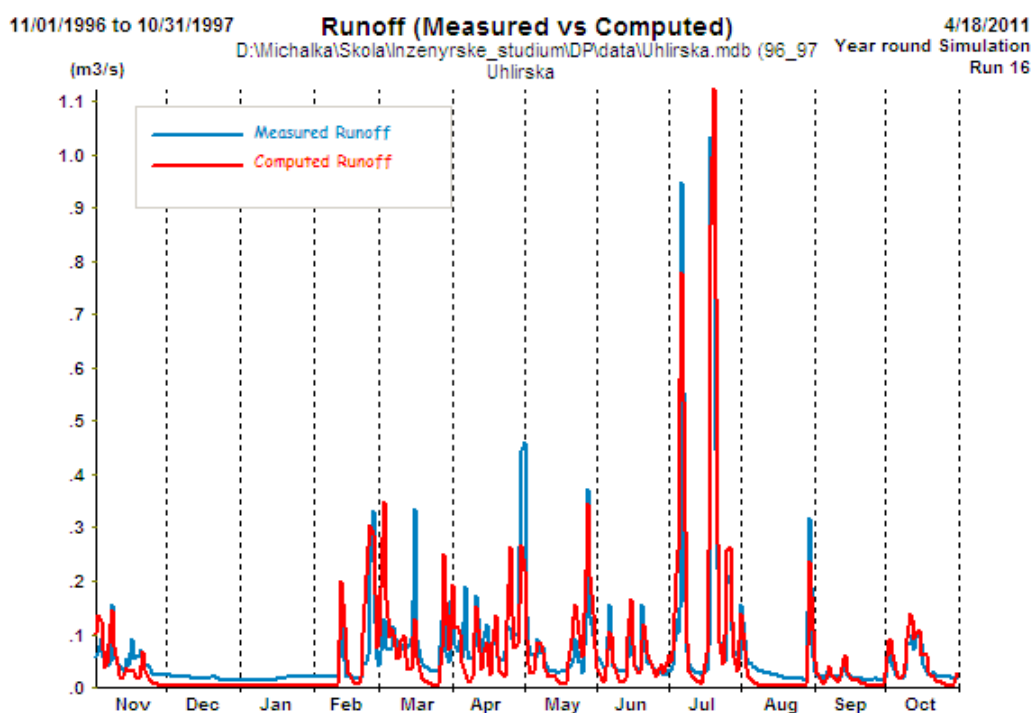
Obr. 9.70: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1994.



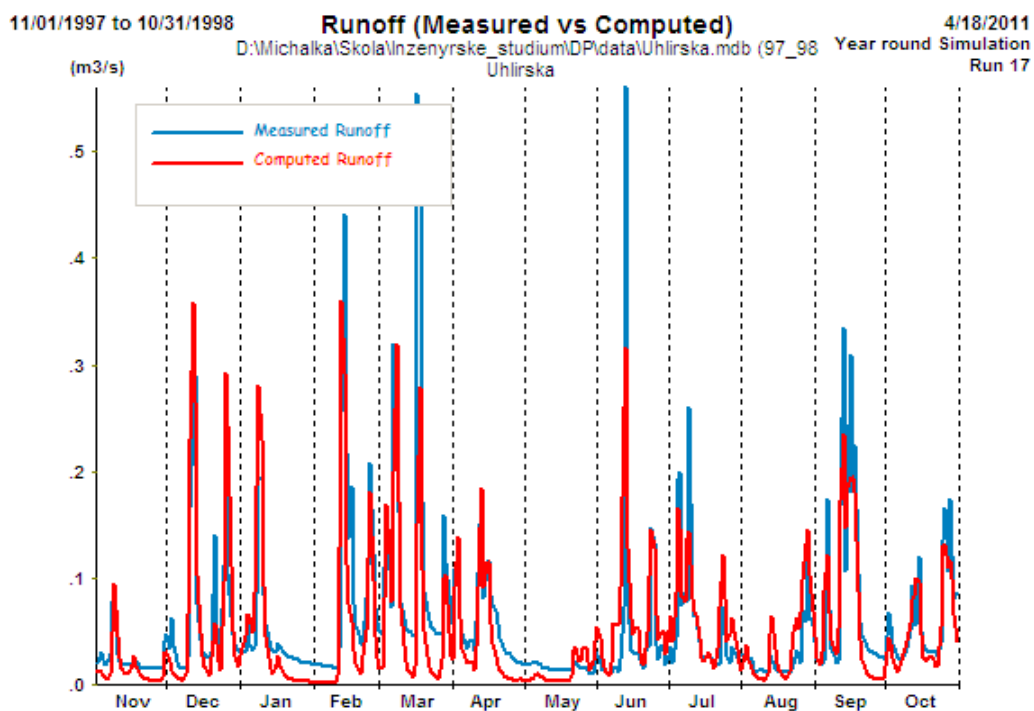
Obr. 9.71: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1995.



