

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Katedra fyzické geografie a geoekologie



MARKÉTA RŮŽIČKOVÁ

**VLIV PROSTOROVÉHO ROZLOŽENÍ SRÁŽEK V POVODÍ
HORNÍ CHOMUTOVKY NA VÝSLEDKY SIMULACÍ
V MODELU HEC-HMS**

**INFLUENCE OF THE SPATIAL DISTRIBUTION OF PRECIPITATION IN THE
UPPER CHOMUTOVKA RIVER BASIN ON THE HEC-HMS SIMULATION RESULTS**

(diplomová práce)

PRAHA 2009

Vedoucí diplomové práce: Doc. RNDr. Bohumír Janský, CSc.

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou prací s názvem „Vliv prostorového rozložení srážek v povodí horní Chomutovky na výsledky simulací v modelu HEC-HMS“ vypracovala samostatně na základě vlastních zjištění a s pomocí materiálů, mapových a datových podkladů uvedených v seznamu použité literatury.

Svoluji, aby byla práce zapůjčena ke studijním účelům, a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

V Praze dne 25. 4. 2009

.....

Markéta Růžičková

Poděkování

Na tomto místě bych chtěla poděkovat Doc. RNDr. Bohumíru Janskému, CSc. za vedení mé diplomové práce a věnovaný čas. Dík patří dále Mgr. Michalu Jeníčkovi za konzultace týkající se hydrologického modelování a systému HEC-HMS, Ing. Petru Šerclovi, Ph.D. za rady a poskytnutá data k metodě CN křivek, RNDr. Petru Novákovi, Ph.D. za informace týkající se radarových odhadů srážek a jejich adjustací a Mgr. Stanislavu Grillovi za pomoc s programováním v Pythonu. Rovněž bych ráda poděkovala Českému hydrologickému ústavu a Povodí Ohře za poskytnutí datových podkladů.

ABSTRAKT

Matematická reprezentace srážko-odtokového procesu se stala díky rozvoji informačních technologií významným nástrojem hydrologů či vodohospodářů ať už pro operativní předpovědi či návrhové účely. Jedním z hlavních vstupů do hydrologických modelů jsou vhodným způsobem časově a prostorově distribuované srážky. Práce je součástí hydrologického výzkumu prováděného v Krušných horách katedrou fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Zároveň byly dílčí výsledky zahrnuty do česko-německého projektu protipovodňové ochrany INTERREG IIIA „DINGHO“

Předmětem práce je podat základní informace o používaných metodách reprezentujících srážko-odtokový proces a o různých přístupech k hydrologickému modelování. Modelovací systém HEC-HMS byl zvolen pro simulaci několika hydrologických událostí v povodí horní Chomutovky v Krušných horách. Tato období se mezi sebou liší hlavně typem příčinných srážek, průběhem odtokové křivky a velikostí kulminačního průtoku. Pro výpočet prostorového rozložení srážek a určení průměrné hodnoty srážkových úhrnů v rámci dílčích povodí bylo vybráno několik metod, jako jsou Thiessenovy polygony, metoda inverzních vzdáleností, krigování a algoritmus *Topo To Raster*. Rovněž byly využity adjustované kvantitativní odhady srážek na základě měření meteorologického radaru. Výpočet průměrného srážkového úhrnu na povodí (MAP) probíhal v hodinovém kroku. Cílem bylo zjistit vliv použitých metod na charakteristiky odtokových vln.

Ze simulovaných hydrogramů a vypočtených charakteristik vln vyplývá, že různé prostorové rozložení srážek může mít na modelovaný odtok výrazný vliv. Průběh hydrogramů se příliš neliší, rozdíly nastávají ve velikosti kulminačního průtoku a objemu odtoku. Pro stratiformní typ srážek nejsou velké rozdíly v odtokových křivkách simulovaných pomocí metod využívajících měření ze srážkoměrných stanic. Na druhé straně se zdá, že radarové odhady srážek jsou pro tyto události podhodnoceny. Příčinné srážky konvekčního typu naopak způsobují velké rozdíly v modelovaných hydrogramech, záleží na jejich poloze vzhledem k síti měřících stanic a na zasaženém území. Pro přesné kvantitativní určení rozdílů v charakteristikách odtokových křivek je alfou a omegou kalibrace modelu.

Klíčová slova:

hydrologické modelování, HEC-HMS, ArcGIS, interpolace, radarový odhad srážek

ABSTRACT

Numerical modelling of hydrological processes is nowadays a very important sector of hydrology and water management, especially because of a huge progress of information and computer technologies. The characteristics of precipitation are the ones of the main data inputs to hydrological models. This thesis is the part of the research engaged in Krušné Mountains by the Department of Physical Geography and Geoecology. Some results were also included to the Czech-German project of flood control in Krušné Mountains INTERREG IIIA called DINGHO.

The aim of this thesis is to give some basic information about a range of methods and approaches to rainfall-runoff modelling. The modelling system HEC-HMS has been chosen for the simulations of a few hydrological events in the upper Chomutovka river basin. These events differ in the type of rainfall and the magnitude of peak discharge. Several different methods for calculating the mean aerial precipitation like Thiessen polygons, Inverse Distance Weighted Scheme, Ordinary Kriging or Topo to Raster as well as the quantitative precipitation estimation based on radar measurements have been applied and tested during these simulations. The mean aerial precipitation has been calculated for hourly time scale. The aim has been to evaluate the influence of each method for characteristics of simulated hydrographs.

On the basis of the simulated hydrographs and computed characteristics of flood waves, we can see that different mean aerial precipitation calculation methods can have significant influence on modeled runoff. Chart curves don't differ too much, differences occur in the comparison of the magnitudes of the peaks and the volumes of runoff. Hydrographs simulated on the basis of different rain gage-only interpolation estimates of precipitation don't vary exceedingly for continuous rain. On the other hand it seems that quantitative precipitation estimation based on radar measurements underestimates this type of precipitation. On the contrary modelled hydrographs vary a lot in the case of convective storms. But there is the influence of size of convective cell and its position with respect to the rain gage network. Calibration of the used model is crucial for calculation of the quantitative differences in characteristics of simulated hydrograms.

Key words:

hydrologic modeling, HEC-HMS, ArcGIS, interpolation, quantitative precipitation estimation

OBSAH:

1. ÚVOD	8
2. METODIKA PRÁCE	10
3. CHARAKTERISTIKA POVODÍ HORNÍ CHOMUTOVKY	11
3.1 VYMEZENÍ ÚZEMÍ.....	11
3.2 GEOLOGIE.....	13
3.2.1 Obecná geologická charakteristika Krušných hor	13
3.2.2 Geologické poměry modelového povodí Chomutovky	13
3.2.3 Hydrogeologické poměry	14
3.3 GEOMORFOLOGIE.....	15
3.3.1 Obecná charakteristika povodí	15
3.3.2 Vrcholová oblast Krušných hor	16
3.4 PEDOLOGICKÉ POMĚRY	17
3.5 VEGETAČNÍ POKRYV A OCHRANA PŘÍRODY	19
3.5.1 Vegetační pokryv.....	19
3.5.2 Ochrana přírody.....	20
3.6 KLIMATICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	21
3.6.1 Srážky	22
3.6.2 Teploty vzduchu a ostatní klimatické charakteristiky.....	25
3.7 HYDROGRAFIE A ODTOKOVÉ POMĚRY	26
3.7.1 Hydrografická charakteristika	26
3.7.2 Charakteristika odtoku a povodňové události	27
4. HYDROLOGICKÉ MODELOVÁNÍ	31
4.1 HYDROLOGICKÉ MODELÝ.....	31
4.2 KLASIFIKACE HYDROLOGICKÝCH MODELŮ	32
4.2.1 Rozdělení dle účelu aplikace, typu a komplexnosti systému	33
4.2.2 Klasifikace na základě principu příčiny a důsledku.....	34
4.2.2.1 Deterministické modely.....	34
4.2.2.2 Stochastické modely	35
4.2.3 Rozdělení dle míry časové a prostorové diskretizace	36
4.2.3.1 Časová diskretizace	36
4.2.3.2 Prostorová diskretizace.....	37
5. CHARAKTERISTIKA MODELOVACÍHO SYSTÉMU HEC-HMS	38
5.1 OBECNÁ CHARAKTERISTIKA.....	38
5.2 KOMPONENTY A PROCESY V MODELU HEC-HMS.....	39
5.2.1 Model povodí (<i>Basin Model</i>).....	39
5.2.1.1 Model objemu přímého odtoku (<i>Runoff-Volume Model</i>).....	41
5.2.1.2 Transformace přímého odtoku (<i>Direct-Runoff Model</i>).....	42
5.2.1.3 Proudění v nasycené zóně (<i>Baseflow Model</i>)	43
5.2.1.4 Model pro proudění vody v říčním korytě (<i>Channel Model</i>).....	43
5.2.2 Meteorologický model (<i>Meteorologic Model</i>).....	45
5.2.3 Ostatní komponenty modelu.....	47
5.3 POPIS METOD POUŽITÝCH PRO SIMULACE	48
5.3.1 Objem přímého odtoku – metoda CN křivek.....	48
5.3.2 Transformace přímého odtoku – Clarkův jednotkový hydrogram.....	51
5.3.3 Základní odtok – metoda exponenciálního poklesu.....	53
5.3.4 Postup vlny v říčním korytě – model Muskingum-Cunge.....	54
6. PŘÍPRAVA VSTUPNÍCH DAT DO MODELU	58
6.1 STAVOVÉ CHARAKTERISTIKY POVODÍ A ŘÍČNÍ SÍTĚ	58
6.1.1 Digitální model terénu a z něj odvozené charakteristiky	58

6.1.2	Výpočet hodnot CN na základě vegetačního krytu a vlastností půd	60
6.1.3	Výpočet parametrů Clarkova jednotkového hydrogramu	63
6.1.4	Charakteristiky koryta	64
6.2	ČASOVÉ ŘADY	66
6.2.1	Zdrojová data	67
6.2.2	Potenciální chyby dat, kontrola platnosti a doplnění časových řad	69
6.2.3	Srážkové řady	69
6.2.3.1	Prostorové rozložení	70
6.2.3.2	Úprava časového kroku	70
6.2.4	Průtoky	72
6.2.4.1	Odvození počátečního základního odtoku	72
6.2.4.2	Využití časových řad průtoků při kalibraci modelu	73
7.	METODY PROSTOROVÉHO ROZLOŽENÍ SRÁŽEK	74
7.1	PROSTOROVÁ PROMĚNLIVOST SRÁŽEK	74
7.1.1	Vliv orografie	74
7.1.2	Typ srážek	75
7.2	VÝPOČET PLOŠNÉ SRÁŽKY NA ZÁKLADĚ POZEMNÍCH MĚŘENÍ	76
7.2.1	Metoda Thiessenových polygonů	76
7.2.2	Metoda inverzních vzdáleností (<i>Inverse Distance Weighted</i>)	78
7.2.3	Ordinary Kriging	79
7.2.4	Metoda Topo to Raster	82
7.3	RADAROVÉ ODHADY SRÁŽEK	83
7.3.1	Měření radiolokační odrazivosti	83
7.3.2	Odhady srážek na základě měření meteorologických radarů	86
7.3.2.1	Radarové odhady srážek	86
7.3.2.2	Chyby radarových odhadů srážek	87
7.3.3	Adjustace radarových odhadů a kombinace s pozemními měřeními	88
7.3.3.1	Stručný přehled způsobů adjustace radarových odhadů	88
7.3.3.2	Metoda MERGE	89
7.4	ZPŮSOB A VÝSLEDKY ZPRACOVÁNÍ PLOŠNÝCH SRÁŽEK	92
7.4.1	Zvolené srážkové události a jejich popis	92
7.4.2	Způsob zpracování časových řad MAP	93
7.4.2.1	Výpočet srážek pomocí Thiessenových polygonů a interpolačních metod	94
7.4.2.2	Zpracování radarových dat	95
7.4.3	Výsledné řady srážkových úhrnů	96
8.	PRŮBĚH A VÝSLEDKY SIMULACÍ	99
8.1	OBCENÝ POSTUP PŘI SIMULACÍCH V SYSTÉMU HEC-HMS	99
8.1.1	Sestavení modelu pro určitou událost	99
8.1.2	Zadání vypočtených charakteristik a časových řad	101
8.1.3	Kalibrace modelu	102
8.1.3.1	Obecný postup a objektivní kritéria správnosti parametrů	102
8.1.3.1	Strategie kalibrace pro modelové povodí	105
8.1.4	Interpretace výsledků	105
8.2	MODELOVÁNÍ ODTOKU PRO UDÁLOST V ZÁŘÍ 2007	106
8.2.1	Nastavení parametrů simulace a kalibrace události	106
8.2.2	Výsledky optimalizace parametrů	109
8.3	VERIFIKACE MODELU NA UDÁLOSTI ZE SRPNA 2007	111
8.3.1	Nastavení parametrů simulace	111
8.3.2	Výsledky simulace	112
8.4	SIMULACE ODTOKU S RŮZNÝMI ČASOVÝMI ŘADAMI SRÁŽEK	114
9.	DISKUZE	118
9.1	POUŽITÝ MODEL, METODY VÝPOČTU A KALIBRACE	118
9.2	NEJISTOTY SOUVISEJÍCÍ SE ZPRACOVÁNÍM VSTUPNÍCH DAT	120
10.	ZÁVĚR	122

11. SEZNAM ZDROJŮ INFORMACÍ	123
11.1 SEZNAM POUŽITÝCH PRAMENŮ A LITERATURY	123
11.2 SEZNAM DATOVÝCH A MAPOVÝCH PODKLADŮ	128
11.2.1 Datové zdroje.....	128
11.2.2 Mapy a atlasy.....	128
12. SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK A PŘÍLOH	129
12.1 OBRÁZKY	129
12.2 TABULKY	131
12.3 PŘÍLOHY	131
PŘÍLOHOVÁ ČÁST	132

1. ÚVOD

Numerické modelování hydrologických procesů je v současné době významným odvětvím hydrologie a vodního hospodářství a to především díky rychle se rozvíjícím informačním technologiím a počítačové technice. V souvislosti s výskytem ničivých povodní na našem území v posledním desetiletí se srážko-odtokové modely začaly širě využívat také v hydrologické předpovědní praxi na Českém hydrometeorologickém ústavu a podnicích Povodí.

Vstupními daty pro hydrologické modely je kvalitní zpracování fyzicko-geografických charakteristik daného povodí. Jedním z hlavních vstupů jsou srážkové údaje a to především v horských povodích v teplé části roku, kdy jsou atmosférické srážky výhradním zdrojem odtoku. Při modelování odtoku z povodí tedy vyvstává zásadní potřeba přesných, časově i prostorově distribuovaných srážek.

Cílem této diplomové práce je podat základní informace o různých metodách, které se využívají při reprezentaci srážko-odtokového procesu, a o hlavních přístupech k hydrologickému modelování. Odtokové poměry byly simulovány pro vybrané události v povodí horní Chomutovky v Krušných horách, jako modelovací systém byl kvůli dostupnosti zvolen systém HEC-HMS. Důraz při zpracování vstupních dat do modelu byl kladen především na prostorové rozložení srážkových úhrnů, kdy byly aplikovány různé metody výpočtu plošných srážek v rámci dílčích povodí. Cílem bylo zjistit, jaký vliv má použití určité metody na výsledky simulací, a porovnat tyto metody mezi sebou na základě generovaných hydrogramů v závěrovém profilu.

Práce je součástí výzkumu prováděného v Krušných horách katedrou fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Dílčí výsledky práce byly rovněž zahrnuty do řešení v současné době již ukončeného česko-německého projektu protipovodňové ochrany v Krušných horách INTERREG IIIA „DINGHO“ – Dezentraler, integrierter und grenzübergreifender Hochwasserschutz in den deutsch-tschechischen Einzugsgebieten der Kammlagen des Mittleren Erzgebirges vedeného Prof. Dr. Achimem Schultem z Freie Universität Berlin.

Diplomová práce je členěna do sedmi hlavních částí. První (kapitola č. 3) je věnována charakteristice modelového povodí horní Chomutovky z hlediska všech fyzicko-geografických poměrů. Největší důraz je kladen na popis klimatu a odtokové poměry, které mají z hlediska srážko-odtokových poměrů největší váhu. Druhá část se zabývá obecně srážko-odtokovým

modelováním, využitím geografických informačních systémů (GIS) při aplikaci modelů a rešerší související literatury. Je podán přehled o rozdělení hydrologických modelů dle nejrůznějších hledisek, jako určující je brána klasifikace na základě doporučení WMO (World Meteorological Organisation).

V pořadí pátá kapitola charakterizuje použitý modelovací systém HEC-HMS. Je popsána jeho struktura a rozebrány jednotlivé komponenty modelu, které reprezentují části srážko-odtokového procesu. Důraz je kladen na vysvětlení podstaty různých metod a to především těch použitých při simulacích. V další části jsou poté uvedeny postupy při zpracování datových podkladů, které jsou nutné pro aplikaci výše uvedených modelovacích metod. Data jsou rozdělena na stavové charakteristiky povodí a časové řady.

Prostorové rozložení srážek je náplní sedmé kapitoly. Pro výpočet plošných srážek (*mean aerial precipitation* – MAP) v hodinovém kroku, který je při modelování odtoku ze zvoleného povodí nezbytný, byly aplikovány nejrůznější interpolační metody a také adjustované radarové odhady srážek. V kapitole jsou vysvětleny odlišnosti využitých metod, jejich výhody, omezení a možnosti použití pro srážky různého charakteru.

Samotným průběhem simulací a výsledky modelování pro konkrétní hydrologické události se zabývá šestá část. Je charakterizováno sestavení projektu simulace, průběh kalibrace a ověření (verifikace) kalibrovaného modelu na jiné události. Dále jsou porovnány výsledky simulací dané rozdílnými vstupy prostorového rozložení srážek v dílčích povodích pomocí různých kritérií. Kalibrace modelu byla provedena při použití dat plošných srážek v rámci dílčích povodí určených na základě interpolační metody *Inverse Distance Weighted*. Optimalizované parametry modelu byly posléze využity pro simulace zahrnující ostatní metody výpočtu MAP.

V poslední kapitole věnované diskuzi je cílem označit možné nejistoty a problémy spojené s datovými podklady a simulacemi konkrétních hydrologických událostí. Rovněž použité modelovací techniky mají své limity, o kterých je v této části také pojednáno.

2. METODIKA PRÁCE

Práce je řešena různými metodami, odvíjejícími se od obsahu jednotlivých kapitol. Simulace zvolených událostí v povodí horní Chomutovky byly provedeny v modelovacím systému HEC-HMS, pro správu časových řad byl využit databázový systém HEC-DSSVue. Analýza většiny dat potřebných do modelu byla realizována v programu ArcGIS Desktop 9.3 firmy ESRI a to kvůli jeho širokým možnostem a zkušenostem autorky s tímto systémem.

Fyzicko-geografické charakteristiky území byly zpracovány s využitím dostupné literatury, mapových podkladů a poskytnutých časových řad teplot, srážek a průtoků. Pro každou z podkapitol jsem se snažila vytvořit přehlednou mapu charakterizující zájmové povodí z hlediska dané geosféry. Některé z těchto datových podkladů, např. digitální model terénu či vegetační kryt, slouží rovněž jako vstupní data do použitého hydrologického modelu nebo jsou s pomocí těchto podkladů požadované parametry určeny.

Modelovací techniky použité pro simulace odtoku z povodí byly zvoleny na základě přečtených pramenů a zkušeností ostatních uživatelů modelu, přihlédnuto bylo také k požadavkům jednotlivých metod na vstupní data. Terénní průzkum posloužil hlavně pro určení charakteristik koryta, v určitých profilech jsou rovněž opakovaně měřeny průtoky. V povodí byly instalovány během několika předešlých let dva hladinoměry a srážkoměrná stanice, jejichž data mohou sloužit k doplnění podkladů získaných od Českého hydrometeorologického ústavu, Deutscher Wetterdienst a Povodí Ohře.

Vstupní řady srážkových úhrnů pro dílčí povodí byly vytvořeny na základě dat ze srážkoměrných stanic a také radarových odhadů srážek. Při kalkulaci průměrné srážky na povodí byly využity nejrůznější interpolační metody. Určitým problémem při zpracování dat bylo rozdělení časových řad denních srážek měřených na stanicích do kratších intervalů na základě radarových odhadů srážek. Dále je poměrně složité spočítat průměrnou srážku pro dílčí povodí v hodinovém kroku. Pro zpracování těchto dat byl napsán skript v programovacím jazyku Python.

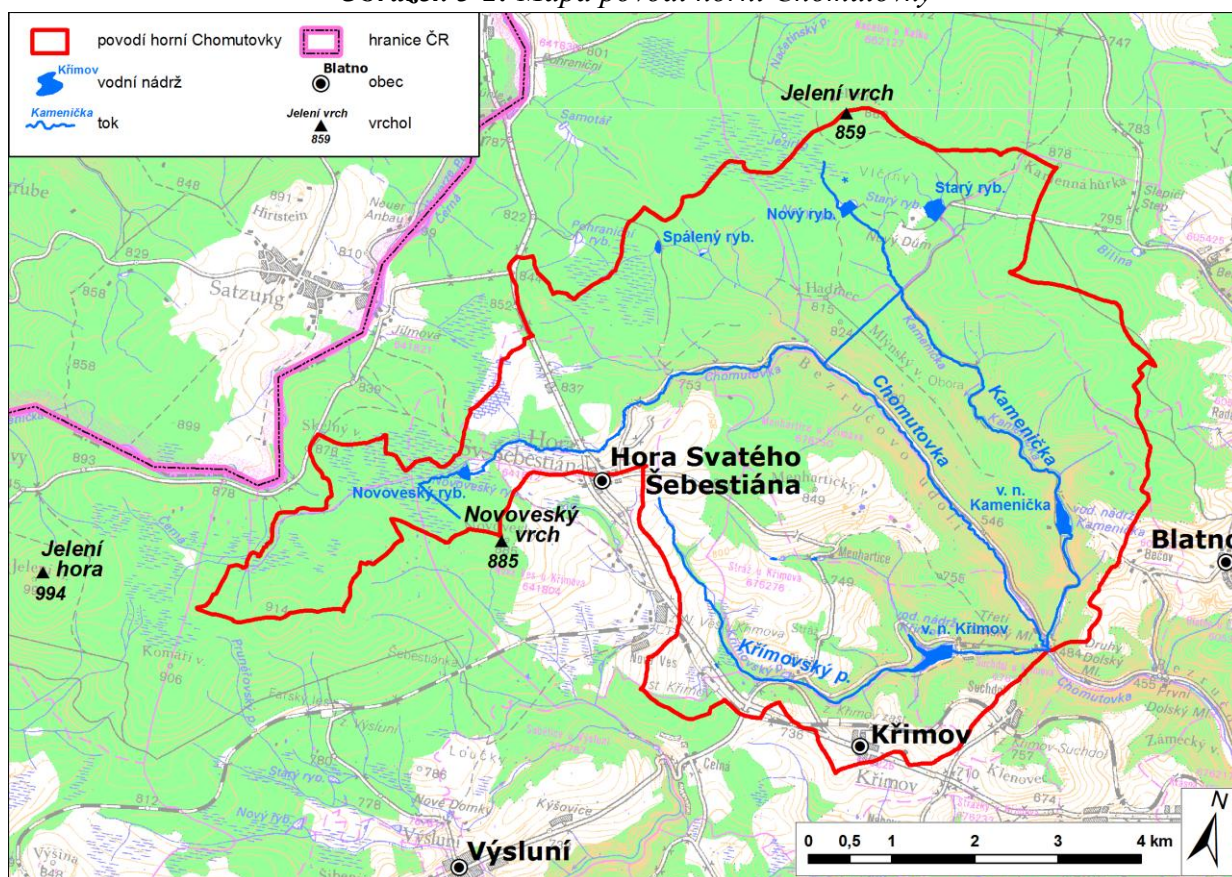
Při kalibraci modelu byly s využitím datových podkladů stanoveny mezní hodnoty jednotlivých parametrů. Přihlédnuto bylo rovněž k faktu, že do modelu nebyly brány v úvahu vodní nádrže vyskytující se v povodí. Nakalibrovaný model byl verifikován na jiné události. Vliv prostorového rozložení srážek na výsledky simulací v modelu HEC-HMS byl určen pomocí rozdílu modelovaných kulminačních průtoků a objemu odtoku povodňových vln.

3. CHARAKTERISTIKA POVODÍ HORNÍ CHOMUTOVKY

3.1 VYMEZENÍ ÚZEMÍ

Povodí Chomutovky se nachází v severozápadních Čechách, ve střední části Krušných hor a v Mostecké pánvi. Chomutovka ústí do řeky Ohře, jde o její nejdelší levostranný přítok. Zkoumané povodí horní Chomutovky, které je vymezeno jako část povodí po hlásný profil Třetí mlýn (50°29'58'' s. š., 13°19'57'' v. d.) nad obcí Chomutov, zaujímá plochu 44,89 km², což je 23,5 % celkové plochy povodí. Povodí je orientované ve směru SZ - JV a prostírá se celé na území České republiky, v severozápadní části (Skelný vrch) je však rozvodnice vzdálena necelých 0,5 km od hranice s Německem. Stanice Třetí mlýn je umístěna pod soutokem Chomutovky s Křimovským potokem. Délka hlavního toku je od pramene po vodočet 11,7 km. Zájmové území vystihuje mapa na obr. 3-1 a třírozměrný model povodí (obr. 3-2).

Obrázek 3-1: Mapa povodí horní Chomutovky

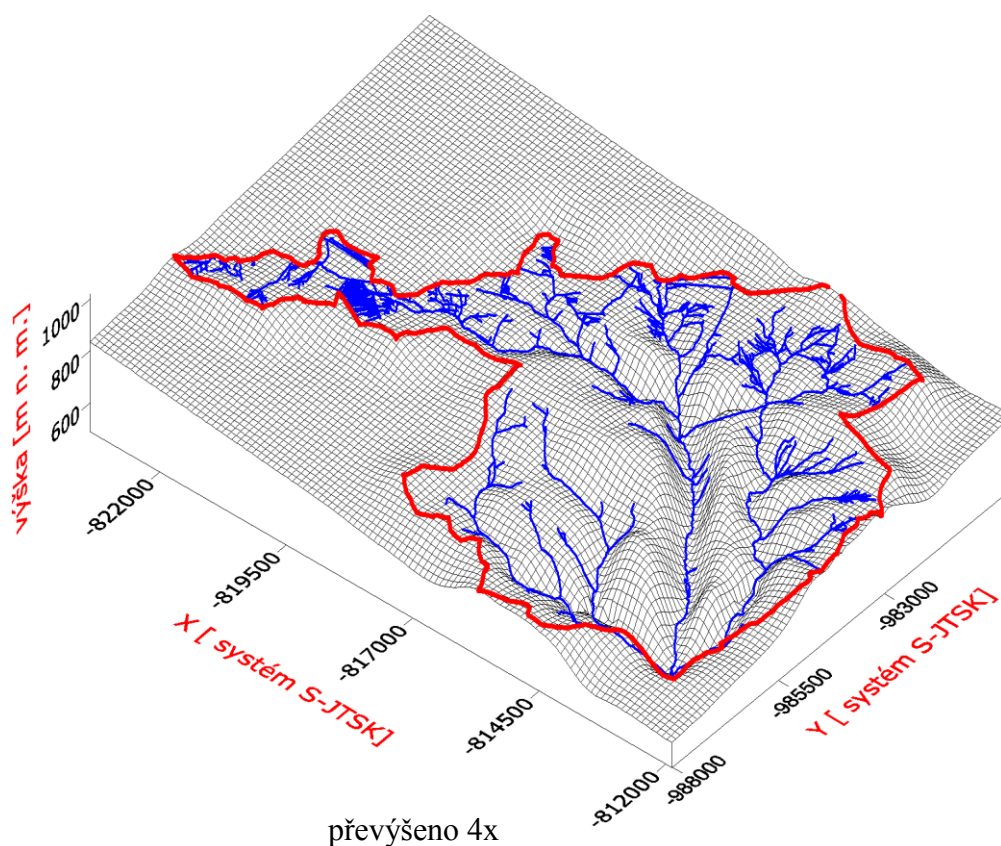


Zdroj dat: RZM 1:50 000, ArcČR, Arcdata, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

Nejvýznamnějšími přítoky Chomutovky jsou v horní části povodí z levé strany Kamenička, z pravé Křimovský potok. Nejvyšším bodem povodí je Novoveský vrch (885,0 m n. m.) poblíž obce Hora Svatého Šebestiána, nejnižším limnigrafická stanice Třetí mlýn (483,38 m n. m.). Mezi další významné vrcholy patří Skelný vrch (877,6 m n. m.), který je nejzápadnějším bodem povodí či nejseverněji ležící Jelení vrch (858,7 m n. m.).

Pramenná oblast Chomutovky a jejích přítoků na horním toku se nachází v oblasti rašelinišť. V severní části zasahuje povodí z jihu do Národní přírodní rezervace Novodomské rašeliniště. Dalšími rašeliništi ve zkoumaném území jsou Polské, Schreiberovo a Novoveské, kde pramení Chomutovka. Pramen se nalézá ve výšce 863,3 m n. m. pod Novoveským vrchem.

Obrázek 3-2: Třírozměrný model povodí horní Chomutovky



Zdroj dat: ZABAGED, ČÚZK, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

Co se týče administrativního členění, nachází se území v Ústeckém kraji a je součástí území správního obvodu obce s rozšířenou působností Chomutov. Zasahuje do katastrů obcí Blatno, Kalek, Hora Svatého Šebestiána, Výsluní a Křimov.

3.2 GEOLOGIE

3.2.1 Obecná geologická charakteristika Krušných hor

Zájmová oblast povodí Chomutovky je, jako většina území České republiky, součástí Českého masivu. Nejvýznamnější stavební jednotkou je zde krušnohorské krystalinikum, které je součástí Sasko-durynské kry nazývané Saxothuringikum. Spolu se Smrčínami tvoří Krušné hory složité antiklinorní pásmo porušené vnitřně řadou zlomů a tvořené převážně různými druhy krystalických břidlic a granitoidů. Na západě Krušných hor se vyskytují prvohorní nepřeměněné sedimenty, směrem k východu však přibývá stupně metamorfózy. Tyto horniny jsou prostoupeny granitoidy krušnohorského plutonu, neméně významné jsou rovněž intruze neovulkanitů.

Pásmo vzniklo v období kadomské orogeneze (asi před 570 mil. let), přetvořeno bylo pozdějším vrásněním variským, které stmelilo starší krystalinikum se sedimenty starších prvohor (Svoboda et al., 1964). Během druhohor a starších třetihor docházelo v této oblasti k výzdvihům. Při saxonské tektogenezi na přelomu miocénu a pliocénu došlo k rozlámání povrchu podél hlavní linie podkrušnohorského zlomu a vedlejších zlomů SZ - JV směru, čímž byl umožněn průchod magmatu k povrchu. V tomto období bylo ukončeno formování oblasti Krušných hor, pozdější modelace reliéfu ve čtvrtohorách je důsledkem zvětrávání a erozních procesů, především činností vodních toků.

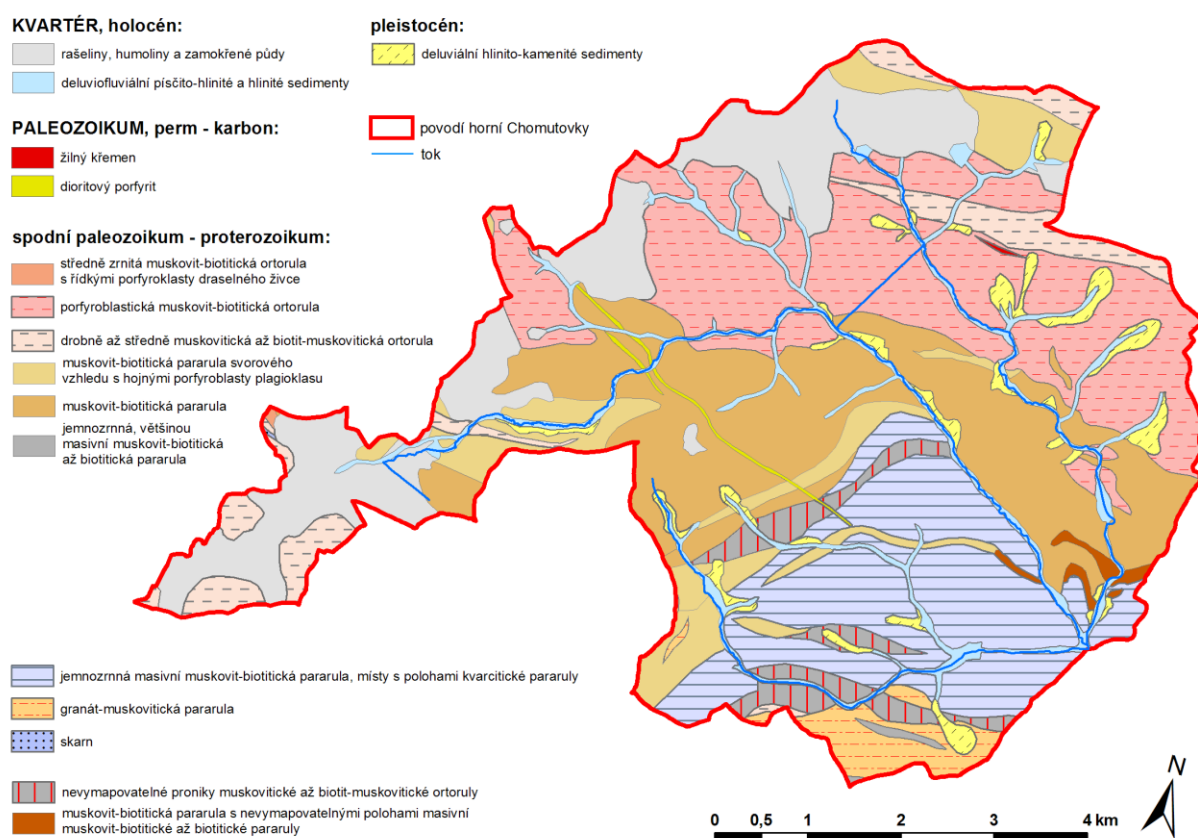
3.2.2 Geologické poměry modelového povodí Chomutovky

V zájmovém povodí je krušnohorské krystalinikum tvořeno horninami spodního paleozoika až proterozoika (obr. 3-3), dominantní jsou nejrůznější druhy ortorul a pararul. Ortoruly, taktéž nazývané červené ruly, jsou charakteristické narůžovělým zbarvením živeců a tvoří většinou deskovitá tělesa. Z pararul je nejvýznamnější dvojslídňá pararula, hornina šedé barvy s velkým obsahem živeců (Škvor, 1975). V nejzápadnější části povodí se rovněž objevují skarny, což jsou kontaktně přeměněné nečisté vápence nebo dolomity. V malé míře se v povodí vyskytují průniky svrchního paleozoika – žilný křemen v okolí Novoveského vrchu a dioritový porfýrit. Oblast je součástí kateřinohorské klenby prostírající se mezi Horou Sv. Šebestiána, Horou Sv. Kateřiny, Mníškem a Litvínovem (Škvor, 1975). Ta je rozdělena do segmentů řadou velkých zlomů SZ - JV směru.