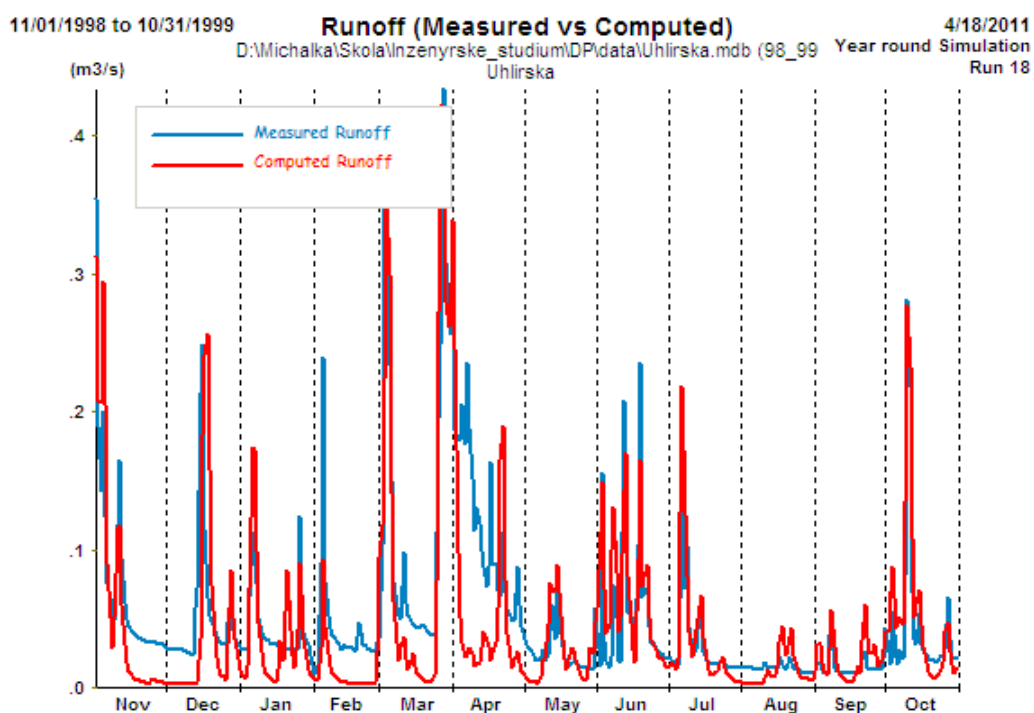
Obr. 9.72: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1996.



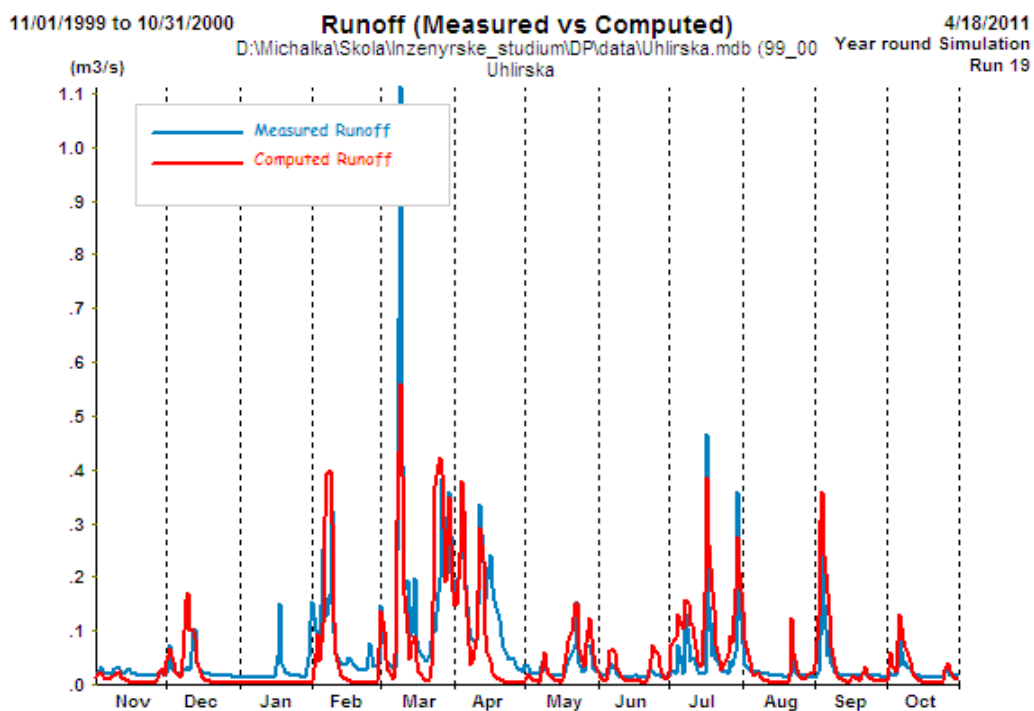
Obr. 9.73: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1997.



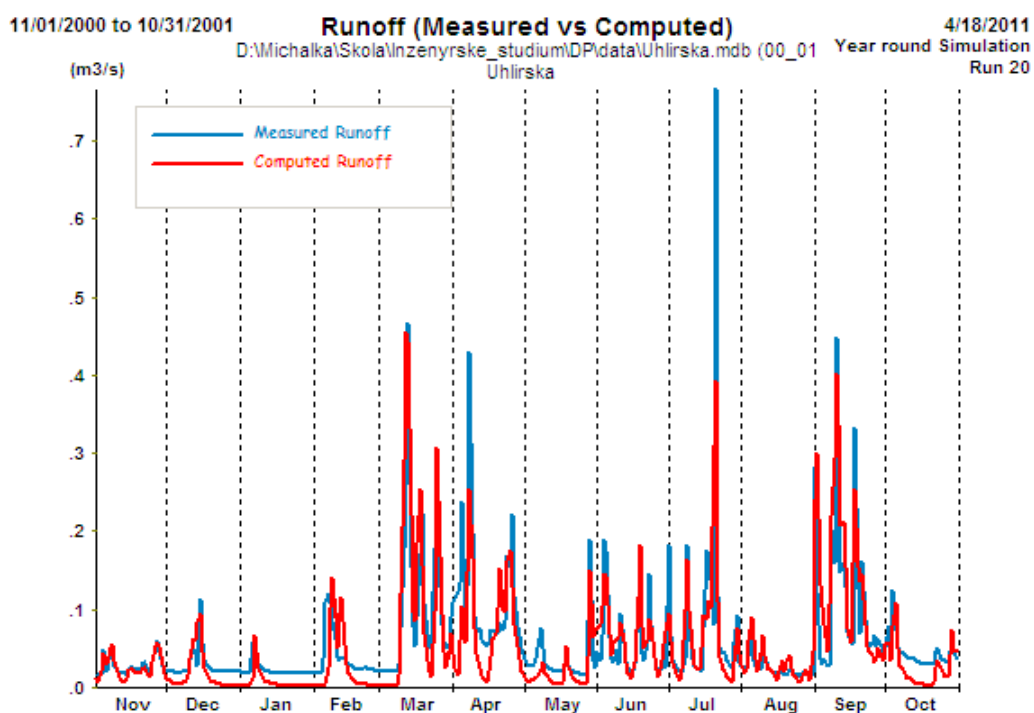
Obr. 9.74: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1998.