Kvartérní uloženiny představují písčito-hlinité a hlinité sedimenty v okolí vodních toků. Vzhledem k tomu, že jde o horní část povodí, kde převažuje erozní činnost nad akumulací a údolí toků jsou hluboce zaříznutá, vyskytují se sedimenty pouze v úzkém pruhu podél vodních toků.

Významnými uloženinami jsou v povodí organické rašelinné sedimenty. Pás rašelinišť mezi Jelení horou a Načetínem je spolu s rašeliništi v okolí Božího Daru nejvýznamnější oblastí jejich výskytu v Krušných horách. Jejich mocnosti se pohybují do sedmi metrů, v podloží se nacházejí zvětraliny ortorul a pararul.

Obrázek 3-3: Geologická stavba horní části povodí Chomutovky



Zdroj dat: Geologická mapa ČR 1:50 000 (digitalizováno), ČGÚ, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

3.2.3 Hydrogeologické poměry

Hydrogeologické poměry území jsou dány především příslušností k základnímu geologickému celku - povodí se vyskytuje na území hydrogeologického rajónu 613 (Krystalinikum východní části Krušných hor), kde převažují vody puklinové.

Kromě petrografické charakteristiky hornin jsou hydrogeologické charakteristiky závislé také na jejich morfologii. Region Krušných hor náleží ke krušnohorské zřídelné oblasti, patří zároveň mezi chráněné oblasti přirozené akumulace vod. Chemicky náleží vody k typu natrium-kalcium-biokarbonáto-sulfatickému (Škvor, 1975). Podzemní voda vadózního původu proudí díky morfologii zlomového pásma směrem do podkrušnohorských pánví. Voda není příliš mineralizována, jelikož je její oběh mělký. Navíc v metamorfitech, které v povodí Chomutovky převažují, je zvodnění špatné. K doplňování zásob podzemních vod dochází po zlomových liniích. Na nich také vyvěrají povrchové prameny, povětšinou málo vydatné. Pro infiltraci podzemních vod jsou rovněž důležitá rašeliniště vyskytující se na velkých plochách v horní části povodí. Režim podzemních vod je významně ovlivňován srážkami.

3.3 GEOMORFOLOGIE

3.3.1 Obecná charakteristika povodí

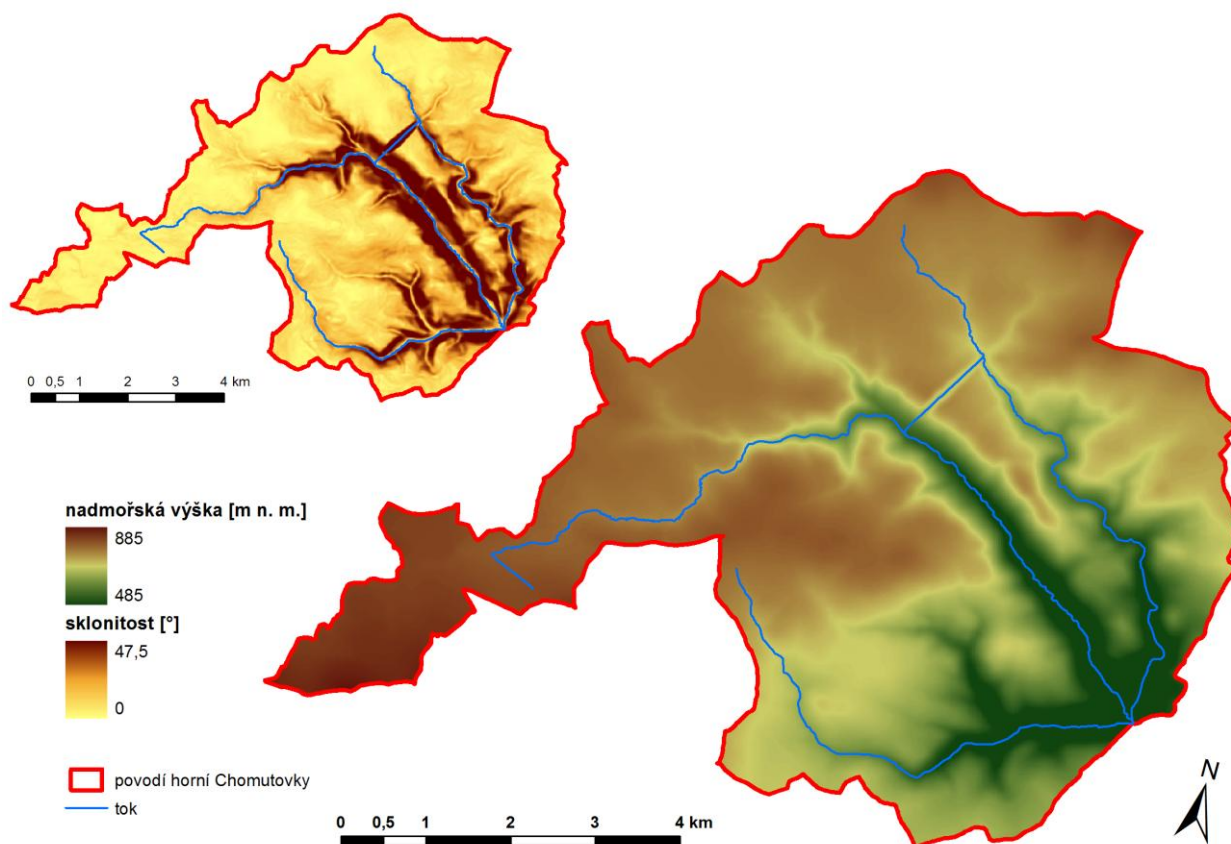
Modelové povodí horní Chomutovky spadá do oblasti Krušnohorské hornatiny, do celku Krušné hory (Czudek, 1972). Krušné hory jsou velkou jednostranně vyzdviženou krou, jejíž vrcholové části se vyznačují parovinným povrchem a severní svahy směrem do Německa jsou mírně skloněné. Oproti tomu oblast jižního svahu Krušných hor je tektonického původu s velkými relativními výškovými rozdíly v důsledku nejen zdvihu Krušných hor, ale i poklesu podkrušnohorských pánví. Průměrná sklonitost v povodí je 8°, morfologie oblasti je ale velice proměnlivá. Území se nachází ve výškách 485 – 885 m n. m, jak je patrné z obr. 3-4. Digitální model terénu či sklonitost území slouží často jako vstupní data do hydrologických modelů.

V rámci Krušných hor se povodí nachází v podcelku Loučenská hornatina a dvou okrscích. Pramenná oblast a celá horní část povodí spadá do vrcholové části Krušných hor se zarovnanými povrchy hlavně v severozápadní části povodí a slabě zvlněným rázům krajiny, která se směrem k jihovýchodu mírně svažuje, do Přisečnické hornatiny. Druhým okrskem je Bolebořská vrchovina zahrnující oblast jižního svahu Krušných hor.

Morfologicky velice výrazné je hluboké údolí Chomutovky v horní části toku zvané Bezručovo o délce asi 13 km a taktéž údolí některých jejích přítoků v horní části povodí. V severozápadní části Bezručova údolí je průměrný sklon svahů 25°, v některých částech se vyskytují dokonce srázy (obr. 3-4). Údolí toků jsou založena na příčných zlomových liniích

severozápadního směru a zvláště u Chomutovky je patrné, jak pronikla zpětnou erozí hluboko do vrcholových částí Krušných hor. Při vyústění do podhůří mají erozně akumulární údolí vyvinuty nivy, u Chomutovky je patrný rozsáhlý náplavový kužel z hrubého štěrku.

Obrázek 3-4: *Hypsografie a sklonitost v povodí horní Chomutovky*



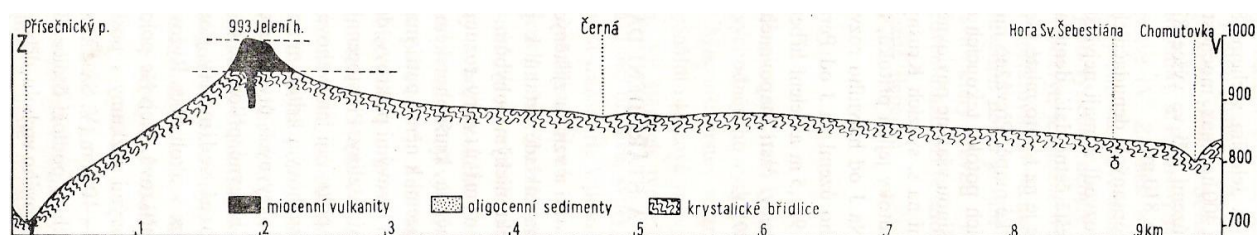
Zdroj dat: ZABAGED, ČÚZK, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

3.3.2 Vrcholová oblast Krušných hor

Hřebenová oblast Krušných hor má ráz slabě zvlněné krajiny. Jde o zbytky terciérních zarovnaných povrchů, vzniklých peneplenizací v teplém, humidním podnebí třetihor. Problematikou této oblasti se zabývá například Král (1968), který vymezuje řadu denudačních úrovní. V povodí Chomutovky je většina z nich pokryta rašeliništi. Do severozápadní části povodí zasahuje plošně nejrozsáhlejší denudační úroveň prostírající se v délce 6 km od úpatí Jelení hory (993,3 m n. m.) a zasahující do území ležící severně od obce Hora Svatého Šebestiána. Sklání se k východu, přičemž průměrný sklon je 0,8°. Je vyplněna Novoveským a Schreiberovo rašeliništěm. Podélný řez touto oblastí je znázorněn na obr. 3-5.

Jižní, mírný svah této oblasti je přímočarý krušnohorského směru a sklání se k nižším denudačním úrovním v okolí Výsluní. Původně pokračovala výše zmíněná denudační úroveň souvisle dále k východu, byla však rozdělena erozí pramenných potoků Černé a Chomutovky na několik dalších denudačních úrovní. První z nich se prostírá v oblasti Polského rašeliniště ve výškách 825 – 830 m n. m., Novodomské rašeliniště pokrývá další z nich ve výškách 820 – 830 m n. m. Tato rašeliniště jsou významná stratigraficky, jelikož udávají tvar a výšku pleistocenního povrchu.

Obrázek 3-5: Podélný řez zájmovým územím



Zdroj: Škvor, 1975

Nejvyšší vrcholy oblasti, Jelení vrch a některé bezejmenné vrcholy na západní hranici povodí, tvoří suky podmíněné geologickou strukturou a vyčnívající nad denudační úroveň. Novoveský vrch a několik vrcholů ležících na severní rozvodnici má naopak zaoblený charakter. Tyto vyvýšeniny, označované jako odlehlíky, není možno vysvětlit rozdíly v horninovém složení. Významný vliv na formování současné podoby Krušných hor měly též periglaciální procesy v pleistocénu, kdy docházelo díky soliflukci a mrazovému zvětrávání k formování reliéfu. Soliflukční proudy a sutě se však vyskytují mimo oblast povodí.

Mírně zvlněný ráz krajiny ve vrcholové oblasti povodí je možné využít pro protipovodňová opatření netechnického charakteru, jako jsou např. suché poldry.

3.4 PEDOLOGICKÉ POMĚRY

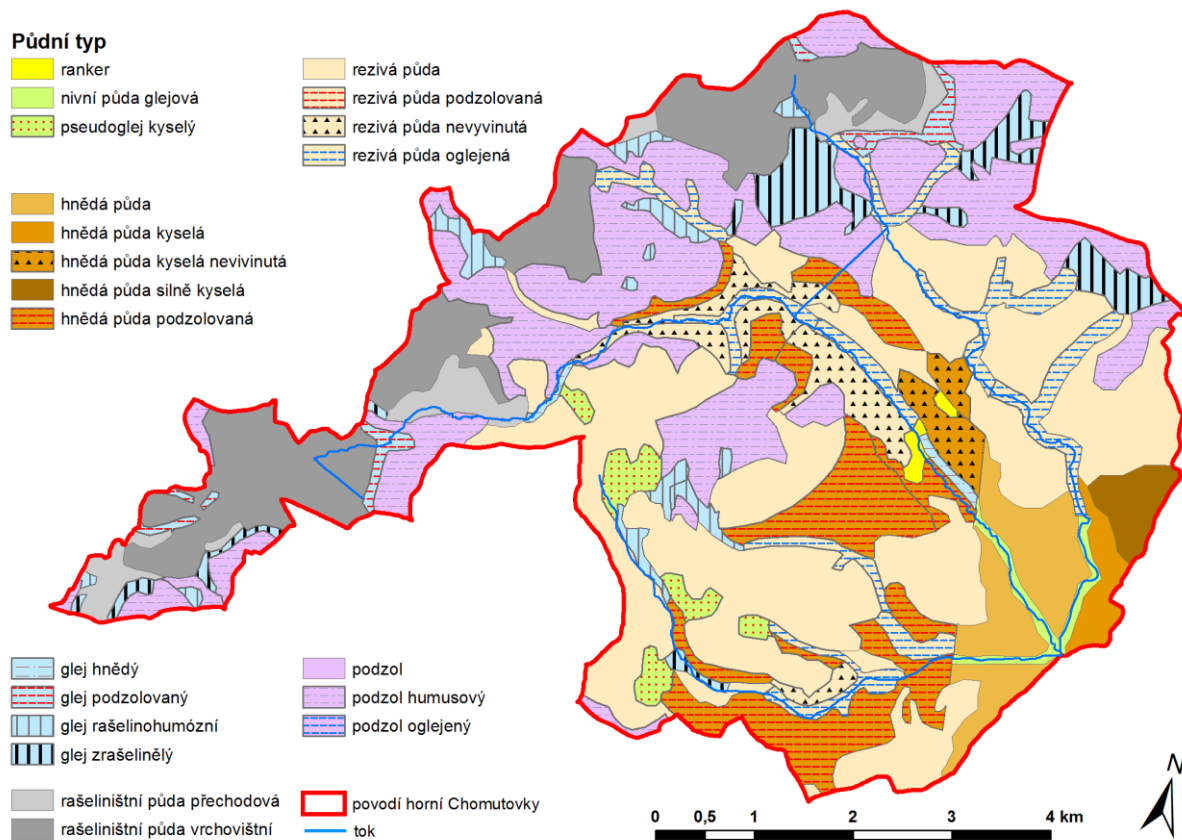
Rozmístění půdního pokryvu je dáno nadmořskou výškou a členitostí reliéfu, základními půdotvornými substráty, klimatem a vodním režimem. Tomu odpovídá i zastoupení hlavních půdních typů v povodí zobrazené na obr. 3-6. Na půdotvorné procesy působí dále vegetace společně s půdními organismy a v neposlední řadě člověk. Vlastnosti půd jsou důležitým

faktorem, který má vliv na odtokový režim ve zkoumaném území. Infiltrační a retenční schopnost půd je zahrnuta v použité metodě CN křivek (kapitola 5) pro výpočet objemu odtoku z povodí.

Na říční toky jsou vázány fluvizemě (nivní půdy) tvořící úzké pruhy v okolí hlavně Chomutovky. V údolích, reliéfových depresích a tam, kde je trvale vyšší hladina podzemních vod, vznikají fluvizemě glejové, které jsou rozmístěny podél toků v horní části povodí. Na malých plochách se v území ve výškách 250 m n. m. až výjimečně 700 m n. m. vyskytují luvizemě (illimerizované půdy), charakteristické zadržováním srážkové vody a oglejením. Ty se často střídají s pseudogleji vznikajícími na nepropustném podloží v místech se špatným odtokem.

V nižších polohách zkoumaného území se vyskytují kambizemě neboli hnědé půdy (17 % plochy). Jsou vyvinuty na téměř všech horninách skalního podkladu a vázány většinou na členitý reliéf. Při jejich vzniku se uplatňuje intenzivní vnitropůdní zvětrávání. Pro zemědělství nejsou kvůli malé mocnosti půdního profilu příliš vhodné, dobrým substrátem jsou ale pro les. Zahrnují několik subtypů, s rostoucí nadmořskou výškou roste kyselost těchto půd.

Obrázek 3-6: Půdní mapa modelového území



Zdroj dat: Půdní mapa ČR 1:50 000, ČGÚ (digitalizováno), DIBAVOD, VÚV T.G.M.

Ve vyšších polohách přecházejí kambizemě v kryptopodzoly (rezivé půdy), které jsou nejrozšířenějším typem půd v povodí (36,5 % plochy). Ve vyšších oblastech Krušných hor pak převažují podzoly (21 % plochy). U nich se jako minerální substrát uplatňují zvětralinny kyselých a minerálně slabších hornin. Půdy jsou výrazně skeletovité, porost tvoří kyselé horské bučiny a smrčiny. Plochá území v horní části povodí skýtají dobré podmínky pro vznik glejů a půd rašeliništního typu, které ovlivňují povrchový i hypodermický odtok.

3.5 VEGETAČNÍ POKRYV A OCHRANA PŘÍRODY

3.5.1 Vegetační pokryv

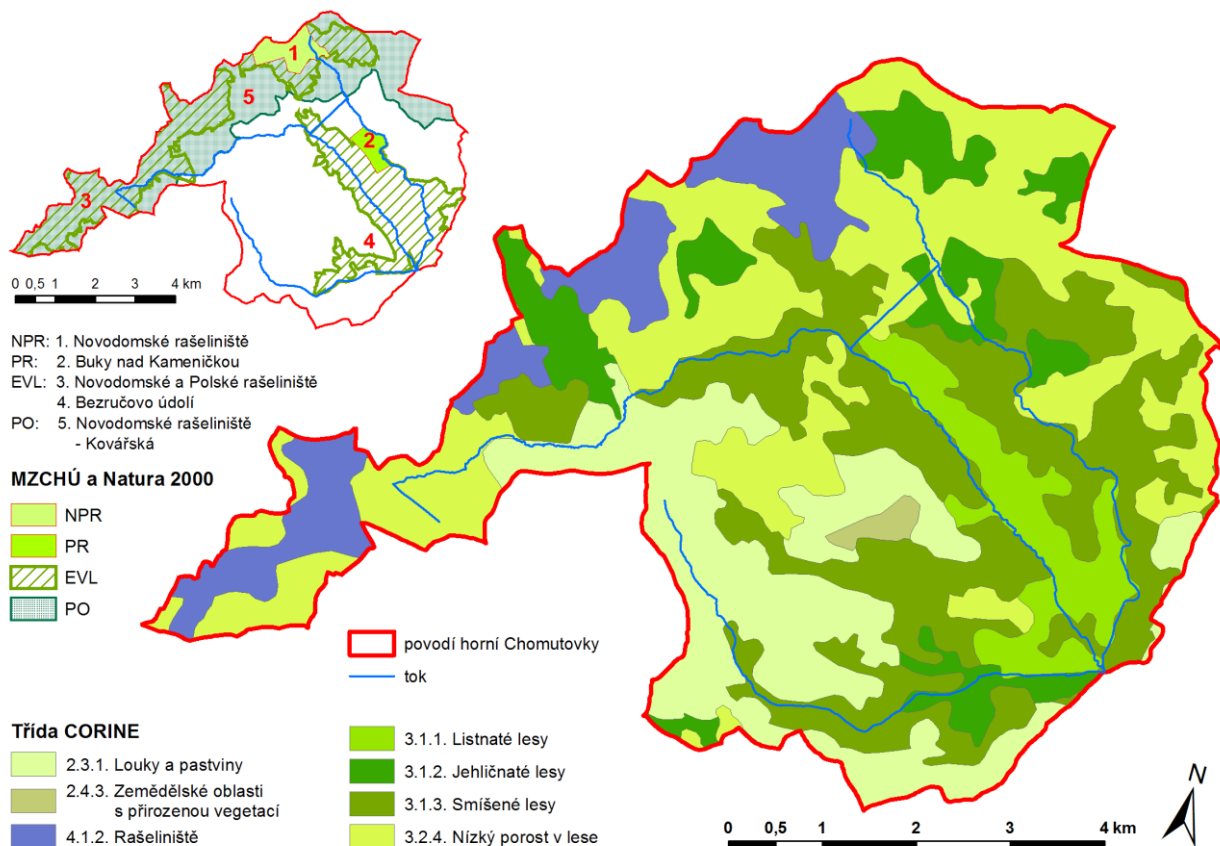
Vegetační pokryv je důležitou složkou krajiny ovlivňující rychlost povrchového odtoku, rychlost infiltrace vody a rovněž velikost intercepce. Z biogeografického hlediska je modelové území součástí krušnohorského bioregionu, v němž se vyskytuje rozpětí od druhého, dubovo-bukového po sedmý, smrkový vegetační stupeň. Dle dat z databáze CORINE z roku 2000 (obrázek 3-7) převažují v území lesní porosty (44 % plochy a pokud do lesních porostů započítáváme i kategorii nízký podrost v lese, pak jde o 71 % povodí).

Potenciální přirozená vegetace ve sledovaném území je zastoupena třemi hlavními jednotkami. Violková bučina, výskytem omezená pouze na SZ Čechy, je nejstabilnějším a vůči průmyslovým emisím nejodolnějším ekosystémem. Stejně jako biková bučina, která představuje edafický klimax podmíněný minerálně chudými horninami, hraje roli ve vodním hospodářství a protierozní ochraně půdy (Neuhäuslová et al., 1998). Bohužel se s těmito společenstvy setkáváme dnes jen v menších izolovaných oblastech, souvislejší porosty jsou dosud zachovány v horských údolích, např. v Bezručově údolí. Jinde byly původní lesy velkoplošně nahrazeny smrkovými monokulturami, které jsou mnohem ohroženější lidskou činností. Přirozeně se smrk v povodí vyskytuje v podmáčené rohovcové smrčině na glejových a rašeliništních půdách.

Lidská činnost, zvláště pak imise a těžba, ovlivňuje kvalitu a rozšíření současných lesních porostů. Vysokými koncentracemi emisí v atmosféře byly lesy postiženy od 70. let minulého století. Šlo především o oxidy síry a dusíku, způsobující kyselé deště a následné poškození lesů, v důsledku čehož byly rozsáhlé plochy odlesněny. Od 90. let, kdy byly odsířeny tepelné elektrárny, se však situace zlepšuje. V povodí dále došlo k rozšíření ploch především smíšených a v menší míře i jehličnatých lesů. Další výraznou změnou mezi lety 1992 a 2000, co se týče

vegetačního pokryvu, bylo nahrazení orné půdy loukami a pastvinami, které mnohem lépe zadržují srážky v území, čímž přispívají ke zlepšení odtokových poměrů. Jedná se o 15 % ploch především v jihozápadní části zkoumaného území.

Obrázek 3-7: Vegetační pokryv a ochrana přírody v povodí horní Chomutovky



Zdroj dat: CORINE – Landcover 2000, MŽP ČR, DIBAVOD, VÚV T.G.M., <http://geoportal.cenia.cz>

3.5.2 Ochrana přírody

V oblasti povodí se nachází dvě chráněná území a několik oblastí vymezených v rámci soustavy Natura 2000. Vzhledem k tomu, že velká část regionu byla přetvořena a poškozena lidskou činností (odlesnění, náhrada smrkovými monokulturami), jedná se hlavně o území se zachovalými zbytky původní vegetace. Jejich poloha je zobrazena na obr. 3-7.

Největší a nejvýznamnější chráněnou oblastí je NPR Novodomské rašeliniště o rozloze 230 ha, jejíž území zasahuje do severní části povodí. Tato rezervace byla vyhlášena již v 70. letech 20. století, nachází se zde původní fauna a flóra. Kompaktní porosty borovice kleče

a borovice blatky jsou hnízdištěm tetřívka obecného, v poslední době byl zaznamenán i výskyt tetřeva hlušce, v bylinném patře rostou chráněné druhy rostlin typické pro biotop rašelinišť (Mackovčín, 1999). Dále se v povodí nalézají přírodní rezervace Buky nad Kameničkou, která představuje ostrůvek buko-klenového lesa uprostřed imisemi zničených porostů.

Natura 2000 je soustavou lokalit chránících nejvíce ohrožené druhy rostlin, živočichů a přírodní stanoviště na území EU. V jejím rámci jsou ve sledovaném regionu vymezeny dvě evropsky významné lokality, které představují významná refugia původního lesního porostu a jejich fauny. Nejrozsáhlejším je Novodomské a Polské rašeliniště o rozloze přes 25 km², které se rozprostírá mezi Jelení horou u Kryštofových Hamrů a horou Čihadlo u Načetína. Jeho součástí jsou všechna výše uvedená rašeliniště v horní části sledovaného povodí. Významnou lokalitou je dále Bezručovo údolí, jedno z nejdelších údolí Krušných hor, s vertikální diferenciací porostů danou morfologií území. Na severu do modelového povodí zasahuje ptačí oblast Novodomské rašeliniště – Kovářská, chránící výskyt hlavně tetřívka obecného a žluny šedé.

3.6 KLIMATICKÁ CHARAKTERISTIKA

Klimatické poměry území, především roční chod a intenzita srážek, mají zásadní vliv na odtokový režim v daném území. Základní charakter klimatu je určen polohou území v přechodné oblasti mírného pásu, v oblasti převládajícího západního až severozápadního proudění vzduchu a výrazné cyklonální činnosti, která způsobuje velkou proměnlivost počasí. Významným klimatickým činitelem je hlavně nadmořská výška a členitost reliéfu. Pásmo Krušných hor brání postupu jednotlivých frontálních systémů od západu. Na jejich severozápadních svazích v německé části se uplatňuje návětrný (orografický) efekt, na druhé straně na jihovýchod od Krušných hor se vytváří srážkový stín.

Na základě klimatické regionalizace spadá povodí Chomutovky podle Quitta (1971) do tří klimatických okrsků. Nejvyšší zarovnané části povodí náleží okrsku CH6, charakterizovaného dlouhotrvající zimou a chladným a vlhkým podnebím. Mírně teplá oblast (MT4) zasahuje na území s nadmořskými výškami mezi 500 – 700 m n. m., jde tedy o oblast jižního svahu Krušných hor. Přejít mezi těmito dvěma okrsky tvoří chladná oblast CH6. Klimatické charakteristiky oblastí jsou uvedeny v tabulce 3-1.

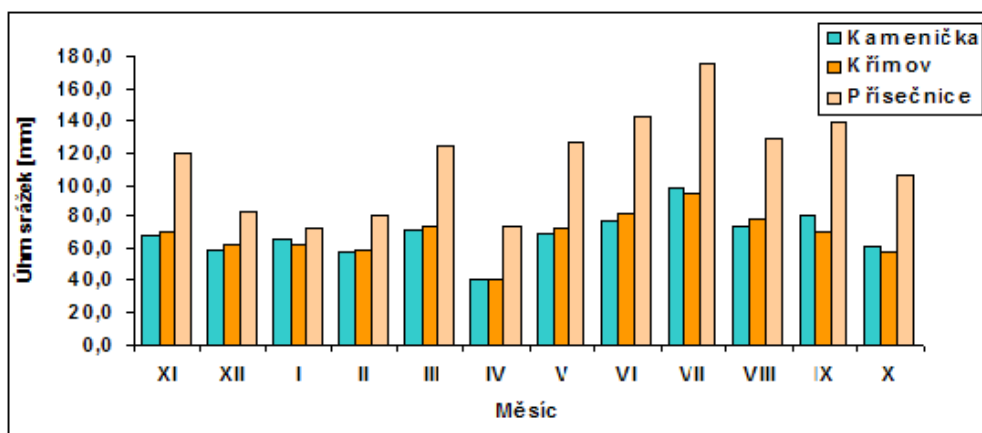
Tabulka 3-1: Charakteristiky klimatických oblastí v území dle Quittovy regionalizace (1971)

Klimatické charakteristiky	Klimatická oblast			Klimatické charakteristiky	Klimatická oblast		
	Mírně teplá	Chladná			Mírně teplá	Chladná	
	MT4	CH6	CH7		MT4	CH6	CH7
počet letních dnů	20-30	10-30	10-30	průměrná teplota v říjnu (°C)	6-7	5-6	6-7
počet dnů s průměrnou teplotou 10°C a vyšší	140-160	120-140	120-140	průměrný počet dnů se srážkami 1 mm a více	110-120	140-160	120-130
počet mrazových dnů	110-130	140-160	140-160	srážkový úhrn ve vegetačním období (mm)	350-450	600-700	500-600
počet ledových dnů	40-50	60-70	50-60	srážkový úhrn v zimním období (mm)	250-300	400-500	350-400
průměrná teplota v lednu (°C)	-2 - -3	-4 - -5	-3 - -4	počet dnů se sněhovou pokrývkou	60-80	120-140	100-120
průměrná teplota v červenci (°C)	16-17	14-15	15-16	počet dnů zamračených	150-160	150-160	150-160
průměrná teplota v dubnu (°C)	6-7	2-4	4-6	počet dnů jasných	40-50	40-50	40-50

Zdroj: Quitt, 1971

3.6.1 Srážky

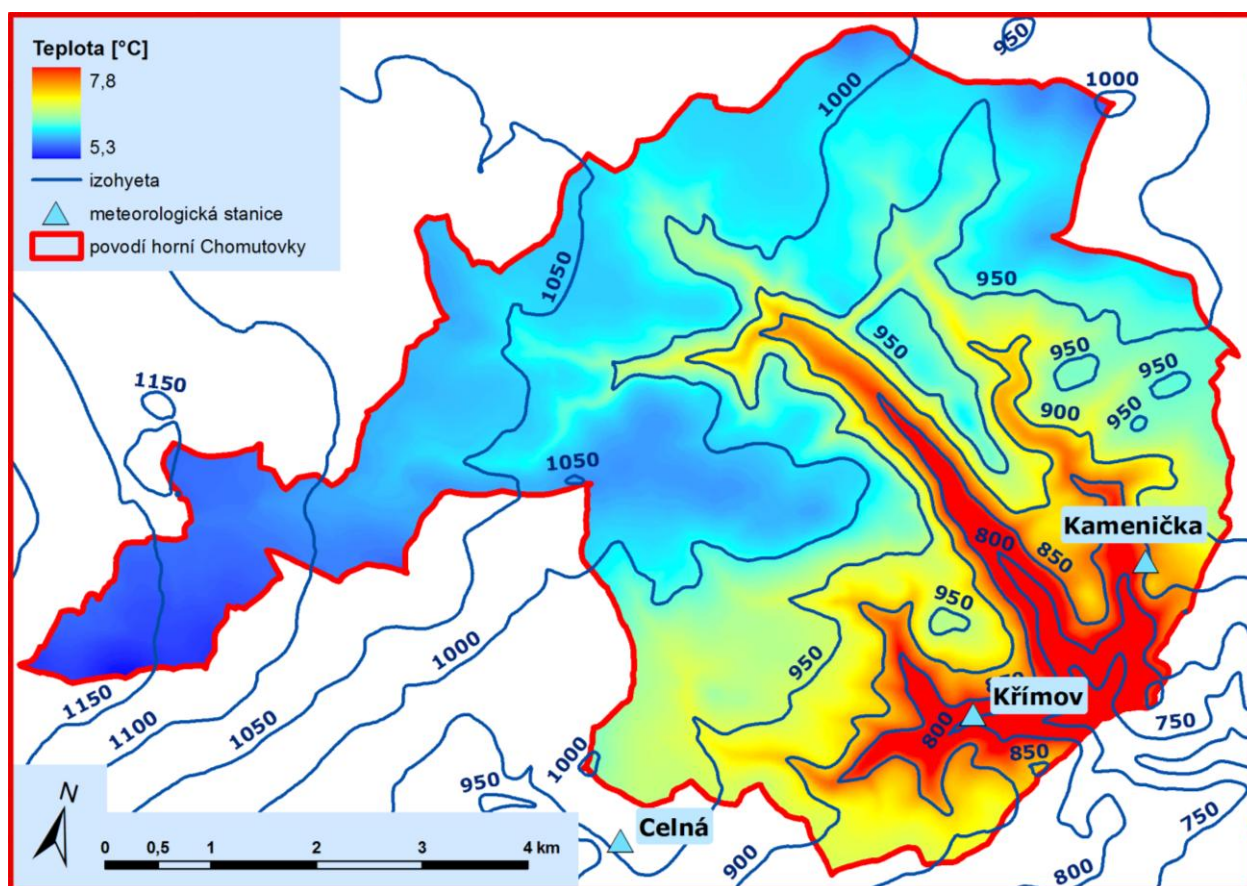
Pro poměrně malé modelové povodí Chomutovky je typická velká prostorová a časová proměnlivost a variabilita úhrnů srážek, což je dáno geomorfologií území. Roční úhrny srážek se pohybují v rozmezí od 750 do 1100 mm (obrázek 3-9) a stoupají s nadmořskou výškou. Celkové nižší úhrny jsou způsobeny tím, že povodí Chomutovky leží jižně od hlavního hřebene, tudíž se zde neuplatňuje orografický efekt způsobující vyšší úhrny srážek na návětrných stranách hor (Sobišek et al, 1993). Průměrný roční úhrn srážek na povodí mezi roky 1995 – 2005 vypočtený pomocí metody „orografické“ interpolace ORO (popis viz. Šercl, 2008) je 970 mm. Pro odvození regresní závislosti na nadmořské výšce bylo bráno okolí stanice 20 km, minimálně však 7 stanic.