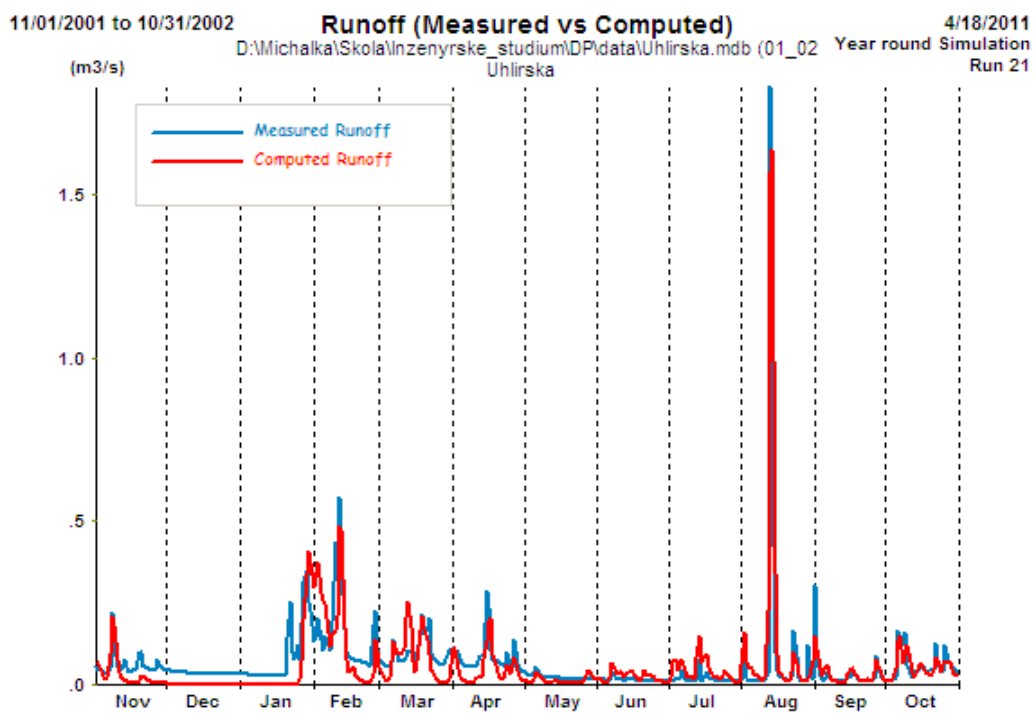
Obr. 9.75: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 1999.



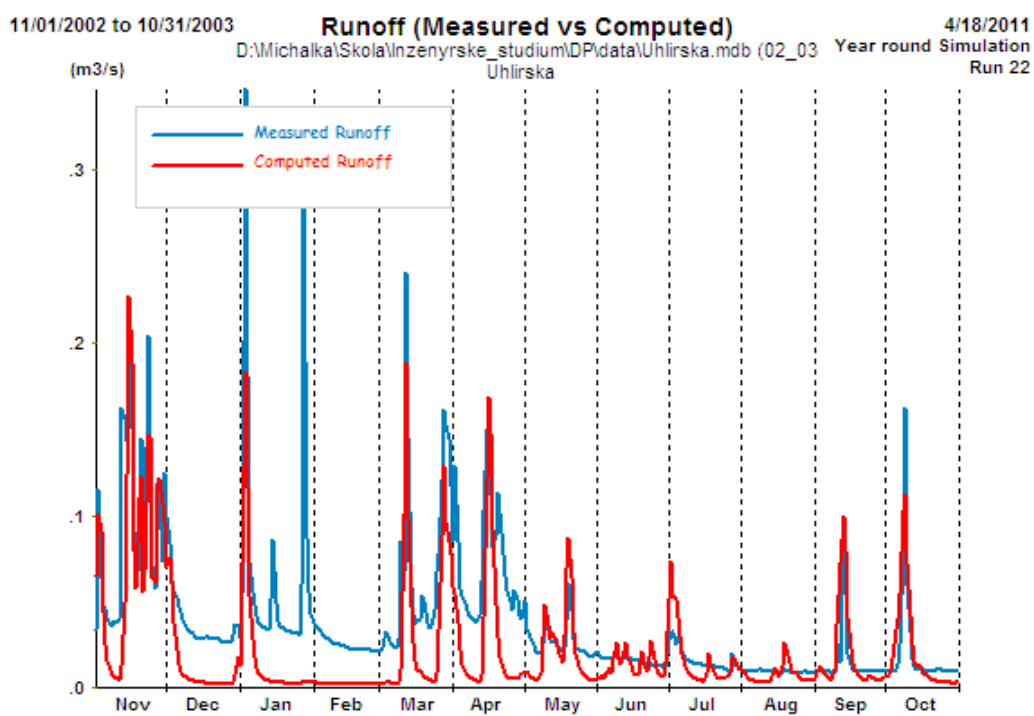
Obr. 9.76: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 2000.



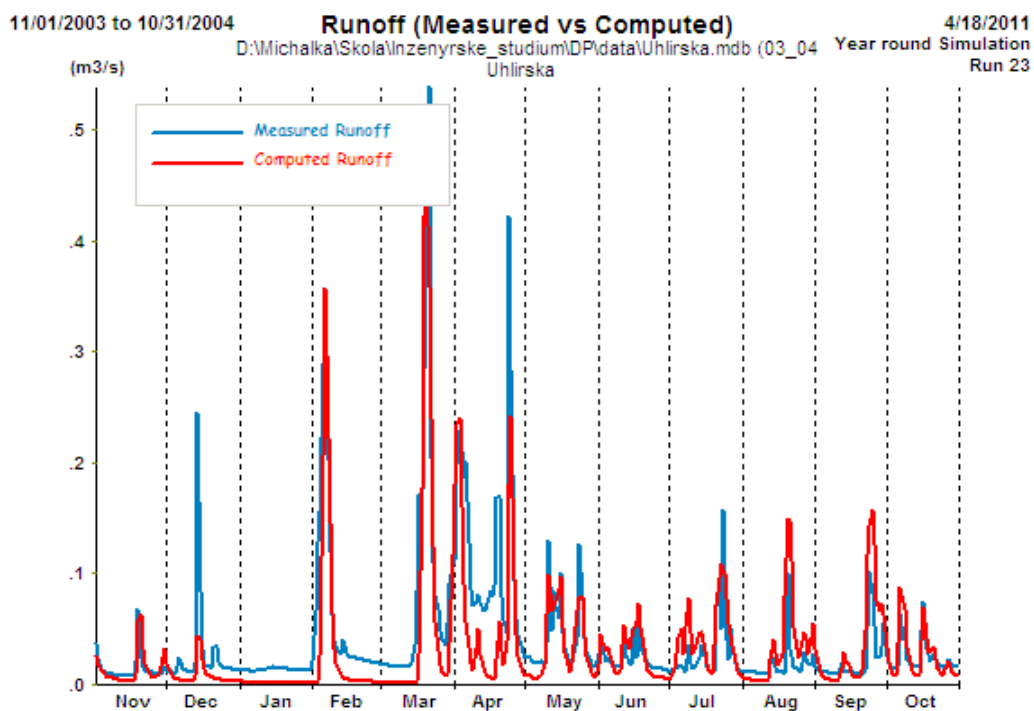
Obr. 9.77: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 2001.



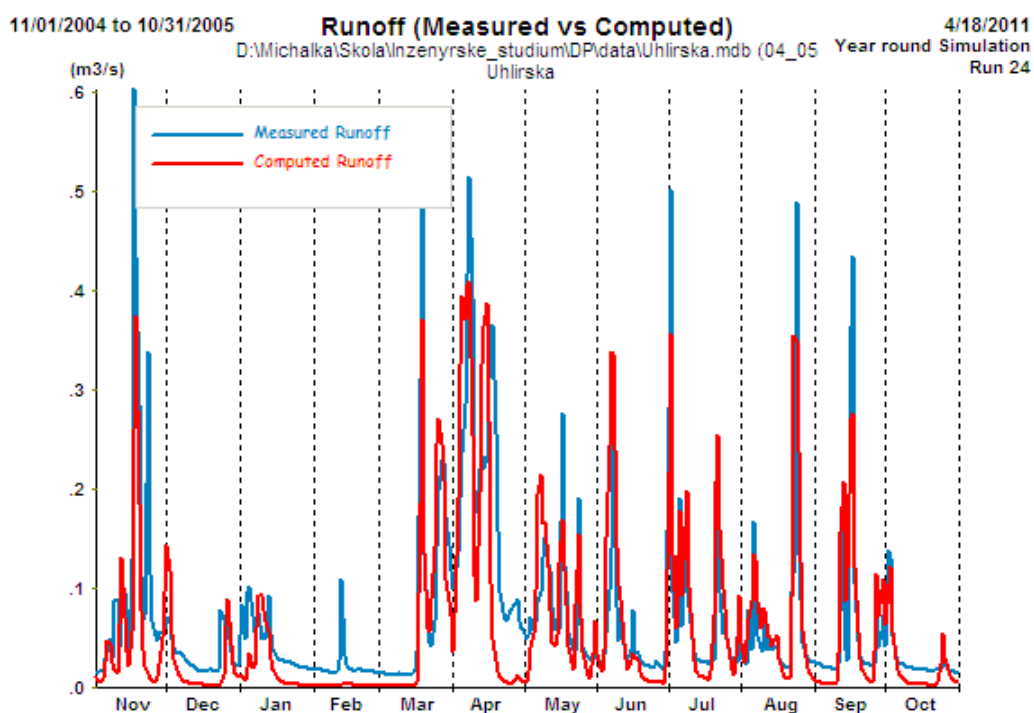
Obr. 9.78: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 2002.