Obrázek 3-8: Průměrné měsíční úhrny srážek na vybraných stanicích (1995 – 2005)

Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře

V modelovém povodí se vyskytují pouze dvě srážkoměrné stanice – Křímov a Kamenička (ČHMÚ, Povodí Ohře), které leží v podobné nadmořské výšce 570 m n. m., resp. 605 m n. m. a to necelé 2 km od sebe. Srážkové úhrny se na těchto stanicích od sebe příliš neliší, což je vhodné např. pro doplnění chybějících údajů v časových řadách. Průměrné rozložení měsíčních úhrnů srážek z Kameničky, Křímova a Přisečnice (1995 – 2005) je zobrazeno na předchozím grafu. Nejvyšších srážkových úhrnů ze stanic v blízkosti povodí dosahuje Přisečnice (735 m n. m., obr. 3-8) nacházející se na návětrné straně Krušných hor, což je důsledkem orografického efektu.

Obrázek 3-9: Průměrné roční srážkové úhrny v letech 1995 – 2005 (metoda ORO) a teploty vzduchu mezi roky 1995 – 2001 (regrese na nadmořské výšce) v zájmovém území



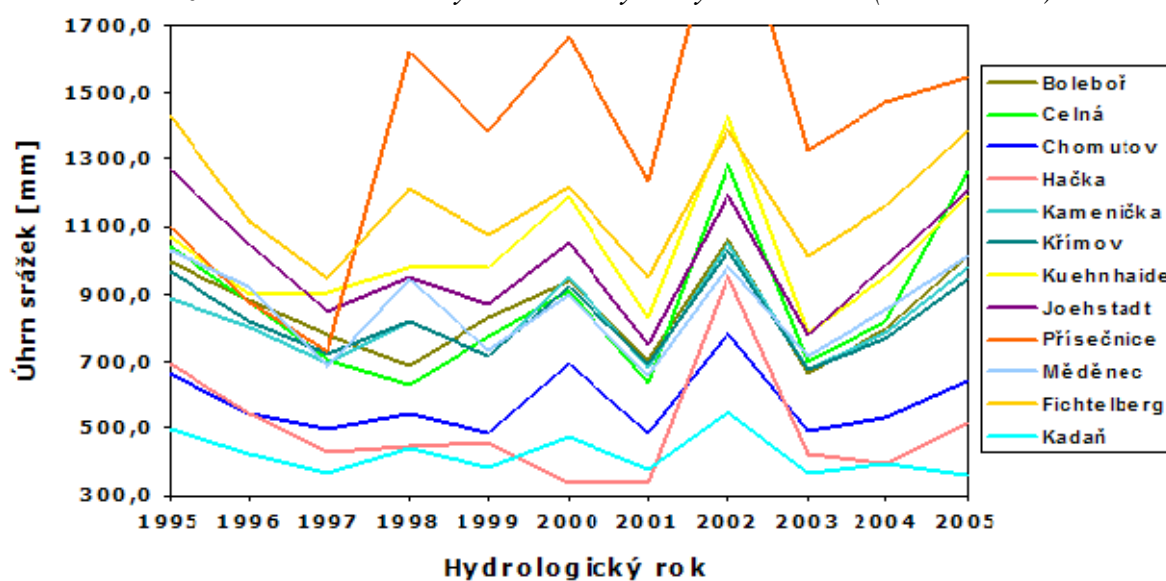
Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

Z grafu na obr. 3-11 je patrná určitá závislost srážkových úhrnů na nadmořské výšce, tvar a expozice reliéfu však způsobují rozdíly. Výškový srážkový gradient je v Podkrušnohoří jeden z největších v České republice a to 60 – 70 mm na 100 m výšky (Mackovčín, 1999), v zájmovém území je ještě vyšší – 120 mm (obr. 3-11, regresní vztah srážky a nadmořské výšky je však

plošně proměnlivý, koeficient determinace je pouze 0,26). Maximum srážek spadne v létě (hlavně v červenci), v letním období je častý výskyt přívalových dešťů v důsledku silné konvekce. Trvalejší extrémní srážky jsou většinou spojeny s termicky asymetrickými cyklony, které leží v tzv. „akčním“ prostoru, tj. severovýchodně od území ČR. Většina z nich postupuje do střední Evropy od Středoziemního moře - po jižní dráze poruch (Brázdil et al., 2005). Minima připadají na počátek jara a podzim, kdy naopak srážky příliš intenzivní nejsou.

Při povodňových událostech v srpnu 2002 byly ve výše uvedených stanicích naměřeny dosud nejvyšší denní úhrny srážek od počátku pozorování (viz. tab. 3-2). Ve vrcholové části modelového povodí a především na německé straně Krušných hor byly tyto úhrny ještě vyšší. Díky srpnovým extrémním srážkám byl rok 2002 nejdeštivější na území Čech od roku 1875 (Kakos, 2005). Oproti tomu následující rok či 2003 byl jeden z nejsušších (obr. 3-10). Takovéto výkyvy nejsou neobvyklé.

Obrázek 3-10: Roční úhrny srážek na vybraných stanicích (1995 – 2005)



Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

Z tabulky 3-2 jsou dále patrné lokálně omezené extrémní srážky, kdy byly vysoké úhrny naměřeny pouze na jedné či dvou ze zvolených stanic (např. 25. 6. 2005), které nezpůsobily v modelovém území příliš velkou odtokovou odezvu (kulminační průtok ve stanici Třetí mlýn dne 27. 6. 2005 byl jen $0,30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Variabilita prostorové distribuce srážek, stejně jako předběžné faktory (předchozí srážky a nasycenost povodí, promrzlost půdního profilu, výška sněhové pokrývky a vodní hodnota sněhu) významně ovlivňují tvar a velikost výsledné odtokové

křivky. Kvůli nedostatku srážkoměrných stanic v povodí a jeho okolí a velké vzdálenosti území od radarových stanic je určení odpovídající prostorové distribuce srážek značně obtížné. To může být jedním z limitů pro srážko-odtokové modelování.

Tabulka 3-2: Maximální denní úhrny srážek z vybraných stanic za období 1995 – 2005 [mm]

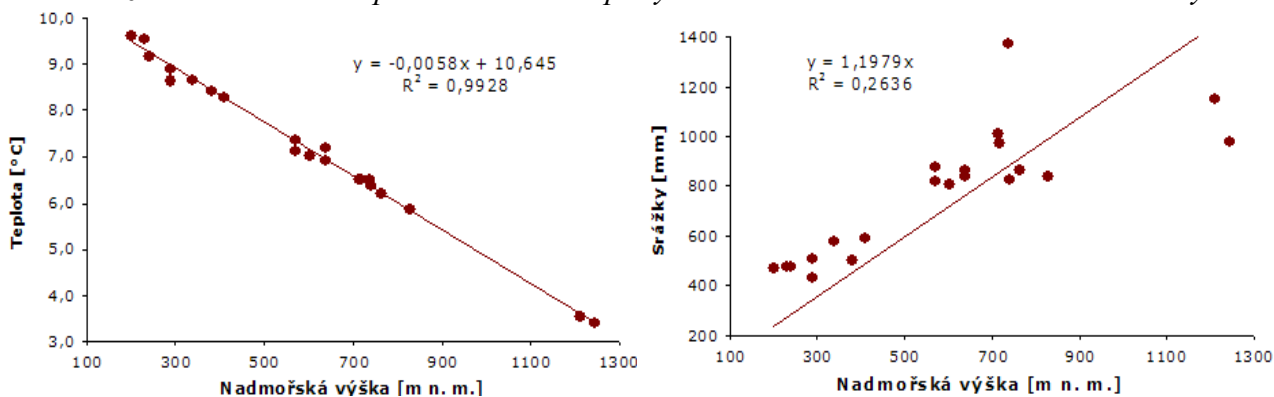
Datum	Meteorologická stanice					
	Chomutov	Přísečnice	Kühnhaide	Křímov	Boleboř	Výsluní
25. 6. 2005	5,0	31,0	---	15,9	6,9	62,1
12. 8. 2002	89,7	235,8	163,5	107,6	115,3	93,2
7. 6. 2002	13,4	95,3	29,8	23,2	20,8	31,1
7. 7. 2001	26,4	73,8	29,8	38,9	32,4	42,8
9. 3. 2000	28,7	70,3	35,1	34,5	50,0	31,5
12. 6. 1998	21,2	70,4	33,1	14,7	15,2	14,9
28. 7. 1995	34,0	74,1	33,0	51,8	16,1	65,1
1. 6. 1995	52,0	41,8	42,9	62,5	38,9	47,1

Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

3.6.2 Teploty vzduchu a ostatní klimatické charakteristiky

Oproti srážkám jsou teploty vzduchu úzce závislé na nadmořské výšce (viz. obrázek 3-9) a poněkud volněji na konfiguraci terénu. Závislost na nadmořské výšce je vyjádřena na obr. 3-11. Průměrná roční teplota vzduchu (1995 – 2001) na stanici Jirkov (290 m n. m.) je 8,6 °C, na stanici Křímov (570 m n. m.) dosahuje 7,1 °C a na stanici Klínovec (1244 m n. m.) je tato hodnota 3,4 °C. Pro území jsou ale typické teplotní inverze, tudíž absolutní minima se vyskytují spíše v údolních a pánevních polohách, kde vznikají jezera chladného vzduchu, v hlubokých údolích toků jsou pak základem výskytu mnoha druhů rostlin a živočichů.

Obrázek 3-11: Závislost průměrné roční teploty vzduchu a úhrnů srážek na nadmořské výšce



Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

Z hlediska ročního režimu teploty vzduchu vykazují větší nepravidelnosti horské oblasti než nižší polohy. Nejchladnějším měsícem je v nižších polohách leden, na stanici Jirkov (290 m n. m.) dosahuje průměrná teplota vzduchu v tomto měsíci $-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, nejteplejším červenec, kdy se na stejné stanici pohybuje teplota vzduchu okolo $18,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ (1990 – 2005). S rostoucí nadmořskou výškou se extrémny posouvají do pozdějšího data.

Odtokové poměry výrazně ovlivňuje sněhová pokrývka, její výška a hlavně vodní hodnota sněhu (SWE). Smíšené povodně, zapříčiněné kombinací tání sněhu a dešťových srážek, jsou nejčastějším druhem povodní v našich podmínkách. V Krušných horách srážky sněhové představují 48 % z celkového ročního úhrnu srážek (Mackovčín, 1999). Ve vrcholové části Krušných hor dosahuje výška sněhové pokrývky svého maxima v březnu, poté dochází k jejímu odtávání. Problematika tání sněhové pokrývky je náročná na vstupní data a rovněž obtížně modelovatelná. Hydrologické události zahrnující tání sněhu nejsou předmětem této práce.

Vítr má vzhledem k odtoku vliv především na tání sněhové pokrývky při teplotách vzduchu nad $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, kdy toto tání urychluje, jinak není v modelu HEC-HMS zahrnut. Ve sledovaném území převládají stejně jako v celé České republice západní složky proudění. Podle Sobiška (2000) spadá povodí Chomutovky do oblasti charakteristické větší proměnlivostí parametrů větru, převládající směr větru v této oblasti je 260° , průměrná rychlost $3,01\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

3.7 HYDROGRAFIE A ODTOKOVÉ POMĚRY

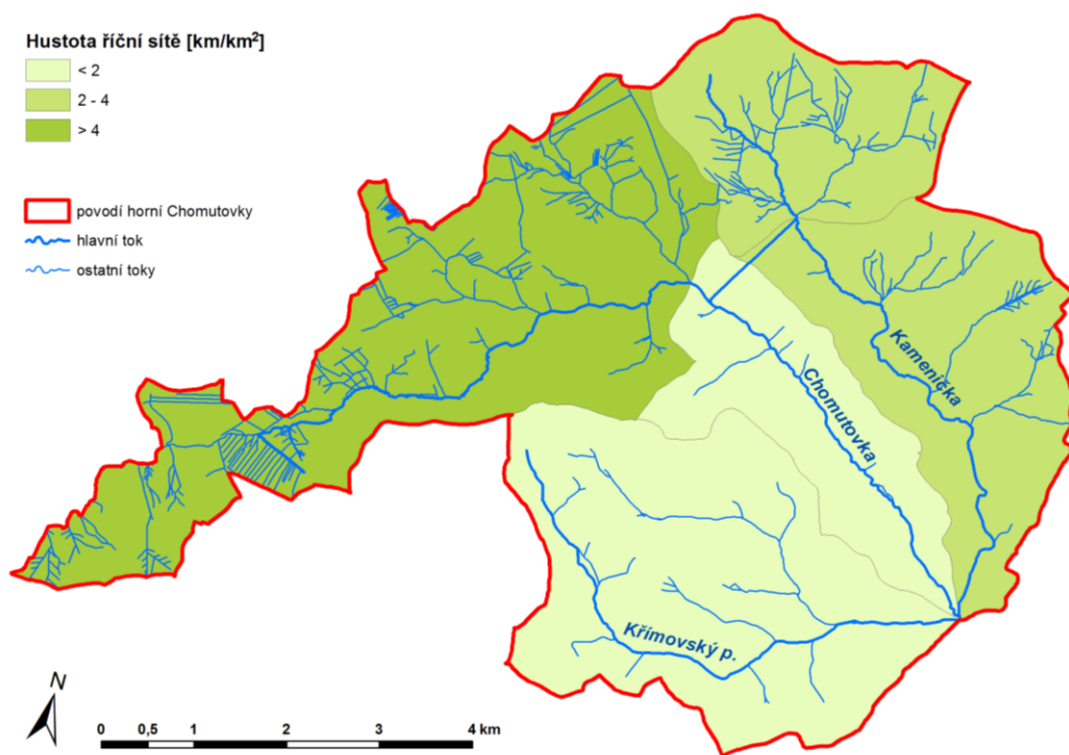
3.7.1 Hydrografická charakteristika

Chomutovka je levostranným přítokem Ohře o délce toku 46 km (11,7 km – horní část), která pramení ve výšce 863 m n. m. pod Novoveským vrchem. Ve zkoumaném území přijímá dva hlavní přítoky (viz. obrázek 3-12), z pravé strany Kameničku a z levé Křimovský potok. V povodí se nalézá také několik uměle vybudovaných kanálů a to přivaděč do Chomutovky z Černé a Dieterova štola, která převádí vody od Nového a Starého rybníka v povodí Kameničky do Chomutovky. Částečnou ochranu před povodněmi zajišťují rovněž dvě největší vodní nádrže v povodí – Kamenička na stejnojmenném toku a Křimov na Křimovském potoce. Primárním účelem těchto nádrží je akumulace vody pro zásobení pánevní oblasti pitnou vodou.

Zkoumané povodí má spíše kruhový tvar, uspořádání říční sítě je vějířovité. Chomutovka přijímá necelých 50 m od sebe své dva nejvýznamnější přítoky, rovnocenné co se týče délky

(7,3 km a 6,4 km) i vodnosti. Takovéto uspořádání říční sítě způsobuje při povodních vyšší kulminační vlnu pod jejich soutokem, jelikož se v místě soutoku střetávají dílčí odtokové vlny. Nej hustější říční síť ($5,3 \text{ km.km}^{-2}$, obrázek 3-12) připadá na pramennou oblast ve vrcholových rašeliništích, což souvisí s vysokým povrchovým odtokem a výskytem těchto rašelinišť, které zásobují toky vodou. Naproti tomu v části Bezručovo údolí díky strmým svahům společně s tvrdším horninovým podložím většina srážek odtéká v podobě ronů či puklinovým systémem. Velký spád toků v oblasti svahu Krušných hor (např. Křimovský potok 5,37 %) je příčinou vysoké rychlosti proudění vody a při povodních je určující pro rychlost postupu povodňové vlny a rovněž erozní schopnost řeky.

Obrázek 3-12: Říční síť a její hustota v povodí horní Chomutovky



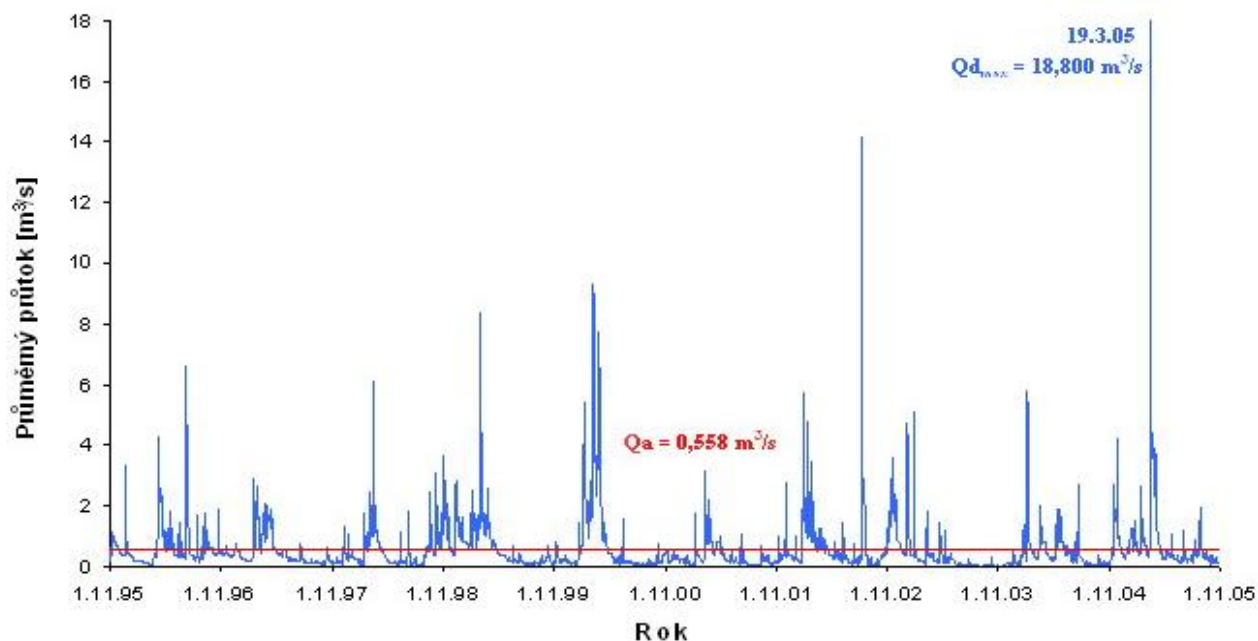
Zdroj dat: DIBAVOD, VÚV T.G.M.

3.7.2 Charakteristika odtoku a povodňové události

Průměrný specifický odtok ($12,79 \text{ l.s}^{-2}.\text{km}^{-2}$) a odtoková výška (403,2 mm) nabývají pro zájmové území vysokých hodnot, což je typické pro horské oblasti. Dlouhodobý průměrný průtok na stanici Třetí mlýn, na které se průtoky zaznamenávají od roku 1961, je $0,558 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, což odpovídá vodnímu stavu 27 cm. Nejvyšší zaznamenaný vodní stav byl naměřen dne 19. 3.

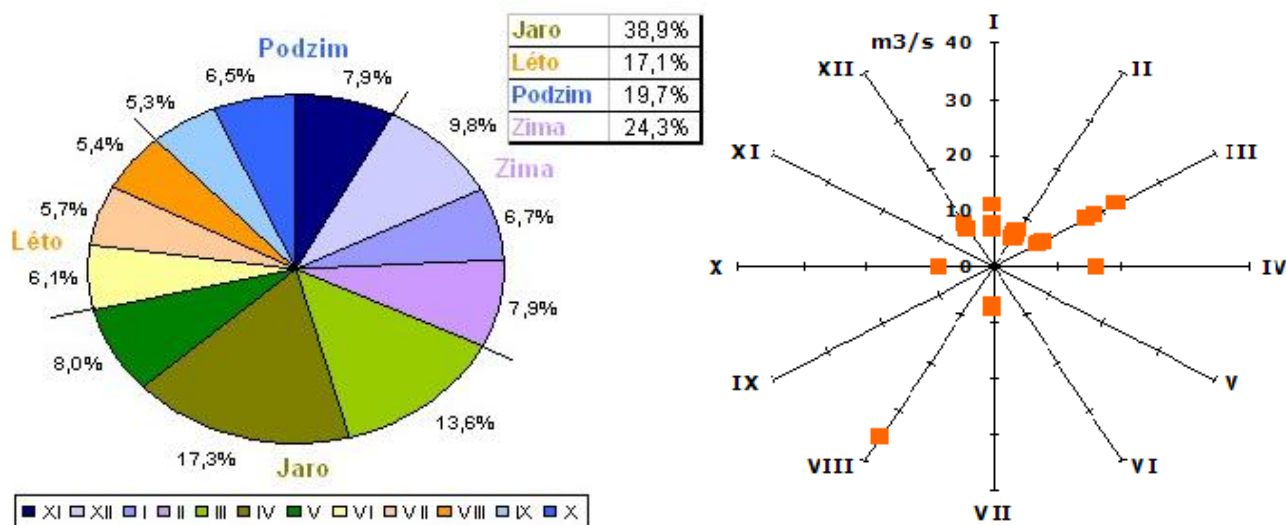
1981 a to 230 cm, při povodni v roce 2002 byl naměřen vodní stav jen 158 cm ($33,74 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Minimální průměrný měsíční průtok byl zaznamenán v lednu 1963 – $0,003 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Variabilita průměrných denních průtoků mezi lety 1996 – 2005 je ukázána na obr. 3-13.

Obrázek 3-13: Průměrné denní průtoky ve stanici Třetí mlýn (1996 – 2005)



Zdroj dat: Povodí Ohře

Obrázek 3-14: Podíly dlouhodobých průměrných měsíčních průtoků na celkovém ročním odtoku na stanici Třetí mlýn (1961 – 2005) a sezonalita povodní (1995 – 2006)



Zdroj dat: Povodí Ohře

Režim odtoku nejvíce ovlivňují srážkové úhrny, v jarním období společně s táním sněhové pokrývky a vyššími teplotami vzduchu. Rozkolísanost průtoků je zapříčiněna hlavně jejich zvýšením v důsledku přivalových či trvalých dešťů v letním období a vysokými hodnotami průtoků v době rychlého jarního tání spojeného s vyššími srážkovými úhrny. Minimální průměrné denní průtoky jsou spojeny s koncem léta a podzimem, kdy některé přítoky Chomutovky téměř vysychají, a jelikož jde o území ve vyšších polohách, tak i s druhou polovinou zimy (obrázek 3-14).

Jako povodeň je označována taková hydrologická situace, při níž množství protékající vody z nejrůznějších důvodů překročí kapacitu koryta, což může být způsobeno náhlým zvětšením průtoků či zmenšením průtočnosti koryta (Matějček, Hladný, 1999). Povodně bývají způsobeny nejrůznějšími příčinami, podle čehož se také rozlišuje několik typů povodní. Brázdil et al. (2005) rozlišují tyto:

- povodně dešťové zapříčiněné trvalými nebo přivalovými srážkami,
- sněhové povodně vzniklé náhlým táním sněhové pokrývky při kladných hodnotách teplot vzduchu,
- smíšené povodně způsobené táním sněhu společně s dešťovými srážkami,
- povodně ledové, kdy dochází k zatarasení průtočného profilu při odchodu ledu v důsledku náhlého oteplení po období déletrvajících mrazů,
- specifické povodně, např. dojde-li ke změně průtočnosti koryta z nejrůznějších příčin.

Povodně v povodí Chomutovky nebývají tak intenzivní jako na opačné straně Krušných hor. Představují hrozbu především pro několik menších níže položených obcí, ohroženo však může být i více než padesátitisícové město Chomutov.

Na předchozím grafu (obr. 3-14) jsou zachyceny kulminační průtoky ze stanice Třetí mlýn mezi lety 1995 – 2006 překračující hodnotu $6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Je patrné, že četnější jsou zvýšené vodní stavy v zimních měsících (listopad až duben), které jsou většinou spojené s táním sněhu doprovázeným silnými dešťovými srážkami. Na počátku zimního období však nemusí být způsobeny táním sněhu. Příkladem smíšených povodní je období na konci března 2005, kdy došlo v druhé polovině března k výraznému vzrůstu teplot vzduchu vlivem přílivu teplejšího vzduchu od západu, který spolu s nepříliš výraznými ale trvalejšími srážkovými úhrny způsobil extrémní vzrůst průtoků (kulminační průtok $22,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Rovněž nejvyšší zaznamenaný vodní

stav pro sledovaný profil 230 cm byl zaznamenán v období jarního tání a to v roce 1981 (<http://www.chmi.cz>).

Simulace povodňových událostí (nebo dle definice povodně jen případů zvýšených průtoků) byla provedena, vzhledem k zaměření diplomové práce na prostorové rozložení srážek, jen pro události v letních měsících. Krátkodobé přivalové deště v důsledku silné konvekce zasahují povětšinou menší území a jsou typické pro období od konce dubna do konce září. Intenzita odtokové odezvy je rychlá a to zvláště v horských sevřených údolích jako je horní tok Chomutovky, kde není možnost transformace povodňové vlny, avšak kulminační průtoky nebývají ve sledovaném území extrémní. Letní typ povodní z trvalých srážek je vázán na vícedenní trvalé srážky, někdy i přerušované časovými úseky bez srážkových úhrnů. V zájmovém povodí je příkladem takto zvýšených hodnot průtoků v posledním desetiletí červenec 1996 či srpnové povodně 2002.

Jednotlivé hydrologické události vybrané z let 1995 – 2007 (dle dostupnosti dat) budou podrobněji popsány v kapitole 8 zabývající se vlastními simulacemi. Byly vybrány situace, kdy srážkové úhrny způsobily různě velké odtokové odezvy.

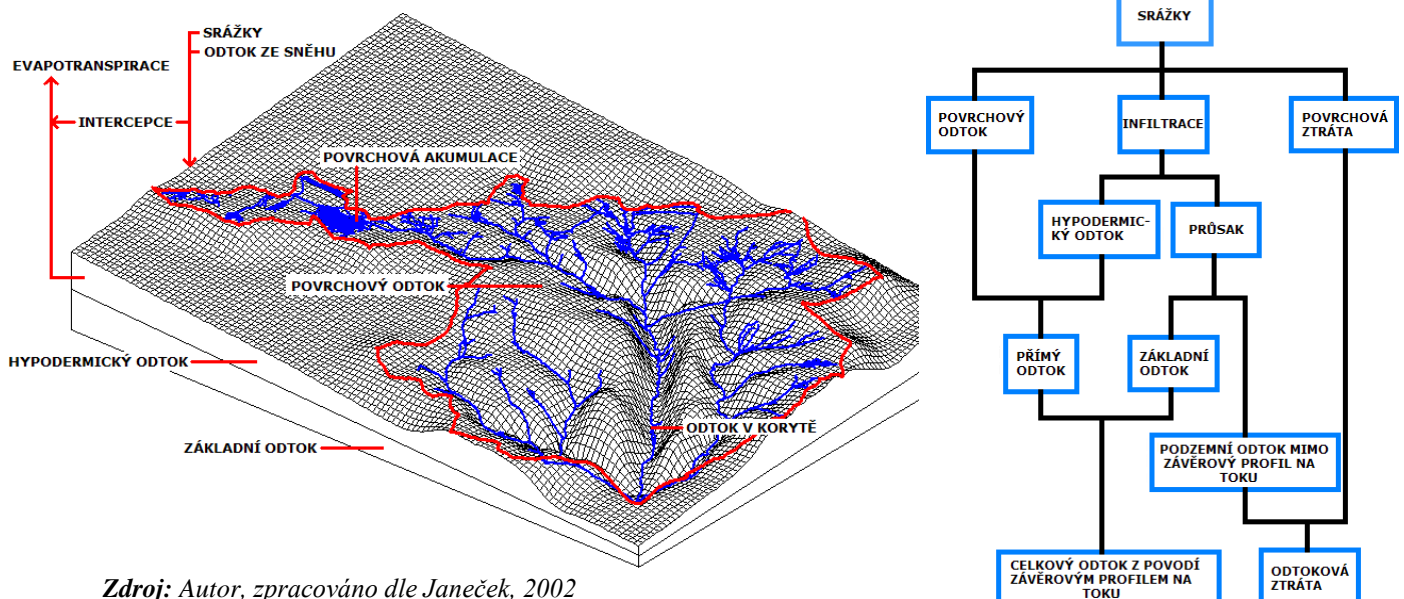
4. HYDROLOGICKÉ MODELOVÁNÍ

4.1 HYDROLOGICKÉ MODELY

Numerické modelování hydrologických procesů má dlouhou historii, ale teprve od 80. let minulého století se díky informačním technologiím a počítačové technice stává stále častějším nástrojem hydrologických a vodohospodářských analýz a pevné místo si modely vydobily rovněž v hydrologické předpovědní praxi. V současné době existuje velké množství hydrologických modelů a jejich vývoj neustále pokračuje.

Pojem hydrologický model povodí se začal používat ve vztahu se simulacemi srážko-odtokového procesu. Označuje buď koncepční model, ve kterém je povodí rozčleněno na několik vertikálně uspořádaných zón, které jsou počítány konceptem lineární nádrže (O'Connor, 1976; Buchtele, 2002a), v dalším významu je povodí rozděleno na základní komponenty – srážko-odtokové vztahy, modelace pohybu vody v korytě a simulace retence vody v nádržích. Obecně se matematickým modelem srážko-odtokového procesu rozumí zjednodušený kvantitativní vztah mezi vstupními a výstupními veličinami určitého hydrologického systému (Daňhelka et al., 2002). Jde tedy o systém převážně fyzikálních procesů, které působí na vstupní proměnné a transformují je na výstupní veličiny, což je vyjádřeno soustavou rovnic popisujících chování systému.

Obrázek 4-1: Komponenty srážko-odtokového modelu



Zdroj: Autor, zpracováno dle Janeček, 2002

Charakteristice hydrologických modelů, jejich klasifikaci, vhodnosti či omezením jejich aplikace je věnována řada publikací, v rámci ČR například Buchtele (2002a/b), Kulhavý a Kovář (2002), Daňhelka et al. (2002) či Řiřicová a Krejčí (2002). V zahraničí se problematikou zabýval již Maidment (1993), dále je třeba uvést práce Bevena (2001) či Smithe et al. (2004). Rozsáhlý popis podávají rovněž některé manuály k jednotlivým modelovacím systémům, např. Feldman (2000). Práce mnoha autorů jsou zahrnuty v metodikách WMO (1983) či Becker, Serban (1990).

Uplatnění numerického modelování hydrologických procesů je možné shrnout do tří kategorií. Operativní hydrologické předpovědi mají již i v ČR díky napojení na radarovou síť a síť meteorologických stanic své pevné místo v předpovědní praxi na ČHMÚ a podnicích povodí. Dále se modely využívají v návrhové a projekční činnosti v oblasti vodního hospodářství, což znamená buď pro dlouhodobější řešení protipovodňové ochrany (přehrady, poldry a jiná hydrotechnická opatření) či při řešení různých staveb jako jsou mosty, plavební kanály, čističky aj. V neposlední řadě je nutné uvést výzkumnou činnost, která skýtá možnosti dalšího vývoje modelů. Výstupy z hydrologických modelů mohou sloužit jako vstupní data do dalších aplikací.

Díky tomu, že hydrologické modely pracují s velkým množstvím prostorových dat, existuje nyní logický trend propojení modelů s geografickými informačními systémy (GIS), méně již systémy dálkového průzkumu Země (DPZ), a to zejména v přípravě dat pro modely (preprocessing) či pozdějších analýzách a vizualizacích (postprocessing). Toto napojení se děje buď přímo a to hlavně na platformu ESRI (např. HEC-HMS, HEC-RAS a nativní doplňky GeoHMS, GeoRAS). Další možností je implementace vybraných funkcí GIS do modelovacího software (MIKE Zero, WMS) či modelovacího software do GIS (Topmodel/GRASS). Často mezi GIS a konkrétním modelovacím systémem neexistuje žádné programové napojení jen tzv. volná vazba. Data zpracovaná v GIS jsou tak upravena do vhodného formátu a přenesena do modelu.

4.2 KLASIFIKACE HYDROLOGICKÝCH MODELŮ

V současné době existuje velké množství modelů, které se liší přístupy k modelování sledovaných jevů (hlavně struktura a prostorová distribuce parametrů zkoumaného území) a k jednotlivým komponentám hydrologického cyklu. Tyto odlišnosti jsou dány vývojem modelů pro rozdílné účely a rozdílné oblasti. Některé modely jsou založeny na stejných předpokladech, mají podobnou strukturu, jiné se od sebe výrazně liší. Proto byly hydrologické modely zařazeny

do různých kategorií dle několika hlavních kritérií, což může ulehčit uživatelům výběr vhodného modelu, který je použitelný pro řešení konkrétního případu. Těmito kritérii nejčastěji jsou:

- způsob a účel aplikace,
- typ systému, který je simulován,
- typ a komplexnost modelovaného hydrologického procesu,
- stupeň kauzality,
- rozsah časové a prostorové diskretizace.

V následujícím textu je uvedena klasifikace hydrologických modelů dle World Meteorological Organisation (WMO).

4.2.1 Rozdělení dle účelu aplikace, typu a komplexnosti systému

O klasifikaci z hlediska účelu aplikace bylo již pojednáno výše. Modely se z tohoto pohledu dělí na ty, které slouží pro operativní předpovědi průtoků a ty, které jsou využívány pro návrh a plánování v oblasti vodního hospodářství. Do této skupiny patří i modely pro výzkumné účely.

Rozdělení dle typu simulovaného systému na modely elementární a komplexní, které jsou tvořeny subsystemy první kategorie, vyplývá z tabulky 4-1. Tento princip je rozhodující pro praktické využití v oblasti vodního hospodářství.

Tabulka 4-1: Typy modelovaných hydrologických systémů

Číslo	Typ simulovaného systému	ID dle WMO
1.	Elementární prvky systémů	
1.1.	Hydrotopy (elementární odtokové plochy s konstantními charakteristikami)	HU
1.2.	Méně až středně velké odtokové plochy	SA
1.3.	Zvodnělé vrstvy	AQ
1.4.	Říční sítě	RR
1.5.	Jezera a nádrže	RL
2.	Komplexní systém	
2.1.	Systémy říčních sítí, kanálů a nádrží	CS
2.2.	Povodí či velké odtokové plochy	CB

Zdroj: WMO in Daňhelka et al., 2002

Klasifikace, jejímž kritériem je typ a míra komplexnosti simulovaného procesu, je uvedena v tabulce 4-2.

Tabulka 4-2: Hydrologické procesy a související proměnné použité při klasifikaci modelů

Číslo	Hydrologické procesy a jejich parametry	ID dle WMO
1.	Půdní vlhkost a evapotranspirace	ES
2.	Objemy podzemní vody, hladina, průtok	SG
3.	Průtoky a vodní stavy v říční síti	
3.1.	s časovým krokem < 1 den	QF
3.2.	s časovým krokem > 1 den	QM
4.	Teplota, ledový režim	TW
5.	Splaveniny a související parametry	QS
6.	Parametry kvality vody	WQ

Zdroj: WMO in Daňhelka et al., 2002

4.2.2 Klasifikace na základě principu příčiny a důsledku

Z hlediska kauzality rozlišujeme modely stochastické, hydrodynamické, koncepční a black-box. Poslední tři jmenované se řadí k deterministickým modelům, které jsou charakterizovány explicitními vztahy mezi nezávislými proměnnými (počáteční vstupy a stavové podmínky) a závislými proměnnými (výstupní veličiny). V hydrologických procesech jsou obsaženy prvky deterministické i stochastické, proto přestože je pro většinu hydrologických modelů jeden z přístupů dominantní, obsahují často i elementy druhého principu.

4.2.2.1 Deterministické modely

Modely této kategorie zahrnují velký počet hydrologických modelů a jsou i častěji využívány koncovými uživateli, protože jejich vnitřní vazby jsou jednodušeji pochopitelné. Funkční závislost je dána vztahem:

$$y = f(x, a), \quad (4.1)$$

kde y jsou výstupní veličiny, x počáteční vstupy, a parametry popisující chování systému.

Existuje početná řada deterministických modelů, které se mezi sebou liší svou strukturou, komplikovaností složitosti vazby příčina-důsledek i časovou a prostorovou diskretizací (Becker, Serban, 1990). WMO (1990) rozlišuje tři základní kategorie:

- **DL** (*Deterministic, Hydrodynamic Laws*): jsou založeny na fyzikálních zákonech hydrologického systému jako jsou zákon zachování hmotnosti, hybnosti a energie a mohou využívat i poznatky z termodynamiky, obecné fyziky, chemie a biologie (Daňhelka et al., 2002). Bývají označovány také jako „white-box“ modely.
- **DC** (*Deterministic, Conceptual*): respektují fyzikální zákony ve zjednodušené (koncepční) formě a využívají i některé vztahy vstupních a výstupních veličin odvozené na základě pozorování. Tyto vztahy nahrazují složitý komplexní popis srážko-odtokového procesu. Prostorová složka je často v těchto modelech diskretizována, stavové parametry a jejich změny jsou určovány pro určité reprezentativní body povodí (kategorie **L** dle WMO, 1990), funkční závislosti jsou pak řešeny obyčejnými diferenciálními rovnicemi (Kulhavý, Kovář, 2002). Tento typ hydrologických modelů je na základě spojení principu fyzikálního a empirického nazýván také jako „grey-box“.
- **DB** (*Deterministic, Black-Box*): modely této kategorie nepopisují procesy a hydrologické parametry uvnitř systému, proto jsou označovány jako „černá skříňka“. V úvahu jsou brány pouze empiricky odvozené vztahy mezi vstupními a výstupními veličinami, proto je u tohoto typu často nutná opětovná kalibrace. Pro operativní účely se příliš nevyužívají (vhodné jsou pouze u menších povodí s nízkým předstihem předpovědi), časté je ale jejich použití v některých komponentách rozsáhlejších modelů (Daňhelka et al., 2002).

4.2.2.2 Stochastické modely

Ve stochastických modelech nejsou příčiny a důsledky vázány primárně funkčním vztahem. Dělí se na dvě základní podskupiny:

- **SP** (*Stochastic, Probabilistic*): jsou pravděpodobnostní modely, u kterých jsou hydrologické parametry (vodní stavy, kulminační průtoky, retenční objem, bazální

odtok aj.) charakterizovány určitým pravděpodobnostním rozdělením či jinými statistikami jako například aritmetickým průměrem nebo směrodatnou odchylkou.

- **ST (Stochastic, Time Series Generation)**: jsou modely generování časových řad. Ty je možné využít při extrapolaci časových řad hydrologických parametrů, přičemž základní statistické charakteristiky zůstávají zachovány (Becker, Serban, 1990).

Stochastické modely většinou vztahují hydrologické veličiny či procesy ke konkrétním měrným stanicím, nevyužívají se proto pro složité simulace srážko-odtokového systému, jako je tomu u modelů deterministických. Stochastická složka je však uplatněna v modelech pro účely plánování nebo projekce vodohospodářských staveb, kde slouží často k ekonomickému posudku. V oblasti operativní hydrologie je stochastický princip zahrnut zejména u modelů pro dlouhodobé předpovědi (Daňhelka et al., 2002). Rovněž chybu každého deterministického modelu či chybu měřených vstupních veličin lze popsat určitými stochastickými prostředky.

Všechny komponenty systému HEC-HMS, který je používán při další práci, jsou charakteru deterministického (Feldman, 2000).

4.2.3 Rozdělení dle míry časové a prostorové diskretizace

4.2.3.1 Časová diskretizace

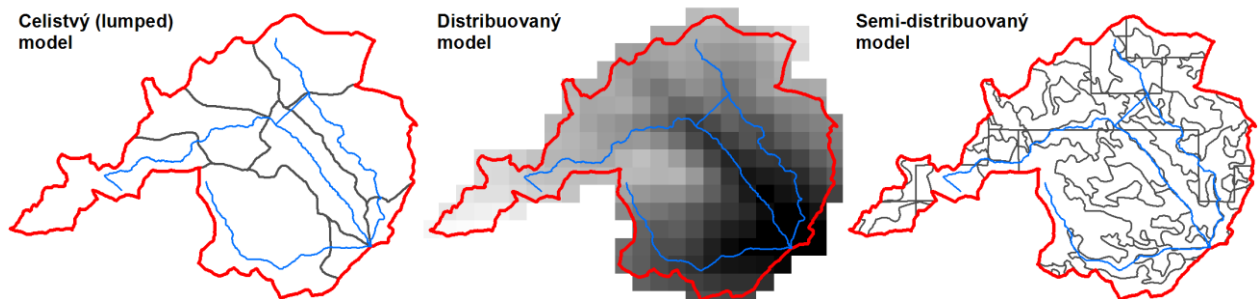
Časový interval použitý v modelu je závislý především na způsobu použití modelu. V operativních předpovědích, povodňových studiích či modelech pro šíření znečištění je povětšinou užíván hodinový až denní interval, modely s dlouhým výpočtovým krokem (řádu týden, měsíc) jsou např. modely bilanční. Je poměrně běžné, že se liší časový krok nejen různých časových řad vstupujících do modelu, ale i interval výpočtu a výstupních veličin. Tak tomu je i v modelu HEC-HMS.

Dále je možné dělit modely z hlediska kontinuity výpočtu a to na kontinuální a epizodní. Epizodní modely slouží pro výpočty odtoku pro dílčí události (povodně či hydrologické sucho). Jsou vhodné spíše při simulaci přívalových srážek pro malá povodí, velice důležitý je u nich odhad počátečních podmínek. Naproti tomu kontinuální modely simulují delší časové období, proto jsou vhodné pro větší povodí a povodně způsobené regionálními dešti či pro posuzování scénářů využití území. Provozovány jsou rovněž v předpovědních službách.

4.2.3.2 Prostorová diskretizace

Výběr kategorie modelu dle prostorové diskretizace je zásadním rozhodnutím, od něhož se odvíjí míra přesnosti a podrobnost, s jakou budou simulovány procesy hydrologického systému. Výběrem modelu se utváří jeho topologie a co se týče propojení hydrologických modelů a GIS, je dobré vědět, do jaké podoby je nutné připravit vstupní data. Dle prostorové schematizace modelového území lze modely rozdělit do dvou hlavních kategorií – na celistvé a distribuované. V posledních letech se vyčleňuje ještě typ ležící na rozhraní těchto kategorií – modely semi-distribuované.

Obrázek 4-2: Typy modelů dle prostorové diskretizace



Zdroj: Autor, zpracováno pomocí ArcGIS 9.3

Celistvé modely (lumped, se soustředěnými parametry) předpokládají zjednodušenou schematizaci povodí, kdy jsou stavové charakteristiky povodí i časové řady vztaženy k celému či dílčímu povodí, charakterizovanému jediným reprezentativním bodem. Struktura modelů je jednoduchá a jsou snáze aplikovatelné, proto doposud dominují. Většina modelovacích technik modelu HEC-HMS patří do této skupiny, výjimkou je např. ModClark model pro výpočet přímého odtoku (Feldman, 2000).

Distribuované modely zohledňují více prostorovou variabilitu vstupních a tím pádem i výstupních veličin, povodí je rozděleno gridem na elementární odtokové plochy. Velikost gridu bývá různá, určující pro ní je velikost povodí, měla by však být dostatečně malá, aby byla zachována platnost řídicích rovnic. Toto pojetí spíše vystihuje chování hydrologického systému.

Semidistribuovaný přístup spočívá v rozdělení povodí na elementární odtokové plochy vyznačující se homogenními parametry (např. stejný půdní i vegetační kryt). Tento typ modelů je stále častěji aplikován. Při rozdělení na hydrotopy je třeba mít na zřeteli prostorovou distribuci parametrů hydrologického systému a současně respektovat rozdělení charakteristik území.

5. CHARAKTERISTIKA MODELOVACÍHO SYSTÉMU HEC-HMS

5.1 OBECNÁ CHARAKTERISTIKA

Hydrologický modelovací systém HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System), který je použitý pro simulaci srážko-odtokových vztahů v této práci, je vyvíjen již od 60. let minulého století v US Army Corps of Engineers. Obsahuje modelovací techniky pro účely stanovení přímého a základního odtoku, transformační odezvy povodí na průběh příčných srážek, umožňuje modelovat odtok z tání sněhu, simulovat průchod povodňové vlny nádrží a omezenými technikami i postup a transformaci vlny v korytě. HEC-HMS je jedním z nejrozšířenějších srážko-odtokových modelů v USA a v rámci freeware pravděpodobně i na světě.

Dle klasifikace z předchozí kapitoly se HEC-HMS řadí mezi deterministické, koncepční modely popisující různými matematickými vztahy jednotlivé části hydrologického procesu. Využívá hlavně celistvý přístup pro dělení parametrů a proměnných veličin, v některých krocích je ale možné použít či distribuovaný přístup (např. infiltrační metody *Gridded SCS CN* nebo *Gridded SMA*). Je využitelný především jako epizodní model především na malých a středně velkých povodích (Jeníček, 2007), opět lze ale použít i kontinuální přístup.

HEC-HMS je jedním z nejrozšířenějších srážko-odtokových modelů v USA a v rámci freeware pravděpodobně i na světě. V současné době je model k dispozici ve verzi 3.3, která nabízí pokročilé uživatelské rozhraní a flexibilitu při jeho parametrizaci. Produkt v pracovním prostředí integruje kromě výpočetního jádra, vnitřní databázi, nástroje pro vstup dat a pro report výsledků. Program je volně dostupný na Internetu a to včetně kompletní dokumentace (<http://www.hec.usace.army.mil>) a použitelný jak na operačním systému Windows, tak na UNIXových OS (Linux, Solaris).

Pro předzpracování prostorových vstupních dat je možné využít vazbu HEC-HMS na GIS a to extenzi HEC-GeoHMS. Tato nadstavba je určena pro ArcView 3.x a umožňuje předzpracování DMT, určení rozvodnic, konstrukci říční sítě, rozčlenění povodí na dílčí povodí, výpočet některých charakteristik povodí a říční sítě, sestavení modelu povodí pro HEC-HMS. V ČHMÚ byla pro vlastní potřeby vytvořena ještě extenze HEC-GeoHMS Add-In, která doplňuje chybějící možnosti výše uvedené extenze. Pro zpracování vstupních prostorových dat pro

hydrologické modelování je vhodný rovněž nástroj ArcHydro Tools (ArcGIS 9.x), který ale neobsahuje možnost importovat data jednoduše do HEC-HMS. Přesto byl pro veškeré analýzy charakteristik území použit právě program ArcGIS (verze 9.3) vzhledem k jeho širokým možnostem. Pro efektivní zpracování a správu časových řad či jejich vizualizaci využívá HEC-HMS databázový systém HEC-DSSVue, export výsledků je možný také do dalších programů (např. MS Excel).

Modelovací software HEC-HMS umožňuje řešit problémy jako například:

- simulace průchodu povodňových vln v různých časových krocích,
- modelování vlivu urbanistických zásahů do povodí a změn na tocích,
- projekty protipovodňové ochrany a jejich potenciální výnosnost,
- podpora řízení a manipulací na vodohospodářských objektech (přehrady, poldry aj.),
- posuzování bezpečnosti vodních děl za povodní,
- podpora krizového řízení, modelování povodňových škod,
- výpočet statistických veličin (např. N-letost).

5.2 KOMPONENTY A PROCESY V MODELU HEC-HMS

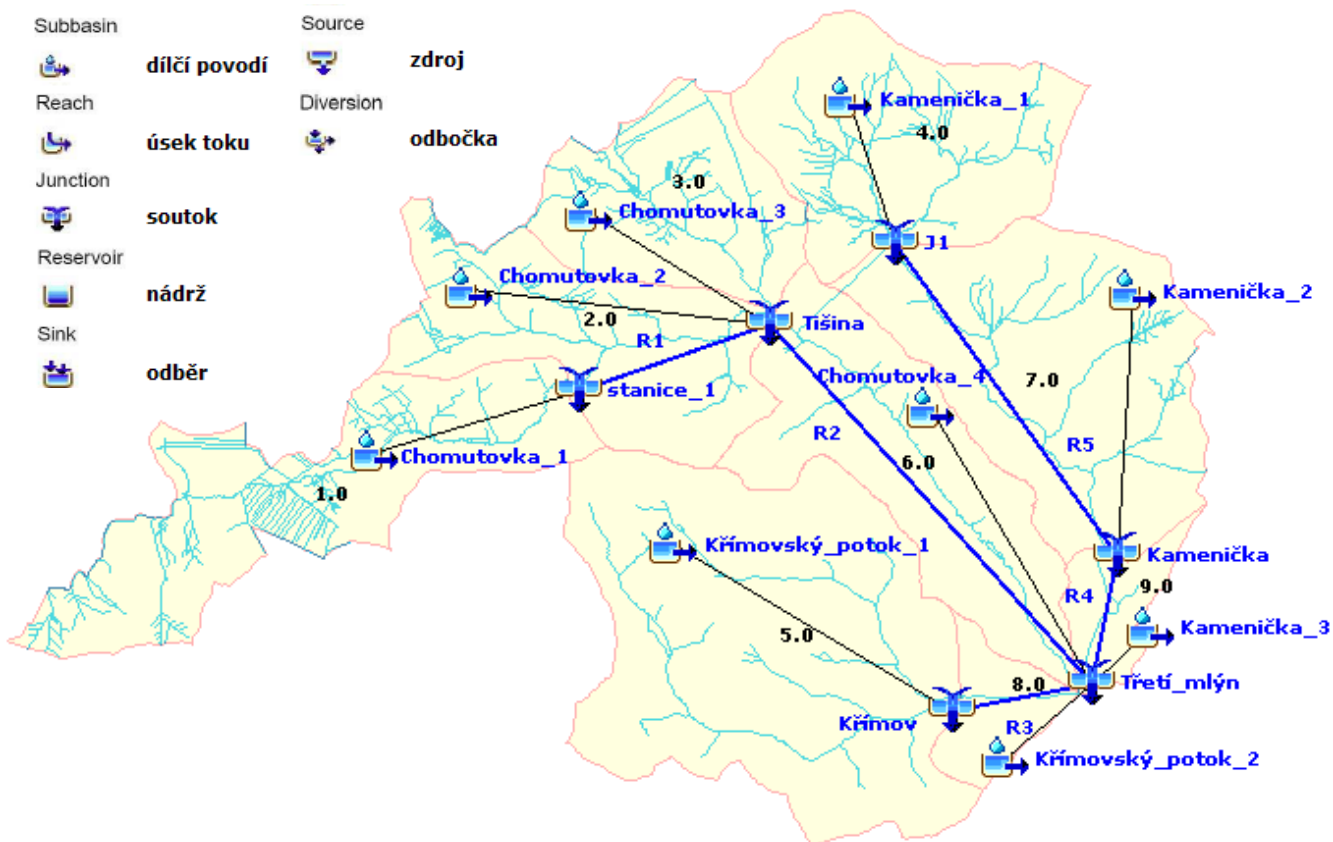
Pro určení hydrologické odezvy určitého povodí na příčinnou či hypotetickou srážku je HEC-HMS rozdělen na několik základních komponent. Těmi jsou model povodí (*Basin Model*), meteorologický model (*Meteorologic Model*), manager simulací (*Control Specifications Manager*) a různá vstupní data (*Time-Series Data, Paired Data, Grid Data*). Při simulaci je na základě meteorologického modelu počítána srážko-odtoková odezva v modelu povodí. Kontrolní specifikace určují časový úsek a krok simulačního běhu, komponenty vstupních dat jsou pak potřebné jakožto parametry či omezující podmínky v modelu povodí a meteorologickém modelu.

5.2.1 Model povodí (*Basin Model*)

Komponenta *Basin Model* určuje fyzickou reprezentaci povodí. Ta je vytvořena pomocí vzájemně propojených hydrologických elementů, k nimž se vztahují jednotlivé modely reprezentující dílčí složky srážko-odtokového cyklu (přímý či základní odtok, proudění vody

v korytě atd.). Hydrologickými elementy jsou: dílčí povodí, úsek toku, nádrž, soutok, zdroj, odběr a odbočka. Jejich značky a stromová fyzická reprezentace povodí horní Chomutovky jsou znázorněny na následujícím obrázku.

Obrázek 5-1: Hydrologické elementy modelu HEC-HMS a schéma modelového povodí



Zdroj dat: DIBAVOD, VÚV T.G.M., zpracováno v HEC-HMS 3.3

K elementu dílčího povodí (*Subbasin*) se vztahuje většina částí hydrologického cyklu. Pro výpočet efektivní srážky a následného objemu odtoku, transformaci přímého odtoku či výpočet základního odtoku je možné použít množství dílčích modelů, které systém HEC-HMS nabízí (tabulka 5-1). Dále je možné zvolit odpovídající korytový model pro jednotlivé úseky toku (*Reach*). Výsledkem je hydrogram v závěrovém profilu (*Junction*), který vzniká kombinací v čase posunutého a transformovaného počátečního hydrogramu v příslušném úseku toku (*Reach*) a odtokové odezvy příslušných dílčích povodí (*Subbasin*). Soutok (*Junction*) není použit jen pro závěrový profil povodí, ale pro spojení jakýchkoli výše položených elementů povodí, např. dvě dílčí povodí (*Subbasin*).

Ostatní nabízené elementy nebyly pro modelové povodí využity a to i přes skutečnost, že se v území nacházejí dvě velké vodní nádrže. Ty nebyly zahrnuty z důvodu nedostatku dat, odtok z vodní nádrže Křimov je zaznamenáván pouze v denním kroku, odtok z Kameničky není zaznamenáván vůbec. Dále je problematické simulovat v modelu HEC-HMS průchod vody nádrží, kdy se objem vypouštění z nádrže řídí manipulačním řádem a není závislý pouze na některém z nabízených vztahů v modelu HEC-HMS (např. závislost výtoku z nádrže na objemu vody v nádrži, na výšce vody v nádrži aj.).

Při kalibraci modelu byl uvedený fakt brán v úvahu a autorka si je vědomá toho, že se simulované hydrogramy i přes optimalizaci parametrů mohou lišit od reálných. Avšak skutečnost, že nebyly do modelu zahrnuty vodní nádrže, nemá příliš vliv na rozdíly ve výsledcích simulací dané použitými metodami prostorového rozložení srážek, tedy hlavní zaměření této práce.

Tabulka 5-1: Přehled dostupných modelů pro jednotlivé části hydrologického cyklu

Dílčí povodí (Subbasin)			Úsek toku (Reach)
Runoff-Volume Model	Direct-Runoff Model	Baseflow Model	Routing Model
Deficit and Constant Rate (DC)	Clark's UH	Bounded Recession	Kinematic Wave
Exponential	Kinematic Wave	Constant Monthly	Lag
Green and Ampt	ModClark	Linear Reservoir	Modified Puls
Gridded DC	SCS UH	Nonlinear Boussinesq	Muskingum
Gridded SCS CN	Snyder's UH	Recession	Muskingum-Cunge
Gridded SMA	User-Specified S-Graph		Straddle Stagger
Initial and Constant Rate	User-Specified UH		
SCS Curve Number (CN)			
Smith Parlange			
Soil Moisture Accounting (SMA)			

Zdroj: HEC, 2006

5.2.1.1 Model objemu přímého odtoku (*Runoff-Volume Model*)

V případě výpočtu odtokové ztráty a modelu objemu odtoku je počítána hydrologická bilance povodí. Srážky reprezentují vstup a výstupem je objem odtoku v závěrovém profilu společně s evapotranspirací a to v určitém časovém úseku (WMO, 1983). Složky hydrologického cyklu zahrnuté programem HEC-HMS do odtokové ztráty, tedy výška vodního sloupce ztracená intercepční, evapotranspirací, akumulací vody v mikrodepresích a infiltrací, jsou odečteny od příčinné srážky. Tyto složky jsou představovány jako vertikálně uspořádané zóny, které jsou počítány konceptem lineární nádrže (Buchtele, 2002a). Přesáhne-li voda kapacitu horní nádrže,

začne se plnit nádrž spodní. Výsledná výška efektivní srážky rozprostřená rovnoměrně po celém dílčím povodí reprezentuje objem přímého odtoku, který se skládá z odtoku povrchového a rychlé části odtoku v nenasycené zóně půdního profilu.

Zahrnuté metody jsou charakteru epizodního i kontinuálního, kdy je možné použít až pětivrstvý model půdní vlhkosti simulující pohyb vody nejen na povrchu, ale i v několika vrstvách půdního profilu (*Soil Moisture Accounting*), což je u většiny ostatních metod zanedbáno. Implicitně je připočten mělký podpovrchový odtok k odtoku povrchovému a modelován celkový přímý odtok. Většina metod výpočtu objemu přímého odtoku je celistvé povahy, je ale možné zvolit i přístup distribuovaný (např. *Gridded SCS CN*, *Gridded SMA*). Pro výpočty byla použita především kvůli nenáročnosti na vstupní data metoda SCS CN, blíže popsána v kapitole 5.3.1.

5.2.1.2 Transformace přímého odtoku (*Direct-Runoff Model*)

Volba transformační funkce povodí je klíčovou součástí metodického postupu, protože přímo určuje tvar vlny a tím i velikost kulminačního průtoku (Šercl, 2007). Systém HEC-HMS nabízí dva hlavní přístupy transformačních metod – empirické a koncepční modely.

Empirické modely využívají jednotkového hydrogramu (UH), což je hypotetická odezva povodí na jednotkový efektivní déšť konstantní intenzity pokrývající rovnoměrně povodí (USACE, 1994). Doba odtokové odezvy se přitom nemění s intenzitou srážky, velikost přímého odtoku odpovídající dané výšce efektivního deště není závislá na času výskytu srážky a na předchozích srážkách a objem přímého odtoku je pro daný časový interval přímo úměrný odpovídající výšce efektivního deště. Dále platí, že výsledný hydrogram přímého odtoku je získán superpozicí jednotlivých hydrogramů ze vztahu (např. Feldman, 2000):

$$Q_n = \sum_{m=1}^{n \leq M} P_m U_{n-m+1}, \quad (5.1)$$

kde Q_n je pořadnice výsledného hydrogramu přímého odtoku v čase $n\Delta t$ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], P_m značí výšku přímého odtoku v časovém intervalu $m\Delta t - (m+1)\Delta t$ [mm], M je celkový počet pořadnic efektivního deště a U_{n-m+1} pořadnice jednotkového hydrogramu v čase $(n-m+1)\Delta t$ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$].

Princip metody je podrobně popsán v literatuře (např. USACE, 1994; Beven, 2001). Základním konceptem jednotkového hydrogramu je, že odezva systému je lineární a časově

invariantní. Systém HEC-HMS nabízí několik metod jednotkového hydrogramu (tabulka 5-1) a to včetně metody modifikovaného Clarkova UH (*ModClark*), která ale počítá s distribuovanou transformovanou efektivní srážkou. Pro simulace byl vybrán Clarkův UH, jehož princip je podrobněji rozebrán v kapitole 5.3.2.

Druhý přístupem jsou koncepční modely založené na matematické simulaci povrchového proudění vody, tudíž zohledňují fyzikální procesy. Příkladem je model kinematické vlny (*Kinematic-Wave Model*). Povodí je reprezentováno jako otevřené koryto, přítokem je efektivní srážka a odtok je mělký a neustálý. Základem této metody je rovnice kontinuity a aproximace věty o hybnosti. Procesy jsou popsány parametry jako je drsnost, sklon či charakteristiky koryta. Základním rozdílem oproti předchozímu přístupu je nelineární odezva systému.

5.2.1.3 Proudění v nasycené zóně (*Baseflow Model*)

Komponentou *Baseflow* je modelován podzemní odtok v dílčích povodích, který přispívá k celkovému odtoku. Základní odtok představuje část podpovrchového odtoku z předchozích srážkových epizod a opožděný odtok z příčinných srážek simulované události (Feldman, 2000). Základní odtok je funkcí předchozí nasycenosti povodí, proudění vody v nasyceném prostředí se řídí Darcyho zákonem. Na poklesové větvi hydrogramu se přechod mezi přímým a opožděným odtokem projevuje jako inflexní bod, což značí náhlou změnu intenzity poklesu průtoku.

Systém HEC-HMS nabízí opět množství metod pro stanovení základního odtoku. V kombinaci s modelem SMA, což je metoda pro výpočet objemu přímého odtoku (*Runoff-Volume Model*), je možné využít model lineární nádrže (*Linear Reservoir*), ve kterém je simulována retence a proudění vody skrz lineární kaskádu nádrží (O'Connor, 1976). Jednoduchým modelem je metoda konstantního základního odtoku (*Constant Monthly*), kdy je uživatelem pouze zadána jeho počáteční a v průběhu simulace neměnná hodnota. Tato metoda dává dobré výsledky při simulacích delšího časového období. Jako model základního odtoku byla vybrána metoda exponenciálního poklesu (*Recession*), blíže viz. kapitola 5.3.3.

5.2.1.4 Model pro proudění vody v říčním korytě (*Channel Model*)

V elementech představujících říční úseky je simulován postup povodňové vlny korytem toku. Systém HEC-HMS nabízí několik modelů popisujících proudění vody v říčním korytě

(tabulka 5-1). Jádrem všech metod jsou základní rovnice (a především jejich četné aproximace) popisující jednorozměrné neustálené proudění vody v otevřených korytech - rovnice kontinuity (*continuity equation*) a věta o hybnosti (*momentum equation*), známé jako Saint-Venantovy rovnice (Feldman, 2000):

$$S_f = S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} - \frac{V}{g} \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t}, \quad (5.2)$$

$$A \frac{\partial V}{\partial x} + VB \frac{\partial y}{\partial x} - B \frac{\partial y}{\partial t} = q, \quad (5.3)$$

kde S_f je energetický gradient (*friction slope*), S_0 sklon dna (*bottom slope*), V rychlost, y hloubka toku, x vzdálenost úseku, t čas, g gravitační zrychlení, B šířka profilu a q značí boční proudění. Jednotlivé členy v rovnicích jsou označovány následovně: $\frac{\partial y}{\partial x}$ = tlakový gradient;

$\frac{V}{g} \frac{\partial y}{\partial x}$ = zrychlení; $\frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t}$ = lokální zrychlení; $A \frac{\partial V}{\partial x}$ = prismatická retence (*prism storage*);

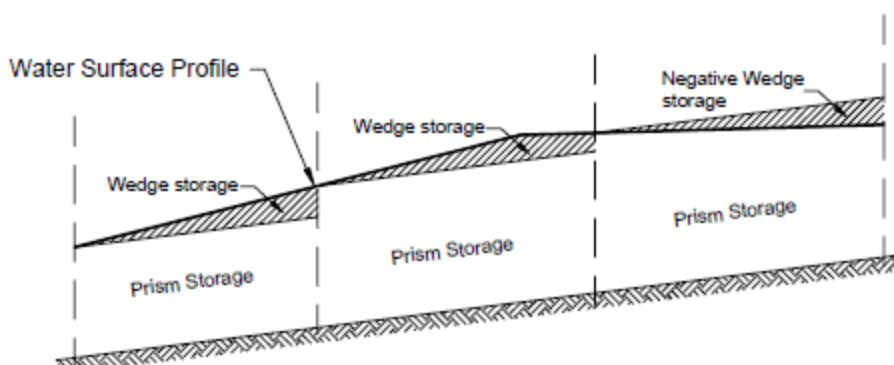
$VB \frac{\partial y}{\partial x}$ = klínová retence (*wedge storage*) a $B \frac{\partial y}{\partial t}$ = rychlost nástupu (*rate of rise*).

Momentová rovnice (5.2) počítá výslednici vnějších sil působící na vodní těleso v otevřeném kanálu a způsobující změny rychlosti. Těmito silami jsou gravitační, tlakové a třecí síly. Podstatou rovnice kontinuity (5.3) je určení objemu vody v korytě, známe-li přítok, odtok a zásoby v dílčím úseku. Vzhledem ke složitosti řídicích parciálně diferenciálních rovnic a náročnosti vstupních dat jsou používány četné aproximace a to především momentové rovnice, či je tato nahrazena empirickým vztahem, nebo neuvažována.

Rozlišujeme dva základní typy routingu – hydrologický a hydraulický. Hydraulický routing je přístupem distribuovaným a tvoří základ hydrodynamických modelů (např. HEC-RAS, FLDWAV). Vstupními daty jsou vlastnosti hydrogramu, vztah mezi průtoky a vodními stavy a charakteristiky koryta jako příčné profily, sklon, jeho drsnost nebo překážky proudění (Daňhelka, 2006). V systému HEC-HMS je zahrnut model kinematické vlny (*Kinematic-Wave Model*) založený na aproximaci věty o hybnosti. Nejsou uvažovány tlakové síly a změny rychlosti v čase ani úseku, jelikož jejich vliv je zanedbatelný. Proudění považováno za ustálené a odpor proudění lze řešit pomocí Manningovy rovnice.

Hydrologický routing je přístupem celistvým, kdy je počítán pouze výstupní hydrogram pro koncový profil úseku. Vstupními parametry jsou průtok v počátečním profilu a určitá retenční konstanta či postupová doba. Popis charakteristik koryta je zahrnut v těchto parametrech. Šíření a transformace vlny v korytě je popsána aproximací rovnice kontinuity, případně doplněné o empirické znázornění věty o hybnosti (*Modified Puls Model*). Asi nejrozšířenějším modelem tohoto typu rovněž obsažený v systému HEC-HMS je metoda Muskingum. Ta vychází z bilance přítoku a odtoku v rámci úseku toku a je charakterizována postupovou dobou K a bezrozměrným transformačním faktorem X . Retence v říčním úseku je kombinací prizmatické a klínové retence, obrázek 5-2. Pro simulace byl použit model Muskingum-Cunge (kapitola 5.3.4).

Obrázek 5-2: Znázornění prizmatické a klínové retence



Zdroj: Feldman, 2000

5.2.2 Meteorologický model (*Meteorologic Model*)

Analýza srážkových dat v kapalně i pevné podobě společně s evapotranspirací je předmětem meteorologického modelu systému HEC-HMS. Srážky jsou primárním vstupem hydrologického cyklu a předmětem zájmu je nejen jejich množství, ale i časoprostorové rozložení. Srážky jsou vztahovány k dílčím povodím (*Subbasin*), tudíž je počítána jejich průměrná hodnota pro jednotlivá subpovodí - *mean aerial precipitation* (MAP). Možné je ale počítat i s distribuovaným rozložením srážek (*Gridded Precipitation*), což se používá nejčastěji pro radarové odhady srážek, v kombinaci s ostatními distribuovanými metodami jako např. *ModClark Model*.

V návaznosti na zadané časové řady srážek (*Time-Series Data*) je možné zvolit ze čtyř metod pro prostorovou analýzu historických srážkových úhrnů, další eventualitou je vybrat

některý z výpočtů hypotetické srážky. Přehled metod a jejich stručné vysvětlení podává tabulka 5-2.