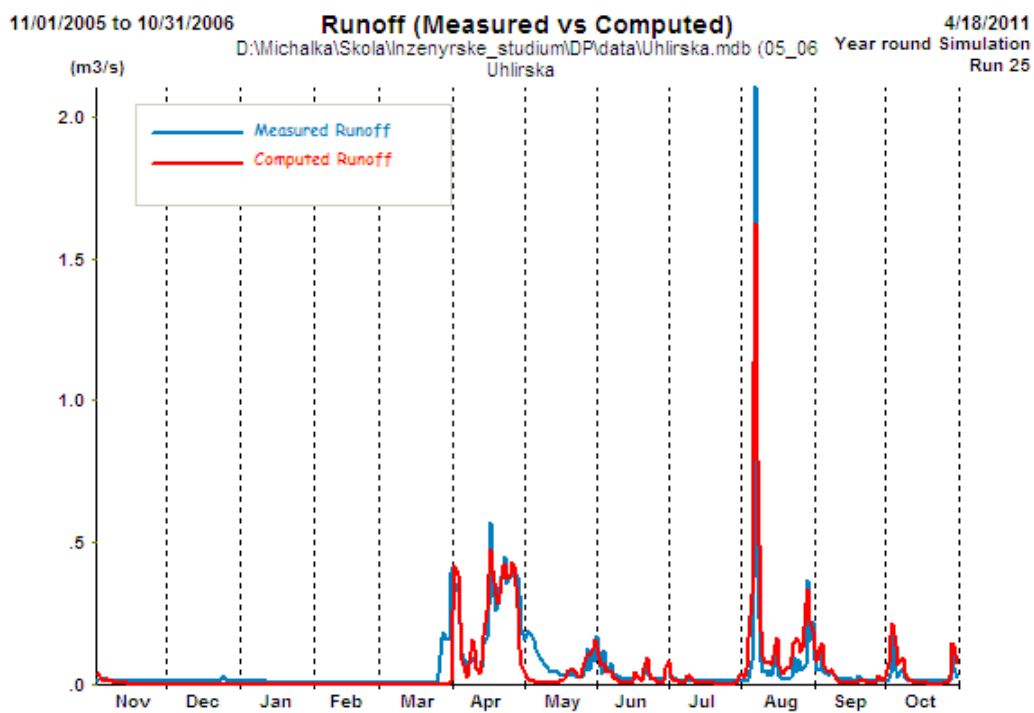
Obr. 9.79: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 2003.



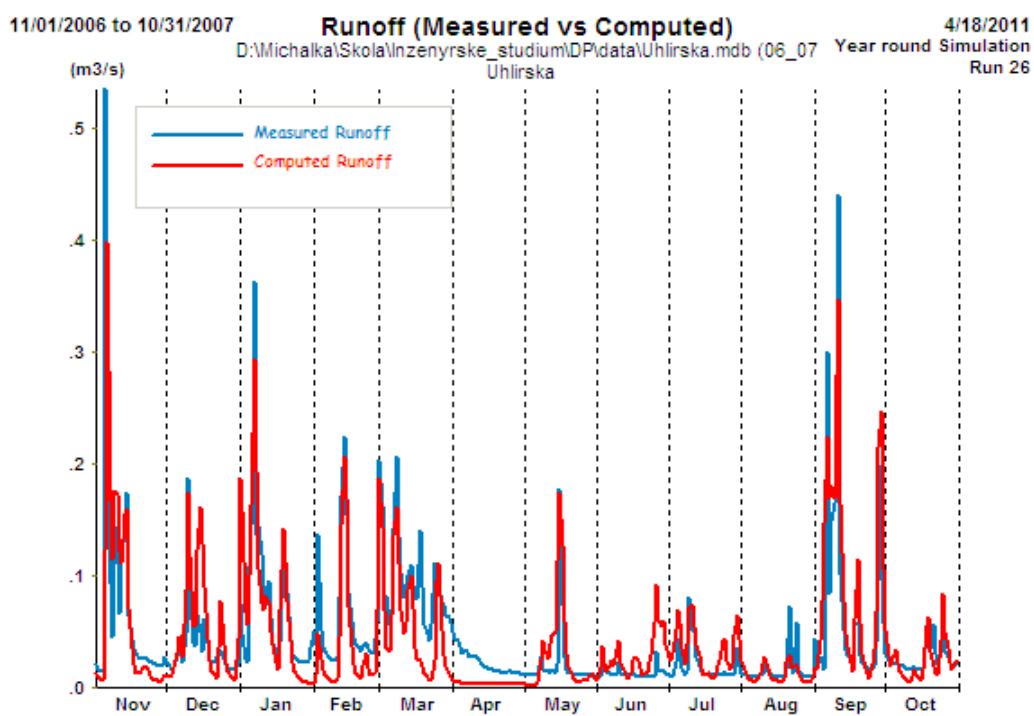
Obr. 9.80: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 2004.



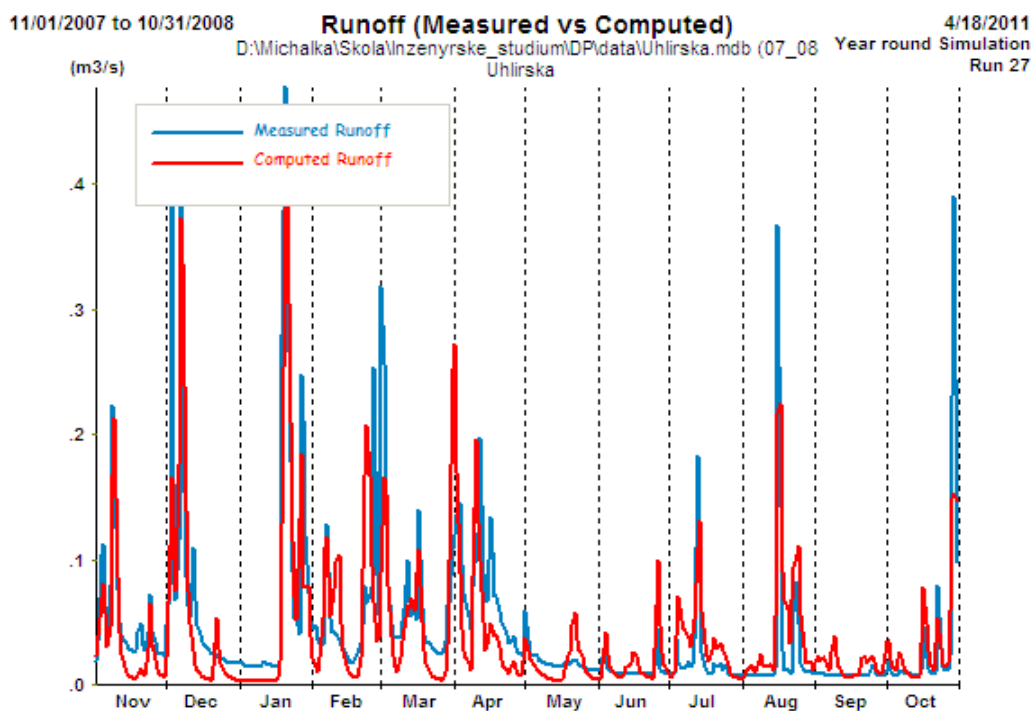
Obr. 9.81: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 2005.