Tabulka 5-2: Popis metod meteorologického modelu pro analýzu srážek

Metoda pro analýzu srážek	Popis metody
Frequency Storm	Metoda využívající statistická data k vytvoření hypotetického deště se symetrickým rozložením a určitou pravděpodobností překročení
Gage Weights	Metoda, kdy jsou při výpočtu MAP jednotlivým srážkoměrům přiděleny váhové faktory, a to např. pomocí aritmetického průměru, metody Thiessonových polygonů, metody isohyet
Gridded Precipitation	Použití srážkového gridu, např. radarový produkt
Inverse Distance	Pro výpočet MAP v dílčích povodích jsou použity nejbližší srážkoměry v jednotlivých kvadrantech a jako váha určité stanice je brán inverzní čtverec vzdáleností
SCS Storm	Metoda pro určení hypotetické srážky používá uživatelem specifikované časové rozložení celkového denního srážkovému úhrnu, analýza je založena na kritériích NRCS (Natural Resources Conservation Service)
Specified Hyetograph	Uživatelem zadávaný hyetogram, kdy je časoprostorové rozložení srážek počítáno pomocí jiných metod a programů
Standart Project Storm	Hypotetický déšť a jeho časoprostorové rozložení odvozené z analýzy nejvýznamnějších srážkových událostí v regionu, vyvinuto především pro území USA východně od Skalistých hor

Zdroj: Zpracováno podle Feldman, 2000; HEC, 2006

Pro simulace v této práci byla zvolena metoda uživatelem zadávaného hyetogramu (*Specified Hyetograph*). Veškeré analýzy týkající se prostorového rozložení srážek byly provedeny v programu ArcGIS 9.3. MAP byla počítána pro dílčí povodí z úhrnů naměřených na srážkoměrných stanicích pomocí různých interpolačních metod a taktéž z radarových dat. Výpočty průměrného srážkového úhrnu na povodí byly provedeny pro hodinový krok. Výsledné časové řady MAP byly vytvořeny pomocí skriptu napsaného v programovacím jazyku Python a následně použity v systému HEC-HMS. Aplikovaným metodám prostorového rozložení srážek je věnována kapitola 7.

Meteorologický model zahrnuje rovněž modelovací techniky pro určení akumulace a tání sněhové pokrývky (*Temperature Index*, *Gridded Temperature Index*), které využívají vztahu mezi táním sněhu a teplotou vzduchu a počítají úbytek vodní hodnoty sněhové pokrývky (SWE). Vzhledem k výběru simulovaných srážkových událostí v teplém období roku nebyl sněhový model použit. Rovněž výpočet evapotranspirace nebyl v simulacích zahrnut, její význam je z hlediska snížení objemu a kulminace povodňové vlny velmi malý. Její určení je nutné spíše při

kontinuálních simulacích a v bilančních modelech, kdy má největší vliv na zásoby vody v bezesrážkových obdobích.

5.2.3 Ostatní komponenty modelu

Časové rozpětí simulačního běhu je zadáno pomocí kontrolních specifikací (*Control Specifications Manager*). Zde se nastavuje počáteční a koncové datum a čas simulace a časový interval výpočtu.

Pro zadávání časových řad či a jiných datových sad slouží komponenty vstupních dat (*Time-Series Data, Paired Data, Gridded Data*). Tato data tvoří parametry či omezující podmínky v modelu povodí a meteorologickém modelu. Mohou být vkládána ručně či importována z databázového systému pro správu časových řad HEC-DSSVue. Kompletní přehled možných vstupních dat je znázorněn v následující tabulce.

Tabulka 5-3: Komponenty vstupních dat

Time-Series Data	Paired Data	Gridded Data
Precipitation gages	Storage-discharge functions	Precipitation gridsets
Discharge gages	Elevation-storage functions	Temperature gridsets
Stage gages	Elevation-area functions	Solar radiation gridsets
Temperature gages	Elevation-discharge functions	Crop coefficient gridsets
Solar radiation gages	Inflow-diversion functions	Storage capacity grids
Crop coefficient gages	Cross sections	Percolation rate grids
	Unit hydrograph curves	Storage coefficients grids
	Percentage curves	Moisture deficit grids
	ATI-meltrate functions	Impervious area grids
	ATI-coldrate functions	SCS curve number grids
	Groundmelt patterns	Elevation grids
	Meltrate patterns	Cold content grids
		Cold content ATI grids
		Meltrate ATI grids
		Liquid water content grids
		Snow water equivalent grids

Zdroj: HEC, 2006

Do modelu byly zadány časové řady pozorovaných průtoků (*Discharge Gages*) pro závěrový profil Třetí mlýn, případně průtoky vypočtené a extrapolované na základě konsumpční křivky pro výše položené hladinoměry instalované katedrou fyzické geografie PŘF UK (měření

od roku 2007). Tato data slouží pro srovnání reálných pozorování a výsledků simulací. Dále byly jako vstupní data vloženy časové řady vypočtených MAP pro dílčí povodí (*Precipitation Gages*).

5.3 POPIS METOD POUŽITÝCH PRO SIMULACE

5.3.1 Objem přímého odtoku – metoda CN křivek

Pro výpočet efektivní srážky v rámci dílčích povodí (*Runoff-Volume Model*) byla použita metoda SCS CN (*Soil Conservation Service Curve Number*). Ta využívá k výpočtu odtokové ztráty metodu CN křivek, princip je podrobně popsán v literatuře (např. Feldman, 2000; Beven, 2001). Metoda byla vyvinuta v USA zejména pro účely odhadu odtoku a velikosti eroze následkem přívalových srážek na zemědělských pozemcích. Z našich autorů se problematikou zabývali Janeček (2002) nebo Šercl (2006). Efektivní srážka je stanovena jako funkce úhrnu srážek, předchozího nasycení, půdních vlastností a vegetačního krytu a je založena na vztahu:

$$\frac{H_o}{H_s} = \frac{H_s - H_o}{A}, \quad (5.4)$$

kde H_o je objem odtoku neboli kumulativní efektivní srážka v čase t [mm], H_s je kumulativní srážka v čase t [mm] a A značí potenciální maximální retenci [mm], která odpovídá hydrolimitu plné vodní kapacity. Potenciální retenci určíme ze vztahu:

$$A = 25,4 \cdot \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (5.5)$$

Hodnota CN závisí na krajinném pokryvu a hydrologických podmínkách proudění vody ve svrchní aktivní půdní zóně. K přímému odtoku dochází až po počáteční retenci, která vyjadřuje ztráty vzniklé především intercepací a akumulací v mikrodepresích. Na základě analýz provedených na malých experimentálních povodích bývá hodnota počáteční ztráty určována implicitně jako $0,2 \cdot A$. Výsledný vztah pro objem přímého odtoku po úpravách je tedy:

$$H_o = \frac{(H_s - 0,2 \cdot A)^2}{H_s + 0,8 \cdot A}, \text{ za předpokladu } H_s \geq 0,2A \quad (5.6)$$

Čísla odtokových křivek CN jsou klasifikována dle vegetačního pokryvu, kdy byla použita databáze CORINE – Landcover 2000, a hydrologických skupin půd (HSP). Jsou rozlišovány čtyři hydrologické skupiny půd A, B, C, D, kdy A značí nejlepší podmínky infiltrace a D nejméně příznivé. Hodnoty CN pro třídy CORINE a hydrologické skupiny půd jsou uvedeny v příloze 1.

Klasifikace půd do HSP není dosud zcela vyjasněnou záležitostí. Donedávna vycházela hlavně z infiltračních schopností půdy, které jsou prioritní hlavně v rovinnatém a mírně sklonitém terénu, kde byla metoda CN křivek vyvíjena. Ve sklonitém území voda ale neodtéká formou plošného (hortonovského) odtoku, ale především sítí preferenčních cest po povrchu či jako rychlý hypodermický odtok těsně pod povrchem. V tomto typu terénu mají proto větší vliv retenční kapacita půdy a gravitační síly než infiltrační rychlost.

Metodický postup pro určení CN čísel byl proto převzat z výzkumného projektu (Šercl, 2006), kdy byly vztahy v úvahu nejen infiltrační rychlost, ale i retenční vodní kapacita půd (RVK) dle podkladů VÚMOP (viz. přílohy 2 a 3) a průměrná sklonitost území odvozená z dat ZABAGED (ČÚZK). V tabulce 5-4 je uvedeno rozdělení půd do kategorií HSP dle velikosti infiltrace, které zpracoval VÚMOP, a retenční vodní kapacity (Šercl, 2006). Data hydrologických skupin půd dle uvedeného rozdělení byla autorce práce dána k dispozici v rozlišení 1x1 km².

Tabulka 5-4: Hydrologické skupiny půd dle infiltrace a retenční vodní kapacity

Půdní skupina dle VÚMOP	Retenční vodní kapacita [mm]	Infiltrace [mm.min⁻¹]	Hydrologická skupina půdy (dle infiltrace)	Hydrologická skupina půdy (dle RVK)
1.0	60	> 2,5	A	D
1.1	35	> 2,5	A	D
2.0	140	0,83 – 2,5	B	B
2.1	80	0,83 – 2,5	B	C
3.0	320	0,08 – 0,83	B	A
3.1	210	0,08 – 0,83	B	A
4.0	220	0,025 - 0,08	C	A
4.1	130	0,025 - 0,08	C	B
5.0	150	< 0,025	D	B
5.1	90	< 0,025	D	C

Zdroj: Šercl, 2006

Co se týče sklonitosti území, byly vymezeny čtyři kategorie: sklon 0-2 % odpovídá skupině půd A, 2-5 % kategorií B, 5-10 % HSP C a nad 10 % je území zařazeno do kategorie D.

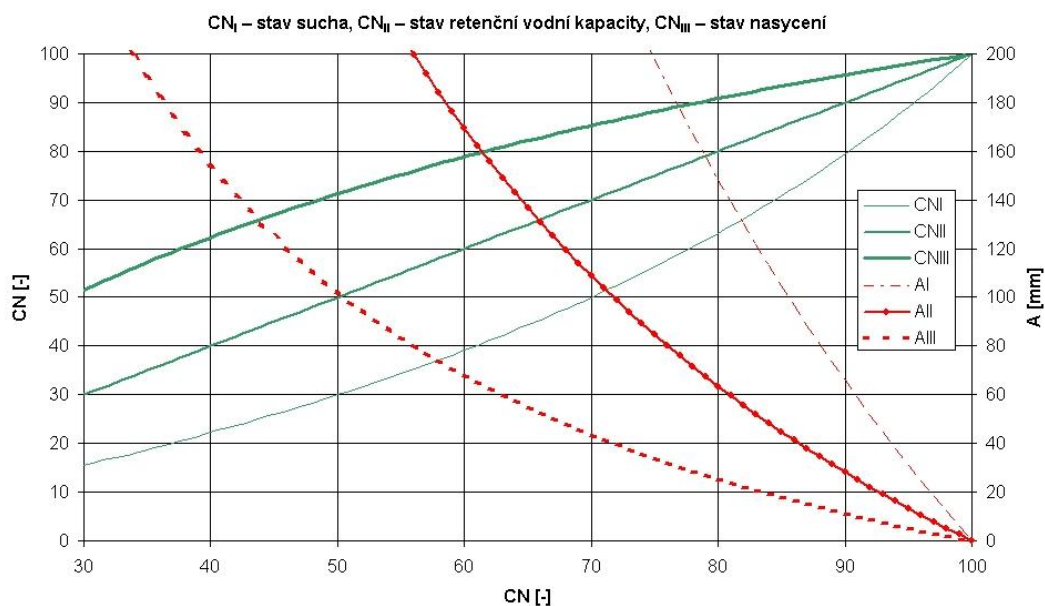
Hodnoty CN byly přiřazeny pro každou kategorizaci HSP. Následně byl vytvořen průměrný grid CN ze všech tří různých vrstev CN čísel. Jelikož je však v rovinatém území rozhodující vliv infiltračních schopností, vznikl výsledný grid CN čísel jako vyšší z hodnot CN odvozené na základě HSP dle infiltrace a průměrných hodnot CN.

Objem odtoku založený na metodě CN křivek závisí rovněž na předchozím nasycení povodí. Vlhkost půdy je určována např. na základě 5-denního úhrnu předcházejících srážek či se pro její vyjádření používá indexu předchozích srážek (API, UPS), který k určitému datu vyjadřuje vliv srážek vyskytujících se zpětně ve třiceti předcházejících dnech (Janeček, 2002). Výsledné hodnoty CN jsou uvažovány pro průměrné vlhkostní podmínky (nasycení půdy vodou odpovídá přibližně retenční vodní kapacitě) a označují se jako CN_{II} . Pro období sucha či vlhké období byly odvozeny hodnoty CN_I a CN_{III} (Kovář, 2000):

$$CN_I = \frac{CN_{II}}{2,334 - 0,01334 \cdot CN_{II}}, \quad CN_{III} = \frac{CN_{II}}{0,4036 + 0,005964 \cdot CN_{II}}, \quad (5.7, \text{ resp. } 5.8)$$

Přepočetni nomogram je společně s odpovídajícími křivkami potenciální retence AI a AIII znázorněn na obrázku 5-3. Pro účely simulací určitých událostí v této práci byly spočítány odpovídající průměrné hodnoty CN_I a CN_{III} v rámci dílčích povodí.

Obrázek 5-3: Hodnoty CN a potenciální retence (A) v závislosti na předchozím nasycení povodí



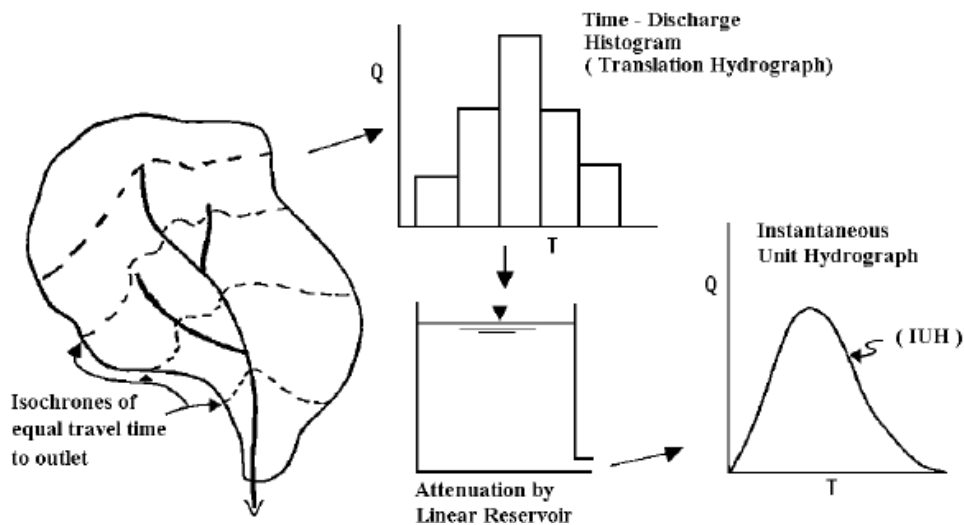
Zdroj: Šercl, 2006

Použitá metoda CN křivek má řadu výhod, na druhé straně i nevýhod. Metoda je poměrně jednoduchá a data jsou relativně dobře dostupná. Zpřesňováním metody se navíc zabývá mnoho autorů nejen v zahraničí, ale i u nás. Na druhé straně používá četná zjednodušení, čímž je její využití limitováno. Není zohledněna intenzita srážek a tudíž případné překročení infiltrační kapacity (model typu *saturation-excess*), dále nezohledňuje klasické teorie pro popis proudění v nenasycené zóně půdního profilu. Navíc počítá s tím, že je-li překročena maximální retence povodí, je další infiltrace nulová. Přesto je metoda hojně využívána.

5.3.2 Transformace přímého odtoku – Clarkův jednotkový hydrogram

Clarkův model je syntetickým jednotkovým hydrogramem, řadí se k jednotkovým hydrogramům založeným na kvazi-koncepčním přístupu (Feldman, 2000). Počítá s translací přímého odtoku a posléze s jeho transformací, tedy snížením maxima v důsledku krátkodobého zdržení vody v povodí, což je názorně ukázáno na obrázku 5-4.

Obrázek 5-4: Clarkův jednotkový hydrogram



Zdroj: USACE, 1994

Pro výpočet je nutné stanovit hodnoty dvou parametrů:

T_c – doba koncentrace povodí [hod]

R_c – retenční konstanta (tzv. *storage coefficient*) [hod], simulující dobu zdržení vody v povodí

Doba koncentrace povodí T_c reprezentuje čas, po který trvá netransformovaný povrchový odtok. Je jednou z nejdůležitějších charakteristik povodí, protože určuje tvar povodňové vlny a to

zejména rychlost nástupu. Představuje délku základny translačního hydrogramu (*time-area histogram*), viz. předchozí obrázek. Ten je tvořen pořadnicemi doby doběhu převedenými na objem odtoku za sekundu pro jednotkový objem efektivní srážky a upravenými na daný výpočetní krok. Doba dobíhání je závislá na ploše povodí (Feldman, 2000):

$$\frac{A_t}{A} = \left\{ \begin{array}{ll} 1,414 \cdot \left(\frac{t}{T_c} \right)^{1,5} & \text{pro } t \leq 0,5 \cdot T_c \\ 1 - 1,414 \cdot \left(1 - \frac{t}{T_c} \right)^{1,5} & \text{pro } t \geq 0,5 \cdot T_c \end{array} \right\}, \quad (5.9)$$

kde A_t je plocha povodí, která se podílí na odtoku v čase t [km^2] a A značí celkovou plochu povodí [km^2].

Translační hydrogram je poté využit k výpočtu transformovaného přímého odtoku s využitím retenční konstanty R_c :

$$Q_t = C_A \cdot I_t + C_B \cdot Q_{t-1}, \quad (5.10)$$

kde Q_t je okamžitý průtok na konci časového intervalu Δt [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], Q_{t-1} představuje okamžitý průtok na počátku časového intervalu Δt [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], I_t je pořadnice translačního hydrogramu na konci časového intervalu Δt [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] a koeficienty C_A a C_B se počítají takto:

$$C_A = \frac{\Delta t}{R_c + 0,5 \cdot \Delta t}, \quad C_B = 1 - C_A \quad (5.11, \text{ resp } 5.12)$$

Pořadnice jednotkového hydrogramu U_t v časovém intervalu Δt [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] je pak určena jako průměr z hodnot okamžitých průtoků na počátku a konci tohoto časového intervalu:

$$U_t = \frac{Q_{t-1} + Q_t}{2} \quad (5.13)$$

Výsledný hydrogram přímého odtoku teoretické vlny je získán superpozicí jednotlivých hydrogramů ze vztahu 5.1 (kapitola 5.2.1.2).

Pro odhad hodnoty T_c (doba koncentrace) existuje řada vzorců a to dle metodiky SCS, TR-55, Putnam, Colorado State aj., které uvádí např. Jeníček (2008b) či Daňhelka et al. (2002). V této práci byl koeficient T_c byl vypočten dle metodiky SCS (Soil Conservation Service), která

k jeho určení využívá charakteristiku T_{lag} (dobu doběhu). Ta značí čas v hodinách mezi okamžikem výskytu maxima příčinné srážky a kulminačního průtoku v závěrovém profilu. Platí:

$$T_{lag} = \frac{L^{0,8} \cdot (S+1)^{0,7}}{1900 \cdot \sqrt{Y}} \quad \text{a zároveň} \quad T_c = \frac{T_{lag}}{0,6}, \quad (5.14, \text{ resp. } 5.15)$$

kde L představuje maximální délka toku (údolnice) v povodí ve stopách [ft], S je maximální retence půdy v palcích vypočtená z CN křivky [in] a Y značí průměrný sklon povodí [%]. Výpočet potenciální maximální retence je uveden ve vzorci 5.5, s tím rozdílem, že v tomto případě je maximální retence půdy počítána v palcích.

Koeficient R_c byl stanoven dle vzorce odvozeného USGS (U. S. Geological Survey) (Straub et al., 2000):

$$R_c = A \cdot L^B \cdot S_{1085}^C, \quad (5.16)$$

kde L je maximální délka toku (údolnice) v povodí v mílích [mi], S_{1085} je průměrný sklon ve stopách na míli [ft.mi⁻¹] mezi 10 a 85 % maximální délky údolnice. Koeficienty A , B , C představují parametry původně odvozené pro malá povodí ve státě Illinois. Na ČHMÚ byly pro podmínky ČR upraveny na hodnoty $A = 80$, $B = 0,342$ a $C = -0,79$.

Jednotlivé parametry z rovnic 5.14 a 5.15 pro dílčí povodí byly spočítány pomocí extenze *ArcHydro Tools* v programu ArcGIS (kapitola 6.1.3). Pro výpočet potenciální maximální retence byla využita čísla CN určená pomocí metodiky uvedené v předchozí kapitole.

5.3.3 Základní odtok – metoda exponenciálního poklesu

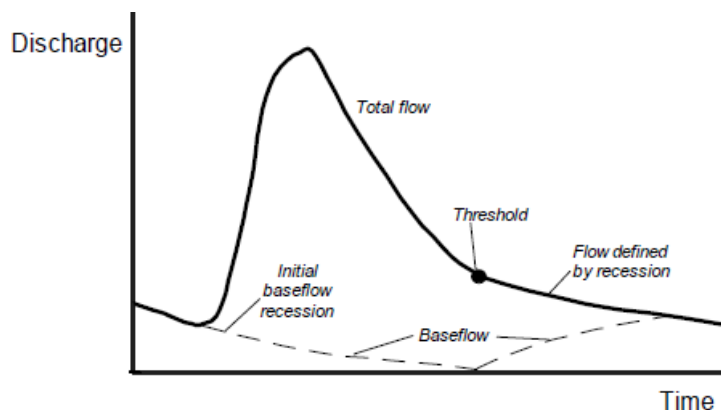
Pro stanovení základního odtoku (*Baseflow Model*) byla použita metoda exponenciálního poklesu (*Recession*). Velikost odtoku v nasycené zóně v daném čase Q_t [m³.s⁻¹] je určena pomocí počátečního základního odtoku Q_0 [m³.s⁻¹] a exponenciální poklesové konstanty k , která definuje podíl mezi počátečním a koncovým odtokem v daném časovém intervalu a stanovuje tak rychlost poklesu. Výtoková křivka povodí, jak se exponenciální křivka nazývá, je určena:

$$Q_t = Q_0 \cdot k^t, \quad (5.17)$$

Kromě počátečního základního odtoku a konstanty poklesu je nutné zadat prahovou hodnotu, vyjádřenou jako hodnota průtoku nebo jako podíl tohoto průtoku vzhledem k velikosti kulminace, od kterého dochází ke zvýšenému základnímu odtoku na poklesové větvi hydrogramu (např. inflexní bod na poklesové větvi hydrogramu). Při nárůstu základního odtoku je tato hodnota brána jako Q_0 v rovnici 5.17. Základní odtok vyjádřený pomocí metody exponenciálního poklesu je vypočten na obrázku 5-5.

Počáteční základní odtok bývá dán hodnotou dlouhodobého průměru. Pro potřeby této práce byl využit postup navržený Jeníčkem (2008b). Byla definována 30-ti denní období s úhrny srážek menšími než prahová hodnota a to v letních měsících, nalezeny příslušné minimální průtoky v závěrovém profilu povodí (stanice Třetí mlýn) pro tato období a spočítána střední hodnota. Posléze byl minimální průtok vztažen k ploše povodí a vypočítány hodnoty počátečního základního odtoku pro dílčí povodí. Ostatní parametry byly určeny analýzou hydrogramu a na základě dostupné literatury. Tyto hodnoty je možné později kalibrovat.

Obrázek 5-5: Metoda exponenciálního poklesu



Zdroj: Feldman, 2000

Výsledná povodňová vlna v závěrovém profilu je součtem objemu přímého a základního odtoku. Většinový podíl má odtok přímý, základní odtok se nejvíce projeví na poklesové větvi hydrogramu.

5.3.4 Postup vlny v říčním korytě – model Muskingum-Cunge

Komponenta pro postup vlny říčním korytem (*Channel Model*) byla řešena pomocí metody Muskingum-Cunge, která je podrobně popsána v literatuře (např. USACE, 1994).

Základem metody je aproximace základních pohybových rovnic (viz dále). Model počítá s průtokem v počátečním profilu a fyzickými charakteristikami koryta.

Výhodou metody je, že parametry mají alespoň částečný fyzikální základ, řešení není závislé na uživatelem zadaném výpočetním kroku a dává poměrně dobré výsledky ve srovnání s metodami založenými na rovnicích neustáleného proudění. K hlavním omezením patří, že nepočítá se zpětným vzduťím a metoda také diverguje v případě rychlého nástupu vlny na málo sklonitém až plochem území (sklon koryta méně než $0,0003 \text{ m.m}^{-1}$).

Velikost retence, neboli zadržovaný objem v říčním úseku v čase t S_t [m^3] je stejně jako v případě metody Muskingum součtem prismatické (*prism storage*) a klínové retence (*wedge storage*), viz obrázek 5-2 (USACE, 1994):

$$S_t = KO_t + KX \cdot (I_t - O_t) = K \cdot [XI_t + (1 - X) \cdot O_t], \quad (5.18)$$

Prismatická retence je počítána jako průměrný odtok z říčního úseku O_t [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] vynásobená časem postupu vlny daným říčním úsekem K [hod], první člen rovnice 5.18. Klínová retence (druhý člen rovnice 5.18) je rozdílem průměrného přítoku I_t [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] a odtoku O_t [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] do/z říčního úseku vynásobeným postupovou dobou K [hod], a bezrozměrným váhovým koeficientem X . Ten představuje transformační faktor. U povodňových vln, které vybřednou z koryta a jsou transformovány, se tento koeficient blíží hodnotě 0, v případě nižší transformace se hodnota X zvyšuje.

Cunge (1969, in USACE, 1994) navrhl rovnice pro výpočet parametrů K a X . Určil hydraulickou difuzivitu μ (*hydraulic diffusivity*) na základě parametrů z rovnice Muskingum – transformačního faktoru X , rychlosti postupu vlny c [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$] a délky dílčího úseku Δx (*distance step*). Metoda Muskingum-Cunge založená na lineární aproximaci kombinace rovnice kontinuity a difúzní formy momentové rovnice počítá hodnotu μ (*hydraulic diffusivity*) pomocí průtoku Q v počátečním profilu [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] a fyzických charakteristik koryta – šířky vodní plochy B [m] a sklonu říčního úseku S_0 [$\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$]. Kombinací těchto dvou výrazů jsou transformační faktor X a následně i postupová doba K vyjádřeny jako:

$$X = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{Q}{BS_0 c \Delta x} \right) \quad (5.19)$$

$$K = \frac{\Delta x}{c} \quad (5.20)$$

Jelikož se hodnoty c , Q a B neustále mění v čase, mění se i koeficienty výsledné rovnice pro výpočet odtoku z říčního úseku (C_1 , C_2 , C_3 , C_4), která je přepočítávána pro každý časový krok (*time step*) Δt [hod] i vzdálenostní krok (*distance step*) Δx [m] (Feldman, 2000):

$$O_t = C_1 \cdot I_{t-1} + C_2 \cdot I_t + C_3 \cdot O_{t-1} + C_4 \cdot (q_L \Delta x) \quad (5.21)$$

kde Q_t je odtok z říčního úseku na konci časového intervalu Δt [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], Q_{t-1} představuje odtok na počátku časového intervalu Δt [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], I_t je přítok do říčního úseku na konci časového intervalu Δt [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], I_{t-1} přítok na počátku časového intervalu Δt [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] a q_L je boční přítok během časového intervalu Δt [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]. Koeficienty C_1 , C_2 , C_3 , C_4 jsou dány jako:

$$C_1 = \frac{\frac{\Delta t}{K} + 2X}{\frac{\Delta t}{K} + 2(1-X)}, \quad C_2 = \frac{\frac{\Delta t}{K} - 2X}{\frac{\Delta t}{K} + 2(1-X)} \quad (5.22, \text{ resp. } 5.23)$$

$$C_3 = \frac{2(1-X) - \frac{\Delta t}{K}}{\frac{\Delta t}{K} + 2(1-X)}, \quad C_4 = \frac{2\left(\frac{\Delta t}{K}\right)}{\frac{\Delta t}{K} + 2(1-X)} \quad (5.24, \text{ resp. } 5.25)$$

Kvůli stabilitě modelu a přesnosti výpočtu volí systém HEC-HMS časový interval Δt jako minimum z hodnot (Feldman, 2000):

- časový krok výpočtů nastavený v manageru kontrolních specifikací,
- čas postupu vlny daným říčním úsekem,
- doba nástupu hydrogramu (*time to peak*) v počátečním profilu vydělená dvaceti ($T_p/20$).

Hodnota vzdálenosti úseku Δx je posléze vypočítána jako časový krok vynásobený rychlostí postupu vlny.

Vstupními parametry, které metoda Muskingum-Cunge požaduje, jsou reprezentativní příčný profil koryta, délka říčního úseku L [m], jeho sklon S_0 [$\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$] a Manningův součinitel drsnosti n , který představuje odpor proudění.

Sklon a délka říčního úseku byly určeny v programu ArcGIS. Manningův koeficient drsnosti je volen dle charakteristik koryta a příbřežní zóny v případě vybřednutí vody z koryta. V úvahu byly brány spíše vyšší hodnoty, jelikož odpor proudění je u povodňových průtoků vyšší. Pro odhad koeficientu byly použity hodnoty, které udává manuál systému HEC-RAS, ukázka je na následujícím obrázku 5-6.

Tabulka 5-5: Manningův součinitel drsnosti pro některé povrchy

Type of Channel and Description	Minimum	Normal	Maximum
A. Natural Streams			
1. Main Channels			
a. Clean, straight, full, no rifts or deep pools	0.025	0.030	0.033
b. Same as above, but more stones and weeds	0.030	0.035	0.040
c. Clean, winding, some pools and shoals	0.033	0.040	0.045
d. Same as above, but some weeds and stones	0.035	0.045	0.050
e. Same as above, lower stages, more ineffective slopes and sections	0.040	0.048	0.055
f. Same as "d" but more stones	0.045	0.050	0.060
g. Sluggish reaches, weedy, deep pools	0.050	0.070	0.080
h. Very weedy reaches, deep pools, or floodways with heavy stands of timber and brush	0.070	0.100	0.150
2. Flood Plains			
a. Pasture no brush			
1. Short grass	0.025	0.030	0.035
2. High grass	0.030	0.035	0.050
b. Cultivated areas			
1. No crop	0.020	0.030	0.040
2. Mature row crops	0.025	0.035	0.045
3. Mature field crops	0.030	0.040	0.050
c. Brush			
1. Scattered brush, heavy weeds	0.035	0.050	0.070
2. Light brush and trees, in winter	0.035	0.050	0.060
3. Light brush and trees, in summer	0.040	0.060	0.080
4. Medium to dense brush, in winter	0.045	0.070	0.110
5. Medium to dense brush, in summer	0.070	0.100	0.160

Zdroj: Brunner, 2008

Příčné profily koryta byly zadány jako zjednodušené geometrické reprezentativní profily, především lichoběžníkové (kapitola 6.1.4). Program HEC-HMS požaduje zadání šířky dna a sklonu svahů. Charakteristiky říčních úseků byly zjištěny na základě výzkumu v terénu.

6. PŘÍPRAVA VSTUPNÍCH DAT DO MODELU

Výsledky hydrologického modelu jsou závislé na množství a kvalitě vstupních dat. Data jsou v současné době dostupná i s vyšším rozlišením a pro jejich zpracování je často vhodné využít nejen kvůli jejich množství, ale i rychlejší úpravě některý z geoinformačních systémů. Pro analýzy charakteristik území byl v této práci použit program ArcGIS 9.3. Mnohdy je nutné převést bodové hodnoty měřené na stanicích do plošného vyjádření. Pro účely této práce byly většinou počítány charakteristiky vztahující se k dílčím povodím a úsekům či profilům na toku.

Vstupní data, která jsou nezbytná pro simulace, je možné rozdělit do dvou hlavních kategorií a to na:

- 1) stavové charakteristiky povodí a říční sítě
 - digitální model terénu a z něj odvozená sklonitost území a další charakteristiky,
 - hydrografická data jako např. průběh toků, hranice povodí či vodní nádrže,
 - údaje o půdním krytu a vlastnostech půd,
 - vegetační pokryv,
 - charakteristiky koryta,
 - údaje o meteorologických stanicích a jiných měřeních,
- 2) časové řady
 - hydrologická data, především průtoky,
 - klimatologická a meteorologická data (srážky, teploty, evapotranspirace, SWE aj.).

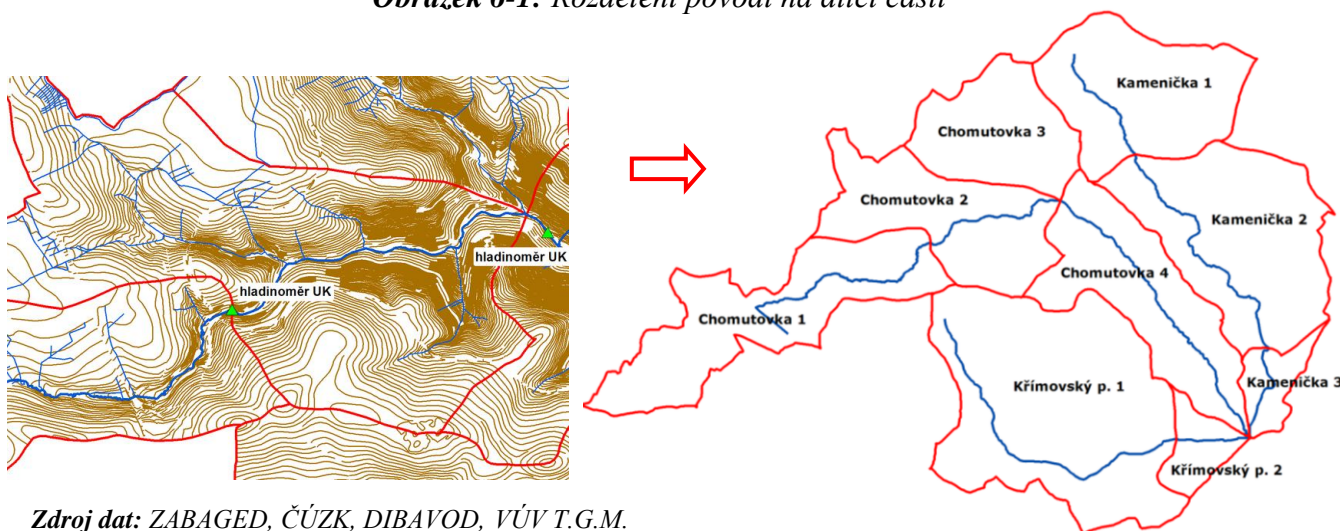
6.1 STAVOVÉ CHARAKTERISTIKY POVODÍ A ŘÍČNÍ SÍŤ

6.1.1 Digitální model terénu a z něj odvozené charakteristiky

Jako digitální model terénu (DMT) byl použit vektorový vrstevnicový model ZABAGED vzniklý digitalizací základních map 1 : 10 000 s výškovým intervalem vrstevnic 2 m (ČÚZK). Ten byl využit např. pro určení sklonitosti, gridu směrů odtoku a akumulace odtoku. V prvním kroku bylo především rozděleno modelové povodí na dílčí povodí, kdy byly vytyčeny orografické hranice, obrázek 6-1. Při určování dílčích povodí byly respektovány prostorové odlišnosti parametrů, především hydrografie. Jako základ byla využita vrstva povodí IV. řádu

datová databáze DIBAVOD (VÚV T. G. M.) a povodí bylo dále rozčleněno na menší části např. v místech hladinoměřů instalovaných katedrou fyzické geografie Přf UK, jejichž měření byla využita při kalibraci modelu. Zároveň byla snaha o to, aby jednotlivá subpovodí měla přibližně stejnou velikost. Dílčím povodím byl následně přiřazen klíč HydroID pro další práci s využitím extenze *ArcHydro Tools*.

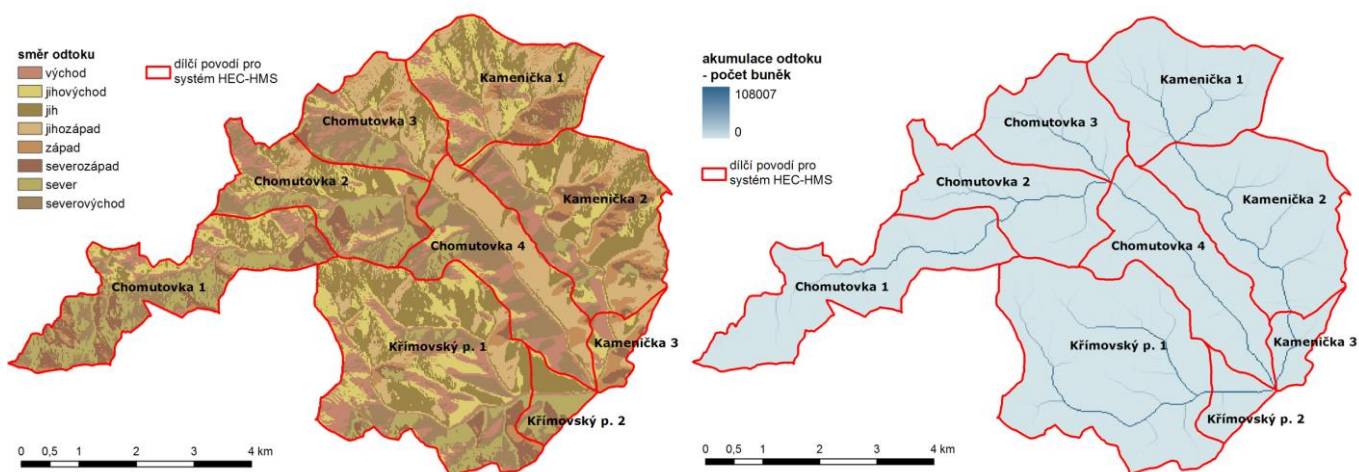
Obrázek 6-1: Rozdělení povodí na dílčí části



Zdroj dat: ZABAGED, ČÚZK, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

Rastrový digitální model terénu vznikl s pomocí interpolační techniky *Topo to Raster* s velikostí gridu 20 m, která jako vstupní data používá kromě vrstevnic i toky, vodní plochy, výškové body a hranice povodí. Díky spojení interpolačních metod má tato metoda přesnost lokální interpolace (např. *IDW*) a zachovává i prostorovou kontinuitu metod globálních (např. *Kriging*, *Spline*). Pomocí funkce *Slope* (extenze *Spatial Analyst*) je nutné následně z DMT určit sklonitost povodí v %, což je proměnná nutná pro výpočet doby koncentrace povodí T_c (viz. kapitola 5.3.2). Mapy DMT a sklonitosti v modelovém území jsou zobrazeny na obr. 3-4.

Dále následovaly analýzy DMT s využitím nástroje *ArcHydro Tools*. Hydrologicky korektní DMT, který má tu vlastnost, že spadlé srážky musí dotéci do uživatelem stanoveného závěrového profilu, byl vytvořen pomocí funkce *Fill Sinks*. Směry odtoku vody z polí gridu (*Flow Direction*) jsou určeny na základě největšího lokálního sklonu terénu (3 x 3 pixely). Poté byl vytvořen rastr zobrazující akumulaci vody v každém jeho poli, což znamená sumu všech buněk ze kterých odtéká voda do dané buňky (*Flow Accumulation*). Tyto gridy (obrázek 6-2) jsou nutné pro výpočet parametrů Clarkova UH.

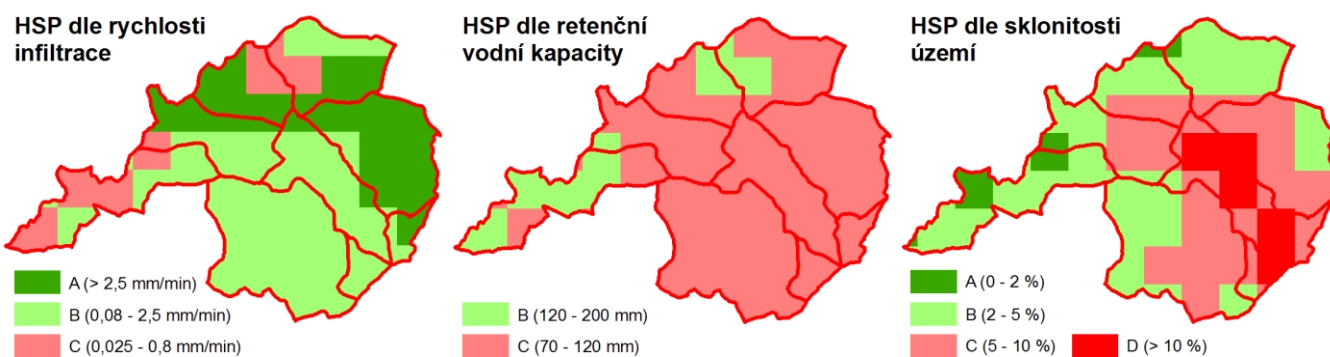
Obrázek 6-2: Rastry směru odtoku a akumulace vody generované v programu ArcGIS

Zdroj dat: ZABAGED, ČÚZK, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

6.1.2 Výpočet hodnot CN na základě vegetačního krytu a vlastností půd

Pro určení hodnot CN v rámci dílčích povodí jsou nutná data krajinného pokryvu a hydrologických skupin půd (HSP). Pro hodnocení vegetačního krytu byla využita databáze CORINE – Landcover z roku 2000 vytvořená analýzou družicových snímků. Vegetační kryt je členěn do cca 30 tříd, pro modelové území Chomutovky je zachycen na obrázku 3-7.

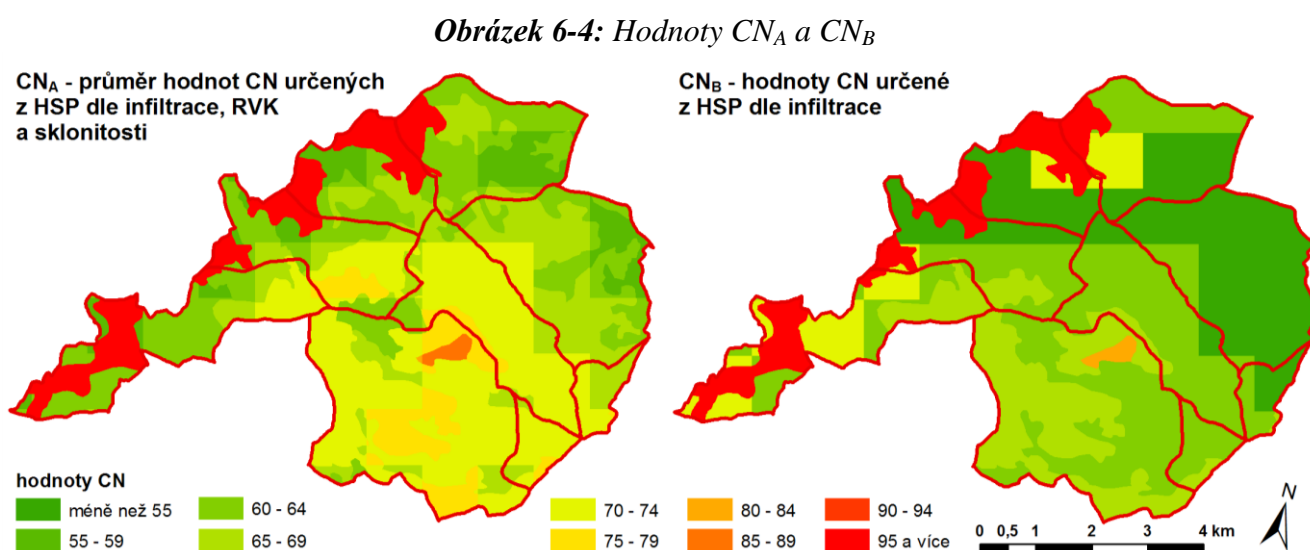
Zpracování informací o hydrologických charakteristikách půd je jedním z nejdůležitějších datových podkladů. Data HSP klasifikována podle jednotlivých charakteristik uvedených v kapitole 5.3.1 s využitím tabulky 5-4 byla poskytnuta Ing. Petrem Šerclm, Ph.D. v rozlišení 1x1 km² a souřadnicovém systému S-42.

Obrázek 6-3: Kategorizace HSP dle infiltrace, retenční vodní kapacity a sklonitosti území

Zdroj dat: Šercl, 2006, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

Po převedení do požadovaného souřadnicového systému S-JTSK, ve kterém jsou ostatní data (*Define Projection* a *Project*), a sloučením vrstvy HSP s vrstvou CORINE Landcover (*Union*) byla výsledná vrstva oříznuta dle povodí horní Chomutovky (*Clip*). Pro modelové území vznikly tři mapy HSP kategorizované dle rychlosti infiltrace, retenční vodní kapacity a sklonitosti území, viz. předchozí obrázek 6-3.

S použitím tabulky uvedené v příloze 1 byly jednotlivým polygonům přiřazeny hodnoty CN pro každou z klasifikací HSP. Poté byl spočítán průměr hodnot CN určených na základě předchozích tří kategorizací (CN_A), který je spolu s hodnotami CN dle infiltrace (CN_B) znázorněn na obrázku 6-4.



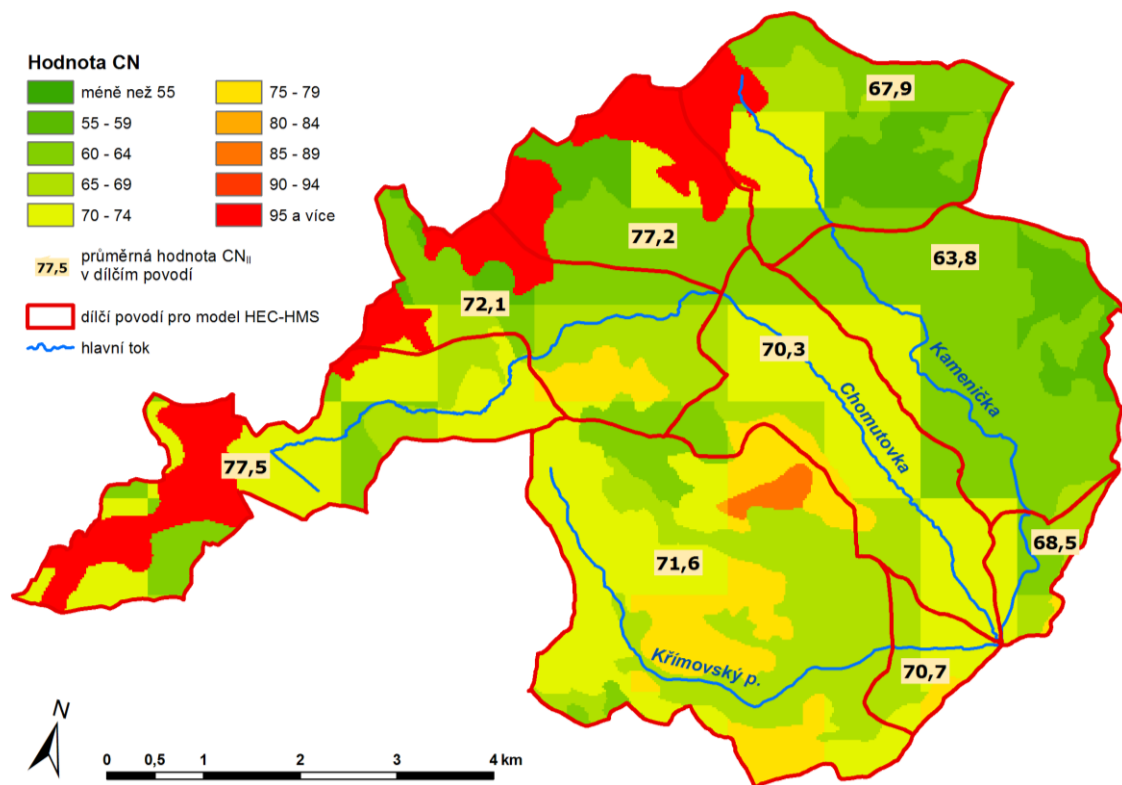
Zdroj dat: Šercl, 2006, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

Výsledná vektorová vrstva CN vznikla jako vyšší z hodnot CN_A a CN_B . Poté byla převedena do rasterové podoby (*Polygon to Raster*) a pomocí funkce *Zonal Statistic As Table* byly spočítány průměrné hodnoty CN pro dílčí povodí. Výsledný grid CN čísel je na následujícím obrázku 6-5. Hodnoty CN_I , resp. CN_{III} dle předchozího nasycení povodí spočítané (*Raster Calculator*) ze vzorců 5.7 a 5.8 pro období sucha, resp. vlhké období jsou uvedeny v příloze 4.

Z průměrných CN čísel pro dílčí povodí byla následně vypočítána dle vzorce 5.5 potenciální retence A v mm a z ní odvozena počáteční ztráta jako $0,2 \cdot A$. Tyto hodnoty byly pro jednotlivá povodí zadány v systému HEC-HMS jako parametry metody pro výpočet odtokové ztráty, viz. tabulka 6-1. Na základě průměrných CN čísel byla také spočítána potenciální retence

půdy S v palcích, což je proměnná nutná pro výpočet doby koncentrace povodí T_c (dle vzorce 5.14 a 5.15), jednoho z parametrů Clarkova UH.

Obrázek 6-5: Výsledné hodnoty CN_{II} s uvedením průměrných hodnot pro dílčí povodí



Zdroj dat: Šercl, 2006, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

Tabulka 6-1: Hodnoty parametrů zadané v systému HEC-HMS pro výpočet odtokové ztráty

Subbasin	Initial Abstraction (MM)	Curve Number	Impervious (%)
Chomutovka_1	14,8	77,5	0,0
Chomutovka_2	19,7	72,1	0,0
Chomutovka_3	15,0	77,2	0,0
Chomutovka_4	21,5	70,3	0,0
Kamenička_1	24,0	67,9	0,0
Kamenička_2	28,8	63,8	0,0
Kamenička_3	23,4	68,5	0,0
Křimovský_potok_1	20,2	71,6	0,0
Křimovský_potok_2	21,0	70,7	0,0

Zdroj dat: Šercl, 2006, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

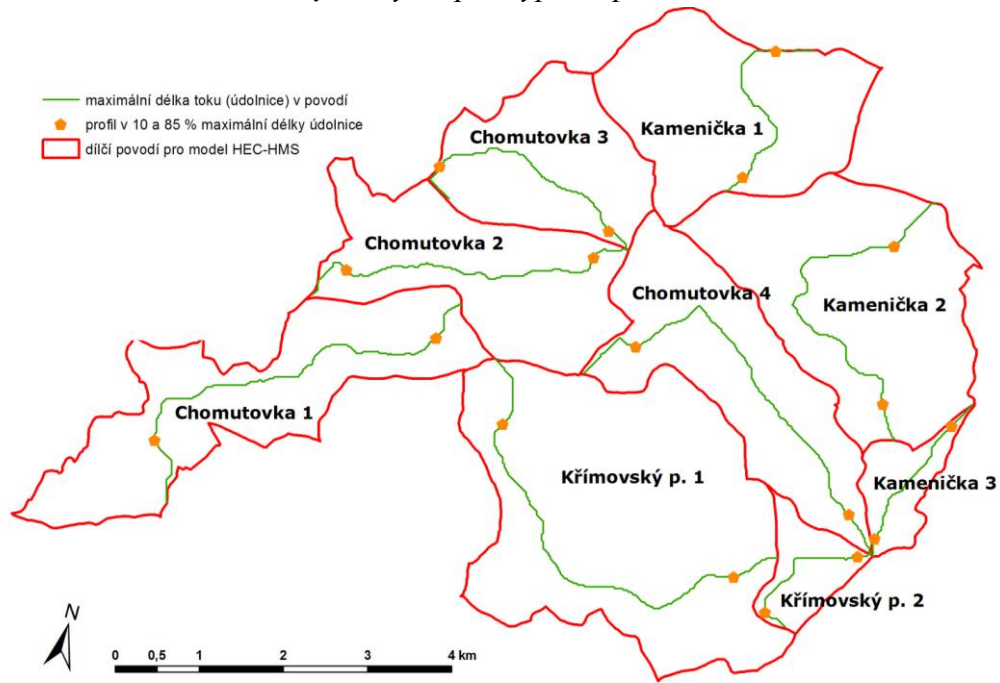
6.1.3 Výpočet parametrů Clarkova jednotkového hydrogramu

Parametry Clarkova UH, doba koncentrace T_c a retenční konstanta R_c jsou určeny dle vzorců 5.14 až 5.16. Některé z proměnných použitých v těchto vzorcích, jako sklonitost dílčích povodí Y [%] a potenciální maximální retence v palcích S byly již spočítány. Pro odvození hodnot ostatních proměnných byla využita extenze *ArcHydro Tools*. Zbývá dopočítat:

- maximální délku toku (údolnice) v povodí L ve stopách [ft]
- maximální délku toku (údolnice) v povodí L v mílích [mi]
- průměrný sklon ve stopách na míli S_{1085} [ft.mi⁻¹] mezi 10 až 85 % maximální délky údolnice

Na základě rastrů směru odtoku a akumulace vody (obr. 6-2) je možné pomocí funkce *Longest Flow Path* určit maximální délku toku v dílčím povodí, viz. obrázek 6-6. S využitím nástrojů *Construct 3D Line* a *Flow Path Parameters from 3D Line* jsou poté vytyčeny profily v 10 a 85 % maximální délky toku a pro 3D linie představujících maximální délky údolnic jsou spočítány požadované parametry. Důležitá je správná orientace vytvořené vrstvy údolnic odshora dolů, při špatném vygenerování je nutné tuto vrstvu editovat (funkce *Flip*).

Obrázek 6-6: Vrstvy nezbytné pro výpočet parametrů Clarkova UH



Zdroj dat: ZABAGED, ČÚZK, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

Dopočítané parametry doba koncentrace T_c a retenční konstanta R_c jsou spolu s hodnotami jednotlivých proměnných pro dílčí povodí uvedeny v následující tabulce.

Tabulka 6-2: Spočítané parametry Clarkova jednotkového hydrogramu

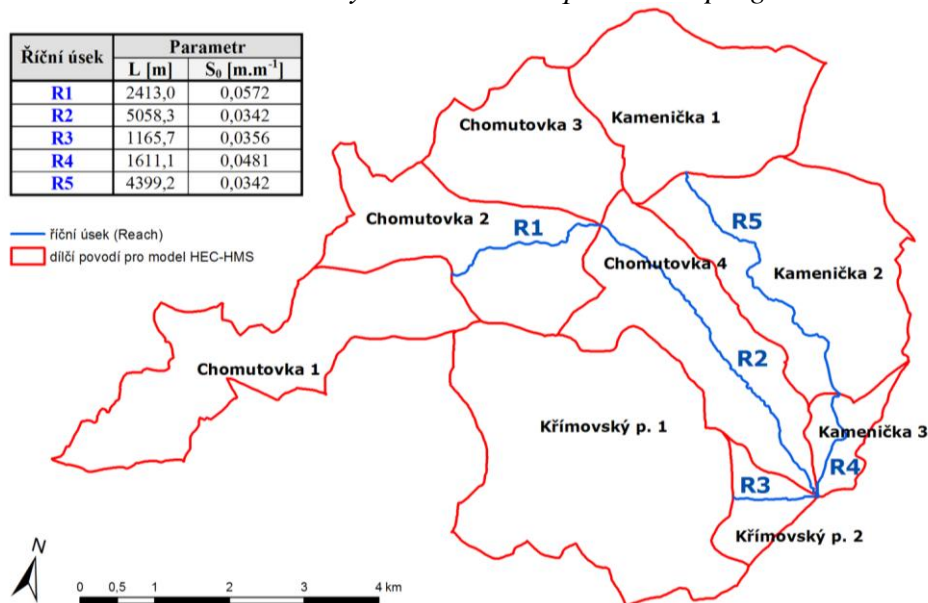
Dílčí povodí	Hydro ID	Parametr							
		S [in]	L [ft]	Y [%]	T_{lag} [hod]	T_c [hod]	L [mi]	S_{10-85} [ft.mi ⁻¹]	R_c [hod]
Chomutovka 1	1	2,91	18727	4,39	1,71	2,85	3,55	85,32	3,68
Chomutovka 2	2	3,87	14765	12,49	0,98	1,63	2,80	247,08	1,46
Chomutovka 3	3	2,94	11487	8,95	0,81	1,36	2,18	282,36	1,21
Chomutovka 4	6	4,23	18540	32,82	0,76	1,27	3,51	378,70	1,13
Kamenička 1	4	4,73	9864	5,92	1,15	1,92	1,87	137,33	2,03
Kamenička 2	7	5,67	16235	18,25	1,09	1,81	3,08	278,15	1,38
Kamenička 3	9	4,60	7686	30,99	0,41	0,68	1,46	632,72	0,56
Křímovský p. 1	5	3,97	20067	14,29	1,18	1,97	3,80	293,97	1,42
Křímovský p. 2	8	4,14	6904	30,23	0,35	0,59	1,31	659,90	0,52

Zdroj dat: ZABAGED, ČÚZK, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

6.1.4 Charakteristiky koryta






Charakteristiky koryta byly určovány pro jednotlivé úseky toku (*Reach*). Schéma modelového povodí v systému HEC-HMS je na obrázku 5-1, říční úseky jsou označeny jako R1 – R5. Některé parametry metody Muskingum-Cunge, délka říčního úseku L [m] a jeho sklon S_0 [m.m⁻¹] byly odvozeny pomocí programu ArcGIS.

Obrázek 6-7: Charakteristiky říčních úseků spočítané v programu ArcGIS



Zdroj dat: ZABAGED, ČÚZK, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

Tabulka 6-3: Vlastnosti jednotlivých úseků koryta

Úsek	Ø šířka dna [m]	Sklon břehů*	Vlastnosti dna a břehů	Koef. n	Foto
R1	2,2	0,8	Dno – kameny, občas balvany, štěrk Břeh a niva– tráva, kameny, jednotlivé stromy či pásy lesa	0,055	
R2	3,8	1,2	Dno – kameny, štěrk Břeh – kamenný pohoz i tráva, občas zpevněno zídka Niva – řídký les, travní podrost	0,045	
R3	1,0	1,0	Dno i břehy – zpevněné, převážně kamenná zídka	0,025	
R4	1,5	1,2	Dno – kameny, štěrk, písek, pod VD kamenná zídka Břeh – kameny, tráva, listí Niva – řídký les	0,040	
R5	1,3	0,8	Dno – kameny, štěrk, písek Břeh – kameny – občas zpevněné, tráva Niva – tráva, jednotlivé stromy	0,050	

* Sklon břehů je vyjádřen jako poměr horizontálního ku vertikálnímu směru

Zdroj: Autor, terénní průzkum

Vrstva říčních toků z databáze DIBAVOD byla rozsekána na požadované úseky toků a byl přidán atribut délka linie.

Pro výpočet sklonu S_0 byla z linií představujících říční úseky vytvořena bodová vrstva koncových bodů (*nodes*) těchto úseků pomocí funkce *Polyline to Point* v extenzi *ET GeoWizards*. Těm byla přiřazena hodnota nadmořské výšky na základě již vytvořeného rastrového digitálního modelu terénu (*Surface Spot*) a spočítán sklon úseků. Jednotlivé části toků spolu se zmíněnými charakteristikami jsou uvedeny na předchozím obrázku 6-7.

Vlastnosti reprezentativních profilů koryta byly určeny měřením laserovým sklonoměrem a průzkumem v terénu, stejně jako odhad Manningova koeficientu drsnosti n s využitím manuálu systému HEC-RAS. Tyto údaje, viz. tabulka 6-3, byly zaneseny do sestavovaného projektu, později je možné jejich hodnoty optimalizovat pro jednotlivé události.

6.2 ČASOVÉ ŘADY

Byly zpracovávány hlavně časové řady srážek a to průměrné hodnoty úhrnů srážek pro dílčí povodí (*mean aerial precipitation* - MAP) v hodinovém časovém intervalu. Srážky byly odvozeny z pozorovaných bodových srážek na srážkoměrných stanicích a pro některé události i z plošně spojitého měření meteorologického radaru Brdy - Praha, který operativně funguje od roku 2000. Srážkové údaje jsou jednoznačně nejvýznamnějším vstupem do hydrologických modelů a existence přesných a časově i prostorově distribuovaných srážek je pro správný výpočet modelu rozhodující (Daňhelka et al., 2002). Časové řady průtoků byly využity pro srovnání reálných pozorování a výsledků simulací jednotlivých vybraných povodňových událostí.

Výsledkem zpracování časových řad srážek a průtoků bylo vytvoření souborů *.dss uložených v databázovém systému HEC-DSS. Položky této databáze jdou jednoduše importovat do systému HEC-HMS.

Do databáze HEC-DSS byly vloženy srážkové úhrny a průtoky pro jednotlivé simulované události prostřednictvím programu HEC-DSSVue. V menu *Utilities* -> *Manual Data Entry* -> *Time Series* je nutné dle manuálu (Charley, 2005) vyplnit správně jednotlivá nastavení jako jsou časový krok, počáteční datum a čas, použité jednotky a především typ dat. Pro srážkové úhrny je potřeba zadat v poli C „PRECIP-INC“, pro průtoky „FLOW“, jako typ dat je nutné nastavit v případě srážek „PER-CUM“, pro průtoky „INST-VAL“, viz. následující obrázek 6-8.

Obrázek 6-8: Zadávání časových řad v prostředí HEC-DSSVue

Manual Time Series Data Entry

Pathname Parts

A: CHOMUTOVKA B: CHOMUTOVKA_1 C: PRECIP-INC

D: E: 1 HOUR F:

Pathname: /CHOMUTOVKA/CHOMUTOVKA_1/PRECIP-INC//1 HOUR//

Start Date: 11AUG2002 Units: mm

Start Time: 0:00 Type: INST-VAL

Paste

Manual Entry Automatic Generation

Ordinate	Date	Time	
2	11Aug2002	01:00	1
3	11Aug2002	02:00	1
4	11Aug2002	03:00	5

Plot Graphically Edit Save Cancel

Zdroj: databázový systém HEC-DSSVue

6.2.1 Zdrojová data

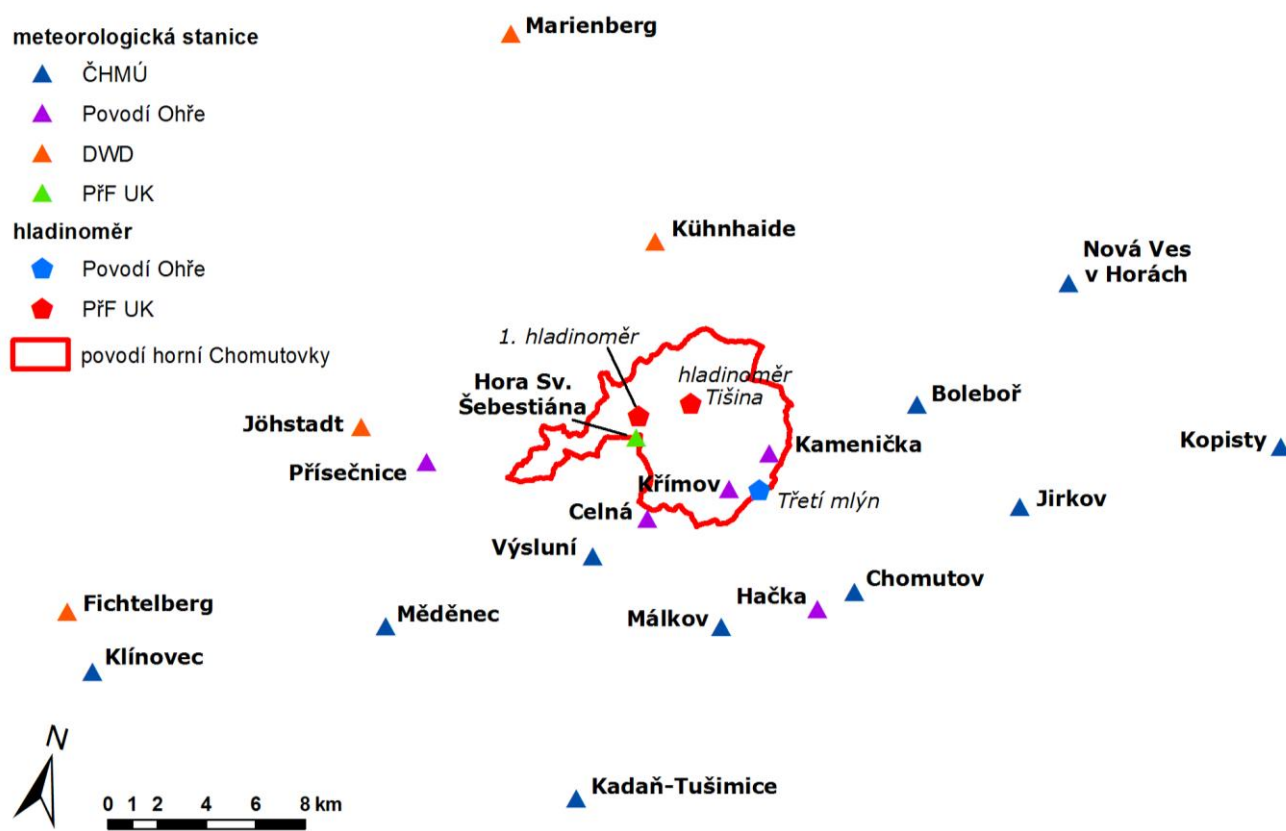
Jako zdrojová data pro zpracování časových řad srážek a průtoků byly použity datové podklady z Českého hydrometeorologického ústav (ČHMÚ), Povodí Ohře, státního podniku (POH), Deutscher Wetterdienst (DWD), případně vlastní měření ze stanic (hladinoměry, meteorologická stanice) instalovaných katedrou fyzické geografie a geoekologie PřF UK:

- denní úhrny srážek ze stanic Boleboř, Chomutov, Jirkov, Kadaň-Tušimice, Klínovec, Kopisty, Málkov, Měděnec, Nová Ves, Výsluní, Žatec (ČHMÚ), Celná, Hačka, Kamenička, Křímov, Přisečnice (POH), Fichtelberg, Jöhstadt, Künheide (DWD),
- hodinové úhrny srážek ze stanic Nová Ves v Horách (ČHMÚ), Celná, Kamenička, Křímov, Přisečnice (POH), Hora Sv. Šebestiána (katedra fyzické geografie),
- desetiminutové srážkové úhrny ze stanice Marienberg (DWD),

- data z radaru Brdy - Praha – radarové odhady hodinových úhrnů srážek, adjustované úhrny srážek, kombinace adjustovaných dat z radaru a srážkoměrů (ČHMÚ),
- průměrné denní a hodinové průtoky z limnigrafické stanice Třetí mlýn (POH),
- průměrný denní odtok (pro září 2007 hodinový odtok) z vodní nádrže Křímov (POH),
- desetiminutové vodní stavy z hladinoměru instalovaných na Chomutovce (katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK).