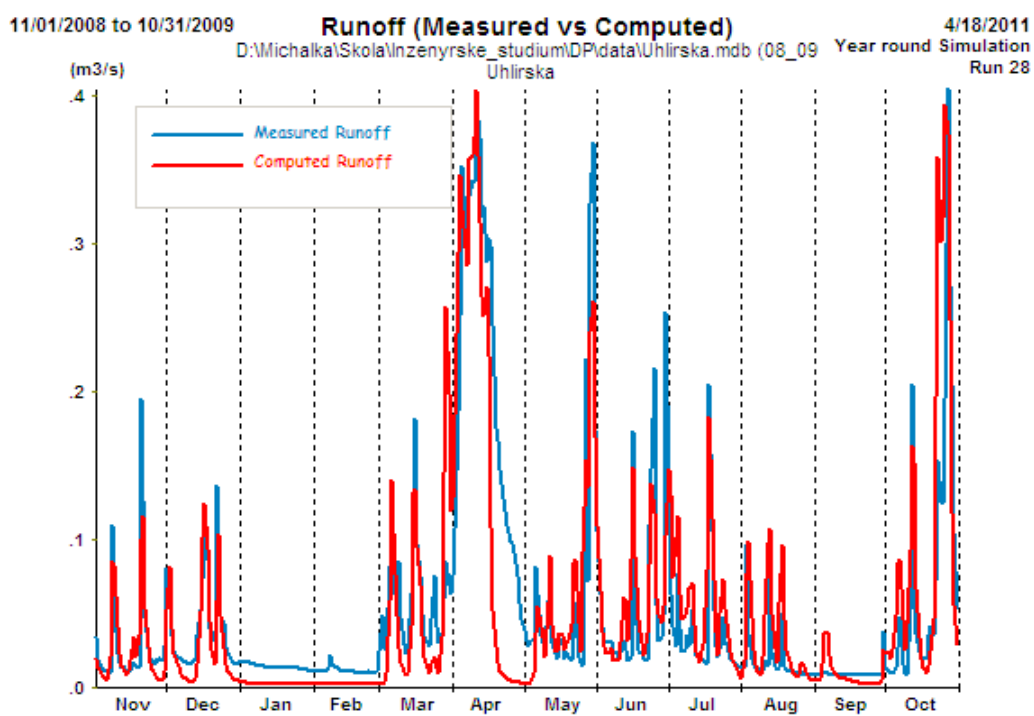
Obr. 9.82: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 2006.



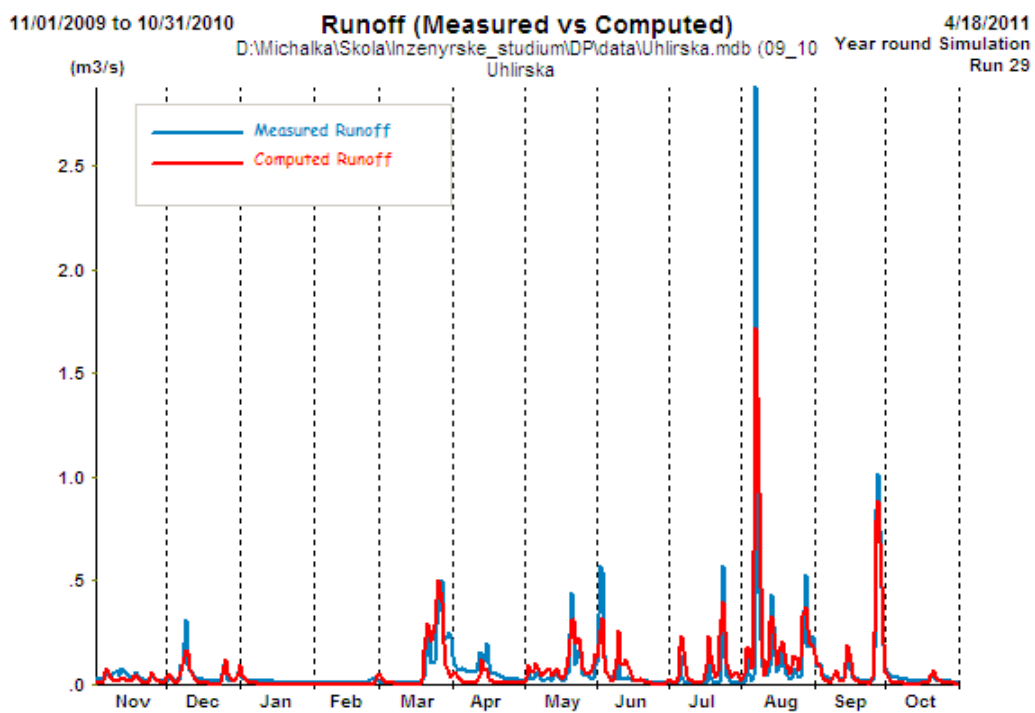
Obr. 9.83: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 2007.



Obr. 9.84: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 2008.



Obr. 9.85: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 2009.



Obr. 9.86: Odtok (měřený a simulovaný) na povodí Uhlířská v roce 2010.