Časové řady byly poskytnuty pro různá časová období. Nejvíce konzistentní data srážek i průtoků v denním kroku byla k dispozici mezi lety 1995 – 2005. Dále byla data poskytnuta pro vybrané hydrologické události a to denní či hodinové srážkové úhrny, jsou-li na meteorologické stanici měřeny, hodinové průtoky a radarové odhady srážek. Problematikou radarových měření se blíže zabývá kapitola 7.3. Data ze stanic katedry fyzické geografie v povodí Chomutovky jsou k dispozici až od roku 2007. Umístění jednotlivých stanic (srážkoměrné stanice, hladinoměry) je patrné z následujícího obrázku.

Obrázek 6-9: Poloha měřících stanic vzhledem k modelovému povodí



Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD, Katedra fyzické geografie PřF UK

6.2.2 Potenciální chyby dat, kontrola platnosti a doplnění časových řad

Problém se vstupními časovými řadami pro použití v hydrologickém modelu může nastat, jsou-li data nekonzistentní, nepřesná či neúplná. Proto byla před jejich zpracováním provedena jejich kontrola. Chyby vstupních časových řad je možné shrnout do dvou kategorií:

- 1) Nahodilé chyby, které lze vyloučit použitím některé z kontrolních procedur, jako jsou např. analýza využívající podvojných součtových čar (*Double Mass Analysis*), součtová křivka reziduálů (*Residual Mass Curve*), víceprostorová analýza časových řad (*Multiscale Time Series Analysis Tool*) či clusterová analýza (Daňhelka et al., 2002). Chyby lze také v některých případech eliminovat vizuální kontrolou.
- 2) Systematické chyby měření, např. při špatném umístění srážkoměru. Problémem bývá měření extrémních intenzit srážek, určité chyby vznikají rovněž tím, že nejsou rozlišovány srážky měřené na plochách s vegetací a bez ní (Jeníček, 2008a).

Pro odhalení nahodilých chyb byly poskytnuté časové řady nejprve graficky zobrazeny. Ověření homogenity srážkových dat bylo provedeno s použitím metody podvojných součtových řad (DMA). Analýza používá podvojně součtové křivky k odhalení možných nehomogenit sledované a kontrolní časové řady, které jsou indikovány zlomem čáry. Porovnávány byly vždy dvě sousední srážkoměrné stanice. Pro data zaznamenávaná v hodinovém kroku a nižším byly při kontrole jako směrodatné údaje brány průměrné denní hodnoty.

Dalším problémem bylo doplnění chybějících dat, např. při výpadku měření. Hodnoty pro určitou stanici byly doplněny na základě korelace se sousední stanicí, která vykazuje nejvyšší závislost. Míra závislosti stanic byla vypočtena pomocí Pearsonova koeficientu korelace. Chybějící hodnoty měření na určité stanici y byly dopočítány z rovnice:

$$y = a \cdot x + b \tag{6.1}$$

kde a je směrnice, b posunutí přímky a x hodnota měření na sousední stanici. Koeficienty přímky byly odvozeny lineární regresi (metoda nejmenších čtverců).

6.2.3 Srážkové řady

Cílem zpracování srážkových dat byla modifikace časového kroku, kdy byly upraveny denní hodnoty na hodinový interval, a převedení bodových měření na plošné pro dílčí povodí.

6.2.3.1 Prostorové rozložení

Prostorové rozložení srážek, plošné interpolace a výpočet MAP jsou předmětem následující kapitoly 7, kdy byly použity různé metody prostorové interpretace s uvedením jejich nedostatků. S problematikou chyb prostorové distribuce srážek souvisí rovněž hustota srážkoměrné sítě, která zásadně ovlivňuje výsledky simulací. V povodí se nachází pouze dvě stanice s delší řadou historických dat (obrázek 6-9). Do budoucna bude vhodné využít i data z nově instalovaného automatického srážkoměru Hora Svatého Šebestiána. Pro interpolace srážek regionálního charakteru je hustota stanic poměrně dostačující (v ČR je to asi 1 stanice na 79 km²), pro záznam srážek přívalových je však vhodná síť stanic s minimálně jedním srážkoměrem na 1 km² (Daňhelka et al., 2002). Zejména v takovýchto případech je pak vhodné použít odhady úhrnů srážek na základě měření meteorologického radaru. Radarové odhady dávají dobrou představu o prostorovém rozložení srážek, jsou však zatíženy řadou chyb (kapitola 7.3).

6.2.3.2 Úprava časového kroku

Pro epizodní srážko-odtokové simulace na modelovém povodí je nezbytné určit MAP s hodinovým krokem, jelikož k odtokové odezvě povodí na příčinnou srážku dochází v řádu hodin. Údaje o hodinových (resp. 10-minutových) úhrnech jsou k dispozici pro vybrané epizody pouze ze stanic Celná, Kamenička, Křimov, Přísečnice, Marienberg (1995-2003), Nová Ves v Horách (od r. 2005), případně Hora Sv. Šebestiána (od r. 2007), přičemž občas jsou data neúplná, či pro zvolenou událost chybí na určité stanici celá časová řada. Pro ostatní stanice (obrázek 6-9) byla dostupná denní data. Sumy radarových odhadů srážek byly k dispozici v hodinovém intervalu pro modelované epizody od roku 2000.

Pro simulace událostí, kdy nebyla dostupná radarová data, jsem vycházela z toho, že denní rozložení srážek na určité stanici je víceméně podobné dennímu rozložení na nejbližší srážkoměrné stanici s hodinovým měřením. Nejbližší stanice byla určena v prostředí ArcGIS pomocí metody Thiessenových polygonů (*Create Thiessen Polygons*). Pro stanice měřící v hodinovém kroku byly spočítány pro každou hodinu váhy jako poměr hodinového a celkového denního úhrnu. Hodinová intenzita srážky na určité stanici je výsledkem násobku denního úhrnu srážek a příslušné váhy na nejbližší stanici s hodinovým měřením. Nedokonalost metody se nejvíce projeví při krátkodobých přívalových deštích v důsledku silné konvekce, které mají

omezenou územní platnost. Byl testován ještě výpočet hodinových vah na základě průměrného denního hyetogramu ze všech stanic měřících v hodinovém intervalu. Tímto způsobem jsou ale vypočtené hodnoty hodinových intenzit příliš shlazené, pokud jsou na stanicích s hodinovým krokem měřeny maximální úhrny srážek v rozdílnou dobu.

Pro období, kdy byly k dispozici radarové odhady srážek, jsem rozdělil do kratšího intervalu provedla s využitím těchto dat, konkrétně poskytnutých podkladů kombinace adjustovaných dat z radaru a srážkoměrů. Analogicky jako v předchozím případě byly spočítány pro každou hodinu váhy a to pro bodové srážky odvozené z radarového měření vztahující se k radarovému pixelu, ve kterém se nachází příslušná srážkoměrná stanice. Na základě těchto vah byly posléze průměrné denní srážky na stanici rozděleny na hodinové intenzity.

Pro identifikaci radarových pixelů, které náleží příslušné stanici, a vytvoření časových řad radarových srážkových úhrnů pro konkrétní událost byl napsán skript v jazyku Python. K tomu bylo využito několik funkcí z programu ArcGIS, hlavně *Zonal Statistic as Table* (nástroj *Spatial Analyst*) pro hodnotu úhrnu v konkrétním pixelu a *Join Field* (nástroj *Data Management*), který umožňuje spojení jednotlivých sloupců tabulky. Část skriptu je uvedena na obrázku 6-10.

Obrázek 6-10: Ukázka části skriptu pro tvorbu časových řad srážkových úhrnů v konkrétních pixelech rastru radarových odhadů srážek

```

rasters = gp.ListRasters("07*", "GRID")
for raster in rasters:
    print "Nacitam raster: "+raster;

    gp.ZonalStatisticsAsTable_sa(stanice_vstup, "STANICE", raster, zonal_stat_output, "DATA")
    gp.MakeTableView_management(zonal_stat_output, zonal_stat_view, "", "", Field_Info)
    zonal_stat_sel2 = zonal_stat_sel + raster[:-4]
    gp.copyrows(zonal_stat_view, zonal_stat_sel2)

test_zapis = "zone_stanice.dbf"
tables = gp.ListTables("stat*")

for table in tables:
    print 'Vytvarim sloupec ', "N"+table[-9:];

    novy_sloupec = "N"+table[-9:] # [-8]
    gp.AddField_management(test_zapis, novy_sloupec, "FLOAT") # defi
    gp.JoinField_management(test_zapis, "ZONE_CODE", table, "ZONE-CODE", "MEAN") # spoj
    gp.CalculateField_management(test_zapis, novy_sloupec, "[MEAN]", "VB", "") # prek
    gp.deletefield(test_zapis, "MEAN") # maza
    gp.delete_management(table) # odst

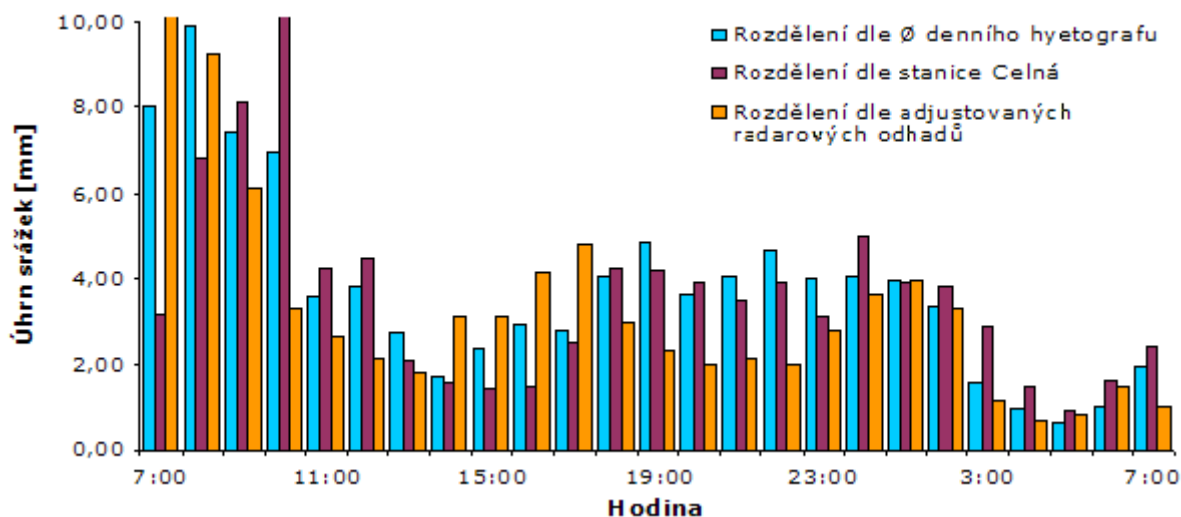
```

Zdroj: Autor, napsáno v programovacím jazyku Python

Pozemní srážkoměrná měření a objemová měření meteorologického radaru v jisté výšce nad povrchem převedené na plošnou srážku mají proměnlivou plošnou reprezentativnost a proto je při jejich využití nezbytná opatrnost (Sokol et al., 2003). Uvedený postup se však pro úpravu

časového kroku jeví jako nejvhodnější. Na obrázku 6-11 jsou zachyceny rozdíly v hodinových úhrnech vypočtených na základě výše uvedených způsobů pro stanici Výsluní ze dne 12. 8. 2002.

Obrázek 6-11: Hodinové úhrny srážek na stanici Výsluní vypočtené pro den 12. 8. 2002



Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

6.2.4 Průtoky

6.2.4.1 Odvození počátečního základního odtoku

Při použití metody exponenciálního poklesu (*Baseflow Model*) je nutné stanovit počáteční základní odtok jako hodnotu dlouhodobého průměru. Tento odtok byl odvozen dle postupu uvedeného Jeníčkem (2008b), který je stručně popsán v kapitole 5.3.3. Pro definování bezesrážkových období byla využita řada průměrných denních srážkových úhrnů mezi hydrologickými lety 1995 – 2005 ze stanice Křímov. Poté byly nalezeny příslušné minimální hodnoty průměrných denních průtoků ve stanici Třetí mlýn, spočítána střední hodnota a dle velikosti dílčích povodí vypočítány příslušné hodnoty počátečního základního odtoku (tab. 6-4).

Tabulka 6-4: Hodnota počátečního základního odtoku v dílčích povodích

Povodí	Plocha [km ²]	Q _Z [m ³ .s ⁻¹]	Povodí	Plocha [km ²]	Q _Z [m ³ .s ⁻¹]
Chomutovka 1	5,95	0,012	Kamenička 2	7,05	0,014
Chomutovka 2	4,84	0,009	Kamenička 3	1,05	0,002
Chomutovka 3	3,73	0,007	Křímovský p. 1	10,54	0,020
Chomutovka 4	5,26	0,010	Křímovský p. 2	1,12	0,002
Kamenička 1	5,36	0,010	celé povodí	44,89	0,087

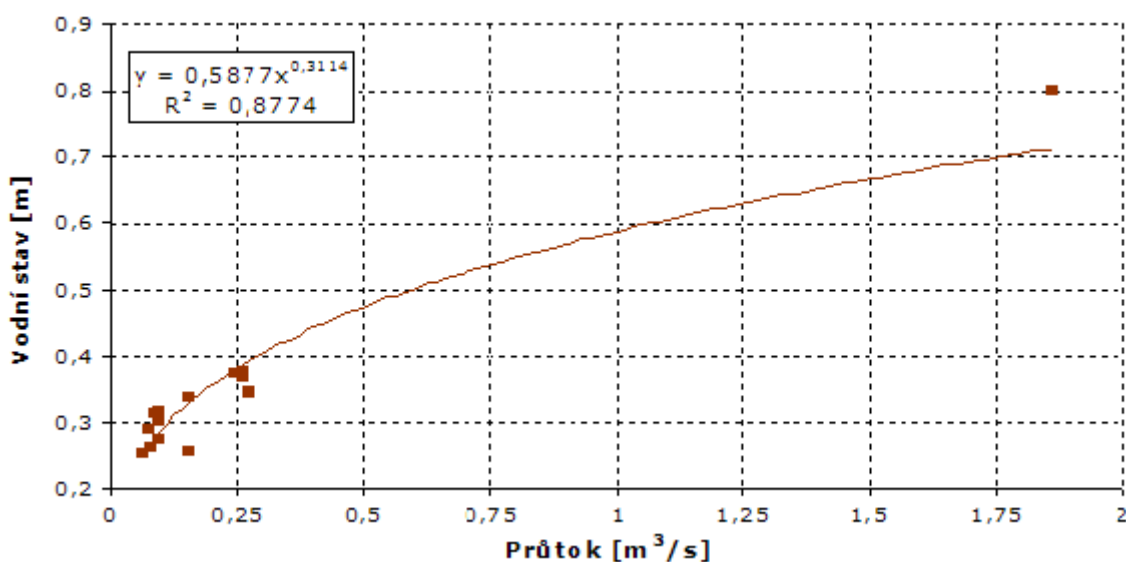
Zdroj dat: Povodí Ohře

6.2.4.2 Využití časových řad průtoků při kalibraci modelu

Časové řady průtoků jsou dále důležité při kalibraci modelu, kdy slouží jako srovnávací hydrogram pro výsledky simulace. Kvůli rozkolísanosti průtoků při povodňových stavech je vhodné použít data v hodinovém, případně nižším intervalu. Pro srovnání reálného a výsledného modelovaného hydrogramu byla využita data ze stanice Třetí mlýn.

Jako doplňková data bylo možné pro srovnání výsledků některých simulací modelu ve vrcholové části povodí využít ještě měření z hladinoměru PřF UK (poloha viz. obrázek 6-9). Jelikož ale neexistuje příliš mnoho měření průtoků při zvýšených vodních stavech, musí být konsumpční křivka pro povodňové situace extrapolována. Vztah mezi vodními stavy a průtoky pro 1. hladinoměr je zobrazen v následujícím grafu.

Obrázek 6-12: Konsumpční křivka pro 1. hladinoměr



Zdroj dat: Katedra fyzické geografie PřF UK, vlastní měření

Měření průtoků pro hladinoměr Tišina není zatím dostatek, tento přístroj byl uveden do provozu až počátkem října 2007. Na základě dosavadních dat však byla určena (Jeníček) určitá závislost průtoků mezi místem 1. hladinoměru (x) a Tišinou (y) jako

$$y = 2,6317x - 0,0127 \wedge R^2 = 0,9721. \quad (6.2)$$

7. METODY PROSTOROVÉHO ROZLOŽENÍ SRÁŽEK

Atmosférické srážky jsou výhradním tvůrcem odtoku především v teplé části roku ve zdrojových oblastech povodí, jakou je i modelové území horní Chomutovky. Proto jsou prostorově distribuované srážky jedním z hlavních vstupů do systému HEC-HMS, jejich přesnost významně ovlivňuje výsledky modelu. Na následujících stránkách je podán přehled metod využitých pro určení plošných srážek, ať už jde o interpolační techniky či radarové odhady srážek a jejich adjustace, a způsob a výsledky zpracování prostorového rozložení srážek pro jednotlivé události vybrané pro simulace. Rozložení srážek je počítáno v rámci větší oblasti Krušných hor.

7.1 PROSTOROVÁ PROMĚNLIVOST SRÁŽEK

7.1.1 Vliv orografie

Odvození plošných srážek je přes zhuštění srážkoměrné sítě v některých oblastech a měření meteorologického radaru stále zatíženo velkou nejistotou kvůli prostorové proměnlivosti srážek a regionálním odlišnostem (Šercl, 2008). V ideálním případě by při výpočtu měla být zohledněna nadmořská výška, sklon a expozice svahů vůči převládajícímu směru větru a především typ srážky. Orografie hraje roli hlavně v případě orograficky zesílených regionálních dešťů, tj. několikahodinových až několikadenních srážkových period, které mohou být přerušeny bezesrážkovým obdobím. Přispívá také k jejich trvalosti. Podporuje výstupné pohyby nad přehřátými svahy, což ovlivňuje četnost výskytu srážek konvekčního typu. Je vhodné ji zahrnout při interpolaci srážkových úhrnů za delší dobu, jako tomu bylo při určení rozložení průměrných ročních srážkových úhrnů v modelovém povodí (obrázek 3-9).

V případě hodinových úhrnů srážek, které byly zpracovávány pro potřeby modelu, nemá orografie zásadní vliv. Tématem závislosti úhrnů srážek na nadmořské výšce pro kratší časové intervaly se zabývalo pouze několik autorů, např. Bližňák (2007, 2008). Bylo zjištěno, že vliv nadmořské výšky je pro hodinový interval patrný spíše v nižších polohách (do 600 m n. m.), záleží ale na mikroklimatu oblasti a konfiguraci terénu. Roli hraje rovněž intenzita deště, při rostoucím prahu se závislost úhrnů srážek na nadmořské výšce ztrácí a to již při intenzitách nad 10 mm v případě konvekčních srážek. Z tohoto důvodu nebyla orografie při interpolaci hodinových bodových srážek do použitých metod zahrnuta.

7.1.2 Typ srážek

Vliv na kvalitu vypočteného pole prostorového rozložení srážek má rovněž jejich typ. Deště regionální (trvalé, stratiformní typ srážek), vypadávají z oblaků druhu nimbostratus (Ns) či altostratus (As). Zasahují větší území (tisíce km²) a mají delší dobu trvání v řádu několika hodin až několika dní, tato perioda může být přerušena obdobím beze srážek. Intenzita deště je poměrně stálá, ale nižší než v případě konvekčních srážek. Tento typ srážek vzniká před teplou frontou, v oblasti studené fronty 1. druhu, v teplém sektoru cyklóny či v oblasti výškové brázdy nebo výškové cyklóny (Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993).

Při výpočtu plošné srážky stratiformního typu je tudíž pravděpodobné, že srážky zasáhly celé nebo velkou část hodnoceného území, úhrny naměřené na jednotlivých stanicích jsou reprezentativní pro široké okolí stanice. Dále se dá předpokládat, že v oblasti, kde se nevyskytují pozemní měření, nespady výrazně odlišné srážkové úhrny. Použité interpolační techniky proto v tomto případě mohou poměrně dobře reprezentovat skutečné prostorové rozložení srážek.

Druhým typem srážek jsou srážky konvekční, vypadávající z kupovitých oblaků, v našich podmínkách jde o druh cumulonimbus (Cb). Vyznačují se krátkou dobou trvání v řádu desítek minut až hodin, vysokými intenzitami a omezeným územním rozsahem. Spuštění konvekce podmiňuje mnoho vlivů jako např. terénní a povrchové efekty, tepelné toky či advekční vlivy.

Srážky tohoto typu jsou jednou z forem počasí doprovázející jev označovaný jako konvektivní bouře (*convective storm*), což je obecný termín pro souhrn konvekčních procesů a jevů, které probíhají při vývoji vertikálně mohutných, srážkových oblaků druhu Cb (Řezáčová et al., 2007). Rozlišujeme různé kategorie konvektivních bouří, základem všech je konvekční cela obsahující oblast vzestupného proudu (*updraft*) a následné kompenzační sestupné proudění (*downdraft*). Z hlediska srážkového se tyto kategorie liší intenzitou úhrnů, délkou životního cyklu i ovlivněným územím. Jednoduché cely mají obvykle životní cyklus maximálně 1 hodinu, neprodukují v porovnání s ostatními silné srážkové úhrny, plošný rozsah je okolo 5-10 km. Multicely (typy *multicell cluster*, *squall line*) tvoří uspořádané soustavy cel z hlediska prostorového uspořádání, vývoje i doby trvání, vliv na délku života má především stříh větru. Supercely jsou neobvykle silné a dlouho trávající konvektivní bouře, které regenerují.

Z uvedeného vyplývá, interpretace prostorového rozložení tohoto typu srážek na základě pozemního měření může být zatížena mnoha chybami. Výpočet srážky v určitém místě (pixelu)

je v případě většiny použitých metod ovlivněn hodnotami z určitého počtu okolních stanic. Konvekční cela má omezený územní rozsah a její střed s maximální intenzitou deště se může vyskytnout v oblasti bez pozemních měření. Naopak může dojít k případu, že v místě nízkým úhrnem srážek bude vypočtena vyšší intenzita deště v důsledku vysokých hodnot naměřených na některých stanicích. Dá se tedy předpokládat, že výrazně přesnější představu o rozložení srážek tohoto typu bude poskytovat informace z meteorologického radaru.

7.2 VÝPOČET PLOŠNÉ SRÁŽKY NA ZÁKLADĚ POZEMNÍCH MĚŘENÍ

Pro určení pole prostorového rozložení srážek z dat naměřených na srážkoměrných stanicích byly použity tři interpolační nástroje (*Inverse Distance Weighted – IDW*, *Kriging* a *Topo to Raster*) a postup využívající Thiessenových polygonů. Pro představu je v rámci každé metody zobrazena mapa rozložení srážek pro 12. 8. 2002 v 8 hodin (obr. 7-2, 7-4, 7-6 a 7-7).

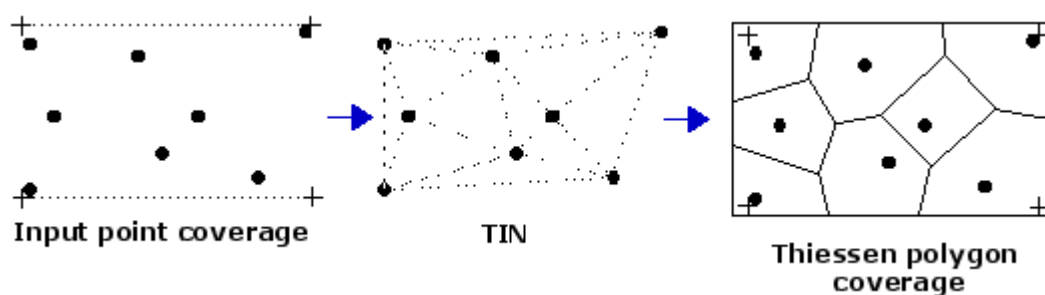
Interpolace je určitý proces, při kterém jsou pro zadané body prostoru dopočítávány neznámé hodnoty určitého atributu na základě známých hodnot ze souboru okolních bodů, přičemž generovaný povrch by měl být spojitý. K tomu je využita určitá matematická funkce. Interpolační metody rozdělujeme na lokální a globální. Lokální techniky uvažují pouze nejbližší body, globální naopak derivují povrch na základě všech bodů najednou, výsledky proto bývají více shlazené, což není v případě použitých dat příliš optimální. Při rozdělení interpolačních metod se dále vychází z toho, zda zachovávají původní naměřené hodnoty či dochází v místech, kde je známá hodnota proměnné, k jejich vyhlazení. Exaktní interpolační metodou je z použitých technik metoda inverzních vzdáleností (IDW), aproximačními metodami pak zbylé dvě. Správnost výsledku použité metody záleží kromě přesnosti známých proměnných také na počtu a prostorovém rozložení bodů, ze kterých je funkce počítána.

7.2.1 Metoda Thiessenových polygonů

Metoda Thiessenových polygonů, označovaná někdy jako Voronoiovy polygony, je jednou z nejpoužívanějších teselací v geoinformatice. Teselací se rozumí proces optimálního rozdělení množiny bodů 2D či 3D prostoru na takové oblasti (buňky) tak, aby platilo, že sjednocením všech oblastí vznikne souvislá množina v prostoru, v každé oblasti leží právě jeden bod a libovolné dvě oblasti mají společnou nejvýše jednu hranu (Bayer, 2008).

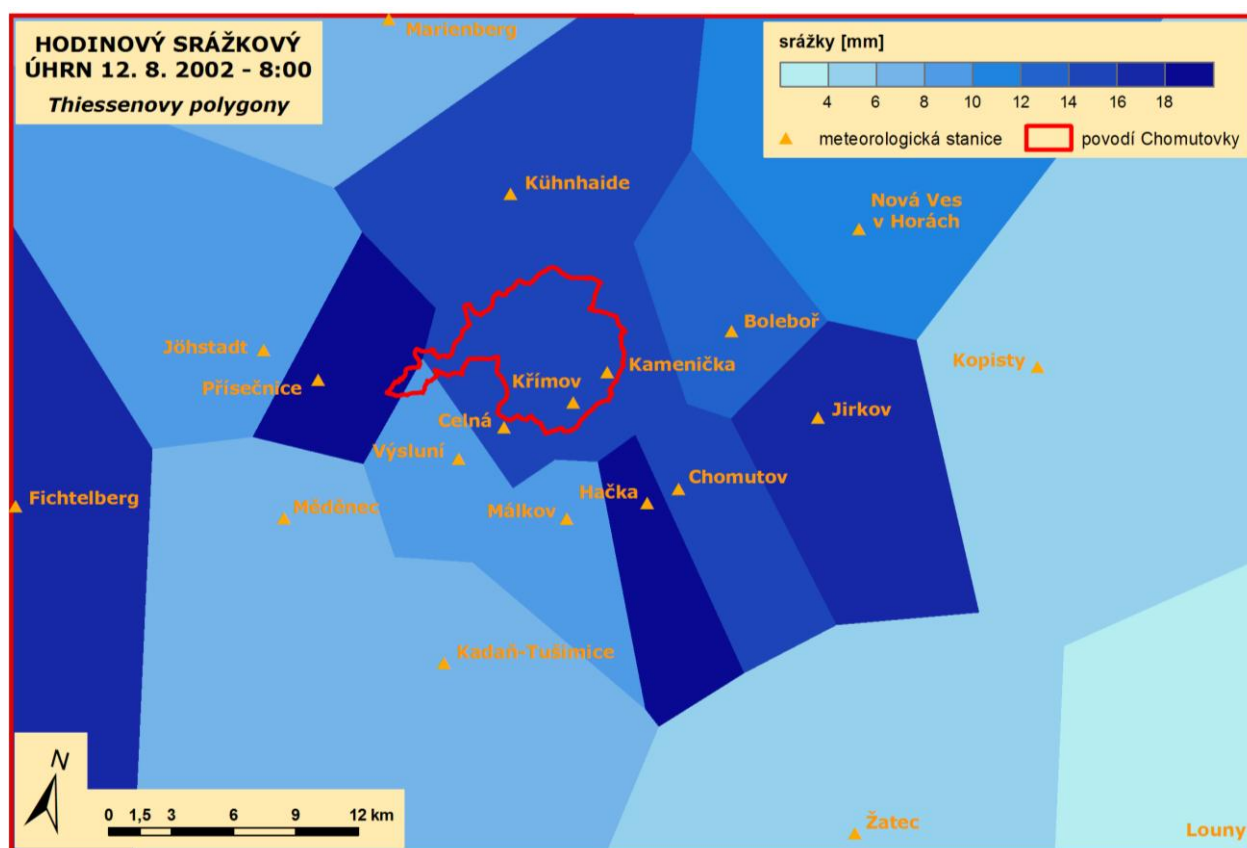
Metoda tak bere v úvahu vzdálenost dopadu srážky od srážkoměrné stanice. Každé stanici je přiřazena určitá plocha taková, že každý bod náležející této ploše je blíže k odpovídající stanici než k jakékoli jiné stanici. Pro představu je postup tvorby Thiessenových polygonů uveden na obrázku 7-1. Průměrná srážka v dílčím povodí byla vypočtena jako vážený průměr srážkových úhrnů na jednotlivých stanicích, přičemž vahou je plocha průniku příslušného Thiessenova polygonu s povodím.

Obrázek 7-1: Tvorba Thiessenových polygonů



Zdroj: ArcGIS Desktop Help 9.3

Obrázek 7-2: Rozložení srážek ve středních Krušných horách 12. 8. 2002 - 8:00 (Thiessen)



Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

Dle Daňhelky et al. (2002) je metoda vysoce objektivní pro delší pozorované období, protože s rostoucí délkou pozorování umožňuje postupné zpřesňování vah stanic. Není však příliš flexibilní a nezohledňuje orografii, tedy nadmořskou výšku, srážkový stín, aj. Generované srážkové úhrny rovněž nejsou spojitě (viz. předchozí obrázek 7-2), což neodpovídá realitě.

7.2.2 Metoda inverzních vzdáleností (*Inverse Distance Weighted*)

Metoda inverzních vzdáleností (IDW, *Inverse Distance Weighted*) využívá pro interpolaci váženého lineárního průměru. Jde o deterministickou metodu, jelikož váha w_i použitá ve výpočtu je závislá jen na vzdálenosti míst měření k jednotlivým bodům s predikovanou hodnotou. Odhad srážkového úhrnu v určitém bodě p_{est} je založen na vztahu (Hwang et al., 2004):

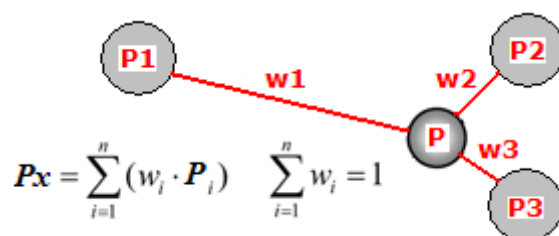
$$p_{est} = \sum_{i=1}^N w_i \cdot p_i, \text{ přičemž váhový koeficient je } w_i = \frac{1}{d_i^k}, \quad (7.1, \text{ resp. } 7.2)$$

$$\sum_{j=1}^n \frac{1}{d_j^k}$$

kde n je počet stanic použitých pro interpolaci, d_i vzdálenost mezi místem odhadu a i -tou stanicí měřící úhrn srážek p_i , d_j je vzdálenost mezi místem odhadu a ostatními pozorováními j . Konstanta k značí sílu váhy, nejčastěji se používá hodnota 2, kdy je metoda označována jako *Inverse Distance Squared*. Mocnina 2 byla rovněž použita při výpočtech.

Srážkový úhrn v určitém místě je počítán z hodnot měřených na stanicích, které leží ve zvoleném okolí od interpolovaného bodu. Typ okolí může být dán buď pevným poloměrem, případně je možné zvolit proměnnou velikost okolí. Ve druhém případě je specifikován počet stanic, které jsou pro interpolaci nutné. Pro názornost je princip IDW uveden na následujícím obrázku.

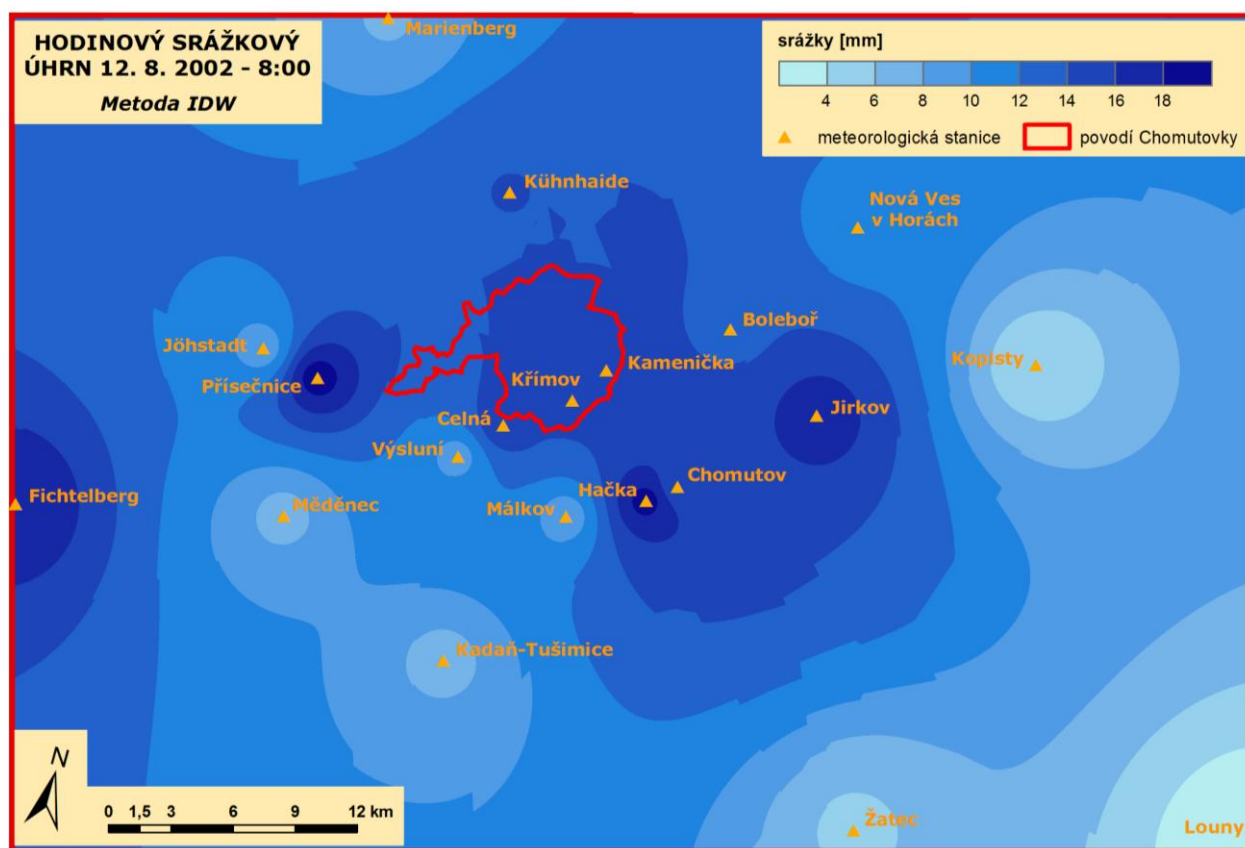
Obrázek 7-3: Princip IDW



Zdroj: Autor

Uvedená technika lze použít pro jevy, jejichž změny jsou identifikovatelné na územích menšího rozsahu, tudíž může být v určitých případech vhodnější pro určení prostorového rozložení konvekčních srážek než ostatní použité metody. Zachovává naměřené hodnoty, na druhé straně kvůli tomu, že jim přisuzuje absolutní váhu, dochází kolem srážkoměrných stanic k vytváření koncentrických izolinií („bull-eyes“) jak je patrné z obrázku 7-4. Tato oka rozhodně nevystihují distribuci srážkových úhrnů stratiformního typu.

Obrázek 7-4: Rozložení srážek ve středních Krušných horách 12. 8. 2002 - 8:00 (IDW)



Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

7.2.3 Ordinary Kriging

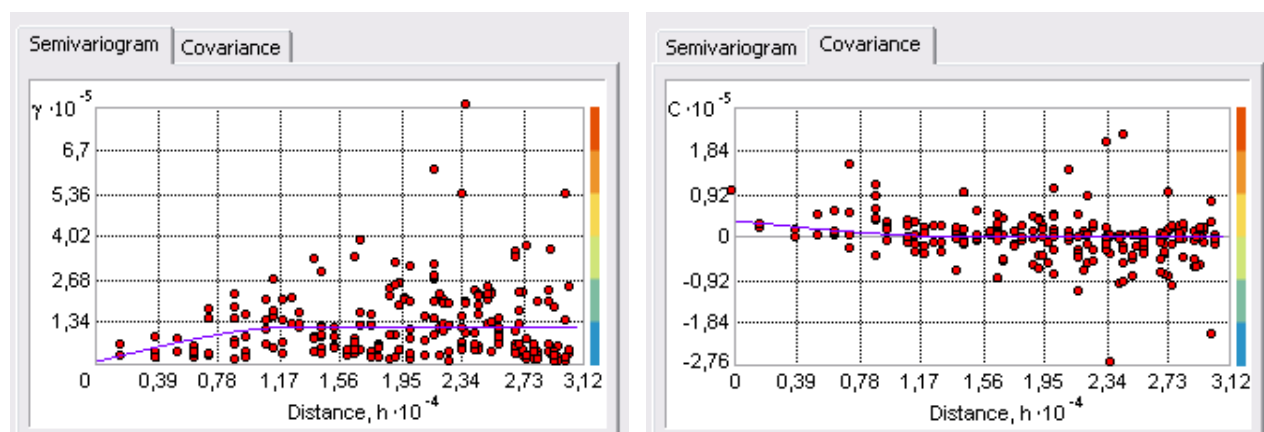
Metoda *Kriging* je rovněž založena na odhadu velikosti váhového koeficientu a pro výpočet hodnoty v určitém bodě využívá rovnici 7.1. Jedná se však o geostatistickou metodu odhadu, která nezachovává původní hodnoty, ale provádí jejich vyhlazení. Předpokládá, že variabilita souboru hodnot je příliš nepravidelná na to, aby mohla být modelována matematickými funkcemi. Proto je váhová funkce závislá nejen na vzdálenosti jako je tomu

v případě IDW, ale i na autokorelačních vazbách v souboru měření. Odhad je počítán na základě vážených lineárních průměrů a pro každé místo je soustava vah optimalizována tak, aby výsledný rozptyl odhadu byl co nejmenší. Základem je nalezení průměrné hodnoty změn v závislosti na změně vzdálenosti mezi jednotlivými měřeními. Metoda včetně vzorců je blíže popsána v literatuře (např. Sokol et al., 2003, Hwang et al., 2004) či v elektronické příručce k programu ArcGIS (ArcGIS Desktop Help 9.3). Váha w je počítána s použitím vektoru kovariance^[1] mezi odhadovaným bodem a okolními stanicemi D a matice kovariance mezi všemi pozorovanými stanicemi C jako (Hwang et al., 2004):

$$w = C^{-1}D. \quad (7.3)$$

Prostorová variance počítané hodnoty (v mém případě srážek) je určena experimentálním variogramem (semivariogramem), který je vytvořen na základě výpočtu kovariance pro všechny pozorované body ve specifikované vzdálenosti. Tento graf je poté proložen určitou matematickou funkcí. Ukázka semivariogramu a kovariance je na následujícím obrázku 7-5.

Obrázek 7-5: Ukázka semivariogramu a odpovídající kovariance



Zdroj: Autor, vytvořeno v programu ArcGIS 9.3

Existuje několik typů krigování jako například *Simple Kriging*, kdy je předpokládána znalost průměrné hodnoty odhadované veličiny, která je v souboru hodnot konstantní. V případě *Ordinary Krigingu*, který byl použit při výpočtech, je trend rovněž konstantní, pouze průměrná hodnota není známa. Dále existují *Universal* či *Indicator Kriging*, kde je předpokládán lineární

^[1] Kovariance je dle Wikipedie střední hodnota součinu odchylek dvou náhodných veličin X, Y od jejich středních hodnot.

trend či jiná funkce. Nutné je rovněž zvolit jednu z řady matematických funkcí pro napasování na určený semivariogram, v případě metody *Ordinary Kriging* je možné použít např. lineární, exponenciální či sférický model, který byl nakonec vybrán. Vhodné je určit jeho parametry – horní limitu variance (*sill*), rozsah (*range*) a hodnotu průsečíku s osou y (*nugget*), aby nedošlo k „nugget“ efektu, kdy v místech pozorování existuje také určitá variance, což není reálné.

Nevýhodou metody je, že shazuje hodnoty v místech měření a v poli srážek lze pozorovat určitý šum, viz. obrázek 7-6. Velikost šumu velmi záleží na počtu stanic zahrnutých do interpolace. Dále je pro výpočet věrohodného prostorového rozložení srážek nutné určení parametrů metody na základě exaktního odhadu pomocí nástroje *Geostatistical Analyst*, což není při zvoleném hodinovém kroku a objemu počítaných dat pro několik hydrologických událostí dost dobře možné. Výhodou je výše zmíněné uplatňování statistických vazeb mezi měřenými hodnotami. Z mého pohledu se metoda hodí spíše pro určení srážkového pole stratiformního typu, metoda spíše povrch vyhlazuje.

Obrázek 7-6: Rozložení srážek ve středních Krušných horách 12. 8. 2002 - 8:00 (Kriging)

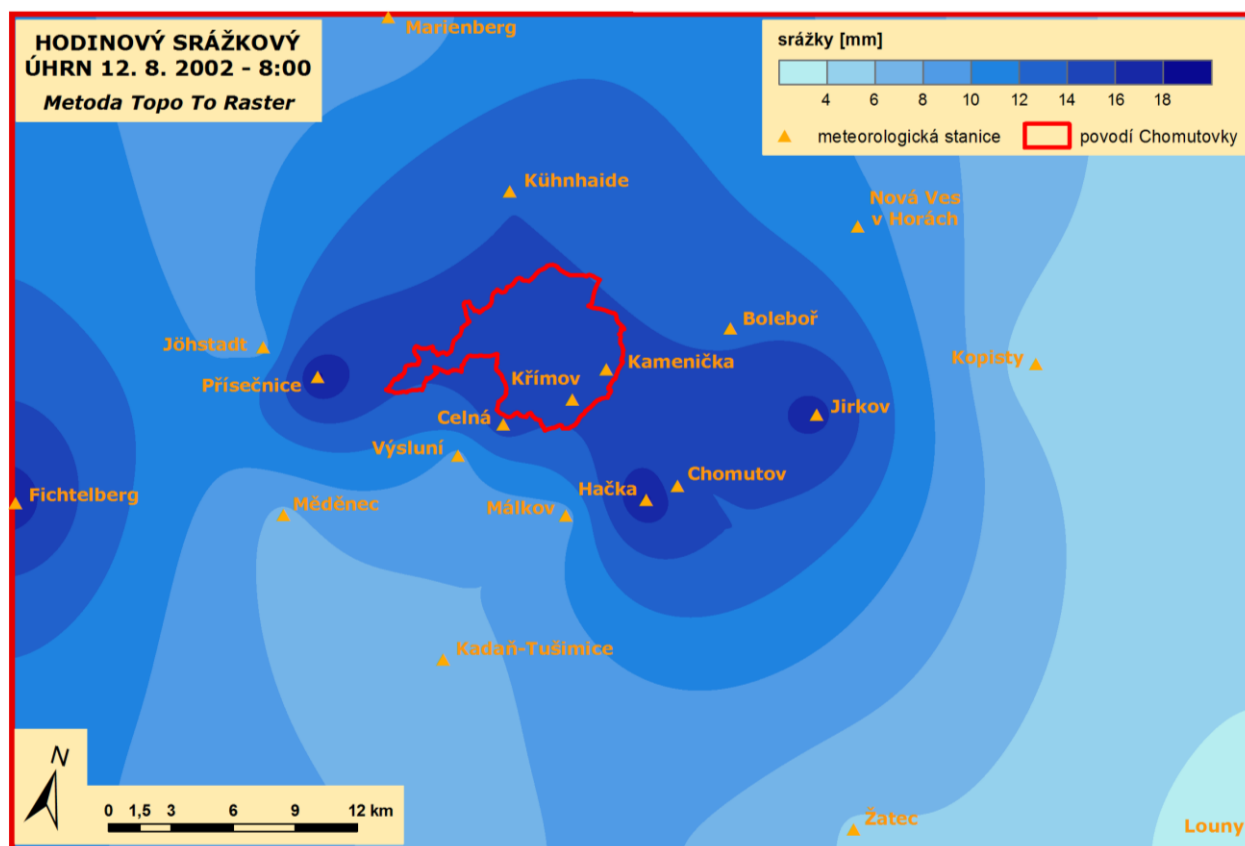


Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

7.2.4 Metoda Topo to Raster

Tato metoda byla primárně vyvinuta pro tvorbu hydrologicky korektního digitálního modelu terénu. Je založena na programu ANUDEM vytvořeným na Australian National University. Kombinuje v sobě prostorovou kontinuitu globálních interpolačních metod jako *Kriging* a *Spline* a přesnost lokálních interpolačních metod jako IDW. Jedná se o spline metodu, při které jsou pozorované hodnoty prokládány funkcemi s minimální křivostí a každá část povrchu je reprezentována samostatnou polynomickou funkcí. V tomto případě jsou ale sousední funkce nespojitě a jsou modelovány náhlé změny povrchu. Nejprve jsou identifikovány lokální maxima křivosti a výpočty maximálních sklonů a poté je tato informace využita v interpolačním procesu. Pro odhad hodnoty v určitém bodě jsou využita pouze čtyři sousední měření. Bližší informace k metodě, včetně odkazů na podrobnější literaturu podává elektronický manuál ArcGIS Desktop Help 9.3. Pro představu je vygenerované pole srážek v zájmovém území pro konkrétní hodinu znázorněno na následujícím obrázku 7-7.

Obrázek 7-7: Rozložení srážek ve středních Krušných horách 12. 8. 2002 - 8:00 (Topo to Raster)



Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

Z uvedeného vyplývá, že tato technika může lépe vystihnout reálné rozložení srážkových úhrnů než ostatní výše uvedené metody. Pro interpolaci bodových měření srážek se zatím příliš nepoužívala, zkušenosti však ukazují, že může být poměrně vhodná, dle Šercla (2008) jsou generované izohyety podobné těm, které by zkušený specialista nakreslil ručně do papírové mapy. Pro kvalitnější zpracování srážkového pole by ovšem bylo vhodné v případě této metody použít data z většího počtu meteorologických stanic, než jaká jsou v současné době k dispozici.

7.3 RADAROVÉ ODHADY SRÁŽEK

Druhým typem dat, která byla využita pro určení prostorového rozložení srážek v této práci, jsou srážkové odhady na základě měření meteorologických radiolokátorů Českého hydrometeorologického ústavu. K dispozici byly pro vybrané události dány radarové odhady srážek, radarové odhady adjustované pomocí adjustačního koeficientu BIAS a odhady na základě kombinace radarových a pozemních měření dle metody MERGE, tedy data používaná v operativním provozu na ČHMÚ. Radarová měření jsou v současné době již nezastupitelnou a důležitou metodou pro detekci oblačných a srážkových procesů, která umožňuje odhad intenzity srážek s prostorovým rozlišením 1 x 1 km. Vhodné je proto podat přehled o podstatě, výhodách a omezeních těchto měření.

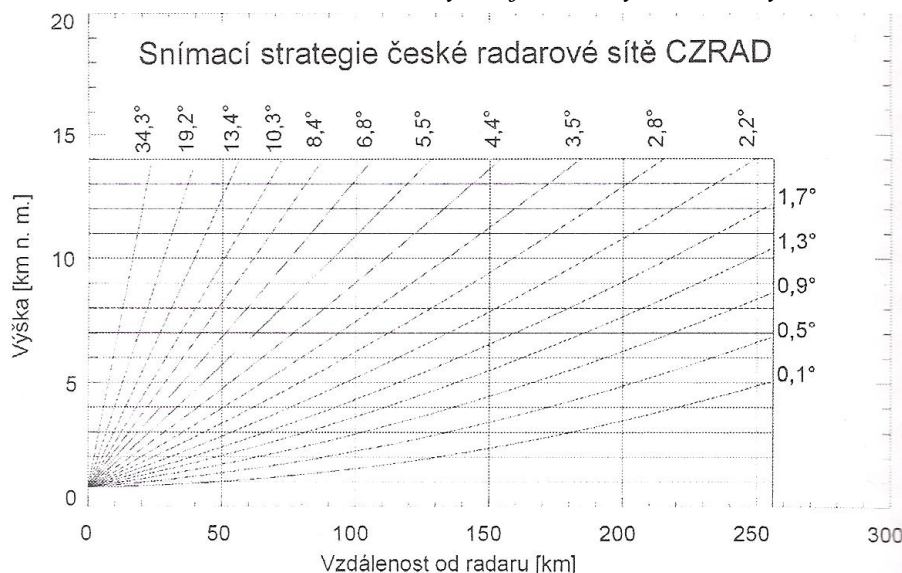
7.3.1 Měření radiolokační odrazivosti

Česká radarová síť (CZRAD) disponuje v současnosti dvěma moderními dopplerovskými radary Skalky (od roku 1995) a Brdy - Praha (2000), které měří v pásmu C a operují v cyklu 10 minut (5 minut pro prokládané snímání). Vzhledem k umístění modelového území jsou využitelná data pouze z radaru Brdy kvůli omezenému radarovému dosahu 260 km a také kvůli rostoucí výšce radarového paprsku a jeho rozšiřování s rostoucí vzdáleností, což není pro odhady srážek optimální. Vzdálenost povodí od radaru je přibližně 105 km.

Odhady srážek za určité období jsou založeny na měření radiolokační odrazivosti, kdy je do atmosféry vyslán krátký vysokoenergetický elektromagnetický puls ve formě úzkého kužele a část energie zpětně rozptýlená oblačnou částicí (někdy i jinou překážkou) je přijata anténou, zesílena a detekována radarovým přijímačem. Vzdálenost cíle je dána časem mezi vysláním pulsu a přijetím odrazu. Radar měří v třírozměrném prostoru, což je dáno rotací antény na různých

elevačních úhlech, výška jednotlivých snímaných hladin PPI (měření na konstantním elevačním úhlu – *Plan Position Indicator*) se liší v závislosti na vzdálenosti od radaru, viz. obrázek 7-8.

Obrázek 7-8: Vliv vzdálenosti od radaru na výšku jednotlivých snímaných hladin – radar Brdy



Zdroj: Řezáčová et al., 2008

Radiolokační odrazivost Z [$\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$] bodového nebo objemového cíle ve vzdálenosti r od radaru je možné určit z radarové rovnice. Závisí na technických parametrech radaru jako je výkon vysílače P_t a zisk antény G (množství energie zvýšené zaostřením antény), fyzikálních vlastnostech cíle a podmínkách šíření elektromagnetického signálu. Z vlastností měřených cílů nás zajímá vlnová délka emitovaného záření λ a vlastnosti zpětného rozptylu charakterizované veličinou efektivní plocha zpětného rozptylu σ , která závisí na průměru bodového cíle D_i v porovnání s vlnovou délkou λ , na jeho tvaru a složení. Zjednodušená forma radarové rovnice (odvození lze nalézt v odborné literatuře, např. Řezáčová et al., 2008) zní:

$$\bar{P}_r = \Pi_M \frac{Z}{r^2}, \quad (7.4)$$

kde \bar{P}_r je přijatý výkon a Π_M značí meteorologický potenciál radaru, tedy konstantu vyjadřující technické parametry radaru konstantní pro dané měření. Ta je definována jako:

$$\Pi_M = \frac{P_t G^2 \theta \phi c \tau \pi^3 |K|^2}{1024 \ln(2) \lambda^2}, \quad (7.5)$$

kde z dosud neuvedených veličin Φ a θ představují horizontální a vertikální šířku paprsku, c rychlost světla, τ délku pulsu a $|K|^2$ je dielektrická konstanta vody závisící na vlnové délce a teplotě ($|K|^2 = 0,93$).

Pro sférické kapičky, které jsou rozprostřeny rovnoměrně v jednotkovém objemu radarového pulsu a které jsou v porovnání s vlnovou délkou malé ($D_i/\lambda < 0,1$), čímž je splněna podmínka Rayleighova rozptylu, je radiolokační odrazivost Z rovna sumě šestých mocnin jejich průměrů D_i :

$$Z = \sum (D_i^6). \quad (7.6)$$

V tomto případě je jednotkou odrazivosti [$\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$], pro praktické účely se však používá logaritmické vyjádření s jednotkou [dBZ] a také tzv. ekvivalentní radiolokační odrazivost Z_e , která zobecňuje odrazivost Z pro případy obecného rozptylu (velké částice či ledové krystalky):

$$Z [\text{dBZ}] = 10 \log Z_e [\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}]. \quad (7.7)$$

Dále je nutné při odvozování radarové rovnice zohlednit útlum paprsku při průchodu atmosférou. Podrobnější informace týkající se teorie radiolokační odrazivosti podává například Sauvageot (1992).

Z objemových měření radarové odrazivosti na všech hladinách PPI jsou následně na ČHMÚ připravovány uživatelské produkty (PPI, CAPPI a PseudoCAPPI, MAX Z, MAX Z 3D, VPR, ECHO TOP, VIL či například HAIL PROB). Pro využití v případě odhadu plošných srážek jsou v současné době k dispozici pole těchto typů dat (Zacharov et al., 2004):

- **MAX2** – maximální odrazivost ve sloupci s horizontálním rozlišením 2 km x 2 km,
- **MAX1** – jako předchozí produkt, pouze s horizontálním rozlišením 1 km x 1 km,
- **CAPPI 2 km** (*Constant Altitude Plan Position Indicator*) – odrazivost v hladině konstantní výšky 2 km nad mořem, která je získána interpolací ve vertikálním směru sousedních naměřených elevací s horizontálním rozlišením 1 km x 1 km. Ve větších vzdálenostech od radaru je použita odrazivost z nejnižší hladiny, v blízkosti radaru z hladiny nejvyšší – tzv. **PseudoCAPPI**,
- **CAPPI_COR** – odrazivost v konstantní výšce 2 km s opravou pomocí vertikálního profilu odrazivosti (VPR) s horizontálním rozlišením 1 km x 1 km.

7.3.2 Odhady srážek na základě měření meteorologických radarů

7.3.2.1 Radarové odhady srážek

Informace z meteorologických radarů jsou při analýze prostorového rozložení srážek nezbytné hlavně pro detekci konvekčních srážek, kdy srážkoměrná síť není schopna zachytit strukturu srážkových polí. Pro výpočet radarového odhadu srážek je využíván semiempirický Marshall-Palmerův vztah, kdy je počítána intenzita srážky I_R [$\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$] z radarové odrazivosti Z_e [$\text{mm}^6\cdot\text{m}^{-3}$]. Pro delší časové období dojde následně k integraci vypočtených intenzit. Uvedený vztah má tvar:

$$Z = a \cdot I_R^b, \quad (7.8)$$

kde a a b představují bezrozměrné experimentálně zjištěné konstanty, pro různé geografické oblasti a typ srážek jsou udávány rozdílné hodnoty. Pro střední zeměpisné šířky a vrstevnatou oblačnost byly tyto koeficienty odvozeny jako $a = 200$, $b = 1,6$.

Dále je formule upravena tak, že pro $Z_e < 7 \text{ dBZ}$ jsou hodnoty intenzity srážky brány jako nulové, aby se eliminoval vliv nesrážkové oblačnosti a pro $Z_e > 55 \text{ dBZ}$ je intenzita rovna $99,85 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ kvůli potlačení vlivu krup, které intenzity srážek přeceňují (Šálek, Novák, 2008). Odpovídající si hodnoty radiolokační odrazivosti Z a intenzity srážek I_R jsou uvedeny v následující tabulce.

Tabulka 7-1: Závislost intenzity srážek I_R na radiolokační odrazivosti Z_e

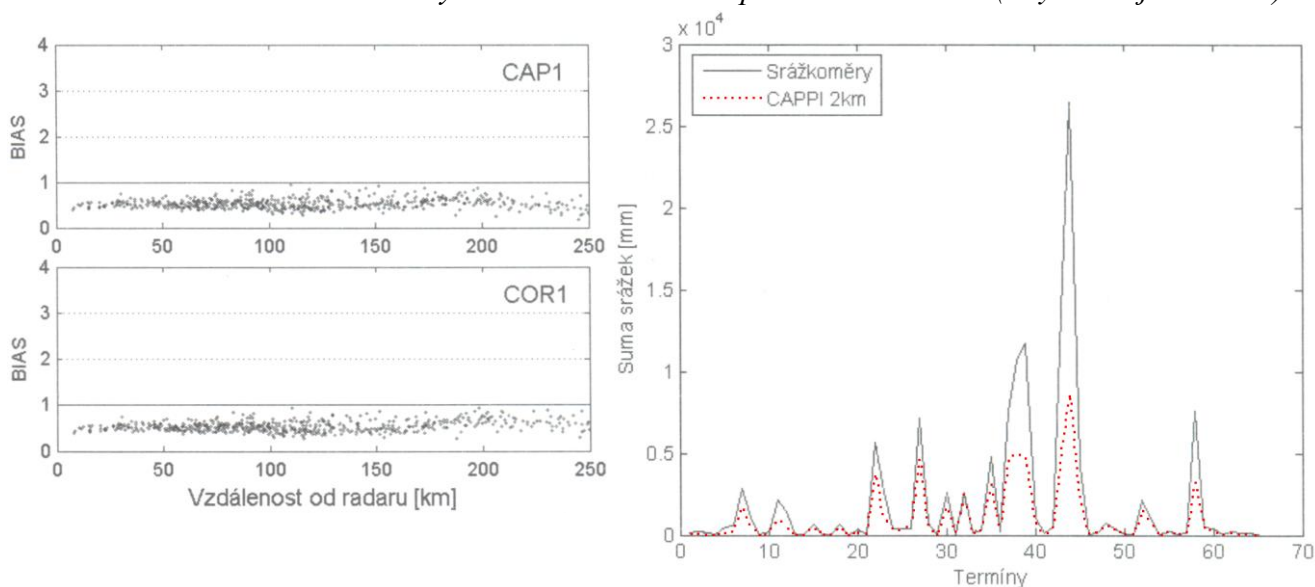
I_R [$\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$]	0,1	1	10	100
Z_e [$\text{mm}^6\cdot\text{m}^{-3}$]	5	200	7 950	316 000
$10\log Z_e$ [dBZ]	7	23	39	55

Zdroj: Řezáčová et al., 2008

Pro spolehlivější výpočet intenzity srážek je nutné měřit odrazivost co nejbližší zemskému povrchu, ale bez vlivu pozemních odrazů. Přehled vhodných vstupních radarových produktů je podán v předchozí kapitole. Pro radarové odhady srážek zpracovávané v této práci byl použit produkt CAPPI ve 2 km nad hladinou moře. Dle obrázku 7-9 je patrné, že tento produkt v případě radaru Brdy intenzity srážky výrazně podhodnocuje, zvláště ve větších vzdálenostech od radaru.

Podhodnocení srážek je maximální v případě období s největšími srážkami, radarové srážky mají však správný trend (Zacharov et al., 2004).

Obrázek 7-9: Závislost BIAS odhadů srážek na vzdálenosti od radaru Brdy a porovnání sumy srážek ze srážkoměrů a radarových odhadů CAPPI v teplé části roku 2002 (dny s více jak 10 mm)



Pozn.: BIAS značí podílovou chybu radarových odhadů, CAP1 znamená produkt CAPPI, COR1 je CAPPI s opravou pomocí VPR

Zdroj: Zacharov et al., 2004

7.3.2.2 Chyby radarových odhadů srážek

Radarové odhady intenzity srážek jsou obecně zatíženy mnoha druhy chyb, proto není vhodné je bez dalších úprav (např. adjustace) kvantitativně využít. Hlavním problémem je podceňování srážek ve velké vzdálenosti od radaru a horských oblastech. Se vzdáleností se zvyšuje velikost útlumu radarového paprsku ve srážkách, které leží na dráze svazku, kromě toho roste výška nejnižšího použitelného paprsku vlivem zakřivení Země. Radiolokační odrazivost většiny meteorologických cílů přitom s výškou klesá, odhad srážkové intenzity v určité výškové hladině je tak podhodnocen. Intenzita srážek se kvůli vypařování či narůstání mění také při pádu oblačných částic, proto je vhodné měřit vertikální profily odrazivosti. Radarový paprsek se dále se vzrůstající vzdáleností rozšiřuje, čímž se zvyšuje práh zachycení echa, klesá citlivost radaru a svazek nebývá homogenně zaplněn částicemi. Podcenění srážek může být také spojeno se zastíněním nízkého paprsku terénními překážkami (orografie či stromy) a nemusí být např. vůbec zachyceno významné orografické zesílení úhrnů v případě stratiformních srážek.

Dalšími nepřesnostmi bývají neodfiltrované pozemní cíle, přechodné zvýšení odrazivosti ve vrstvě tání pevných srážek pod nulovou izotermou (*bright-band*) a to až o 15 dBZ, což ale bývá problém hlavně v blízkosti radaru a při použití produktu maximální odrazivosti. Šíření paprsku může být odlišné v případě atmosférických vrstev s velkým teplotním gradientem či gradientem vodní páry. Vhodné je zmínit i variabilitu aktuálního rozdělení velikosti kapek, což ovlivňuje koeficienty Marshall-Palmerova vztahu, tento problém je ale spíše podřadný v porovnání s ostatními nedostatky. V neposlední řadě je nutné správně zkalibrovat technické parametry radaru. Přes tato omezení je používání radarových dat nepostradatelné, protože podávají jiný druh informace než klasické srážkoměrné sítě. Vhodné je oba typy dat kombinovat.

7.3.3 Adjustace radarových odhadů a kombinace s pozemními měřeními

7.3.3.1 Stručný přehled způsobů adjustace radarových odhadů

Redukce chyb radarových odhadů srážek mohou být provedeny několika způsoby. V prvním případě se využívá vertikální profil radarové (VPR) odrazivosti k odhadu hodnot odrazivosti u zemského povrchu. Předpokládá, že je tento profil homogenní pro oblast řádu desítek kilometrů, tudíž se aplikuje na všechna data v oblasti radaru, což není zcela přesné (Sokol et al., 2003). Metody jsou ovšem založeny na fyzikálním přístupu. Na ČHMÚ jsou tyto korekce rovněž prováděny, avšak takto korigované radarové odhady srážek nejsou používány v operativním provozu, protože výhody korekce jsou v českém prostředí využitelné pouze pro velké vzdálenosti (Šálek, Novák, 2008).

Metody adjustace srážek jsou založeny na přizpůsobení pole srážek vypočtených z radarové odrazivosti výsledkům pozemního měření. Během posledních desetiletí byl v této oblasti zaznamenán velký pokrok (Collier, 1996), často se vychází z aplikace statistických metod na odhad adjustačního koeficientu (*Assessment Factor*, BIAS), tj. podílu srážkoměrných měření a příslušných radarových odhadů. Předpokladem je, že radarové odhady srážek jsou správné kvalitativně, cílem je ale opravit je tak, aby odpovídaly kvantitativně hodnotám naměřeným na srážkoměrech (Sokol et al., 2003). Nevýhodou je, že oprava srážek odvozených z radarových dat je založena pouze na statistickém modelování jejich závislosti na hodnotách naměřených na pozemních stanicích (Zacharov et al., 2004). Reprezentativnost obou typů měření si neodpovídá a pozemní měření mohou být také zatížena chybami.

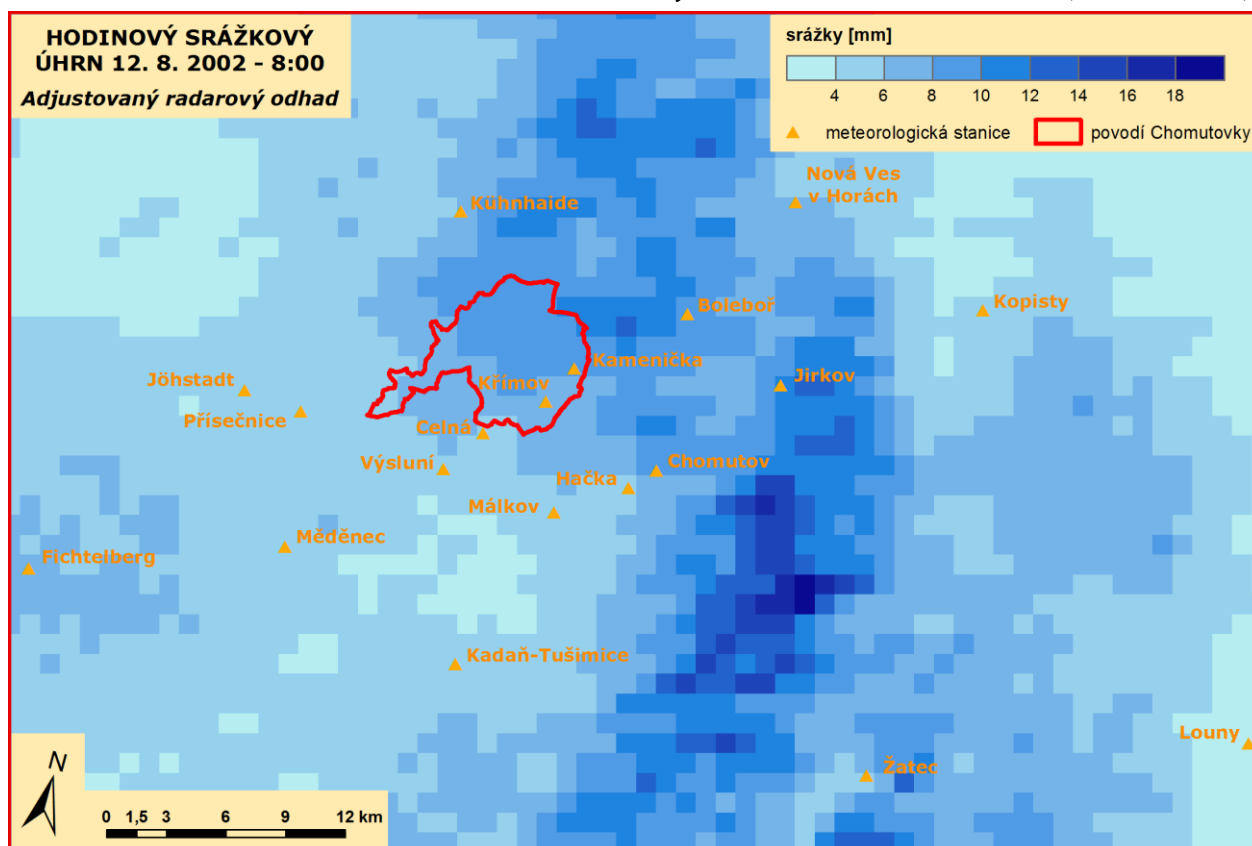
Metody adjustace lze rozdělit do dvou základních skupin. Za prvé mohou být pozemní měření použita pouze k odvození statistického modelu. Metoda statistické korekce radarových odhadů využívající dlouhodobé porovnání radarových odhadů s daty ze srážkoměrů byla v ČHMÚ aplikována v dřívějších letech (metoda KLIM) (Šálek et al., 2004). V Ústavu fyziky atmosféry AV ČR (ÚFA) byl vyvinut složitější model REG (např. Sokol, Řezáčová, 2001).

Druhý typ používá při odvození i při vlastní aplikaci oba typy dat, což umožňuje modifikovat parametry modelu v závislosti na aktuálních datech. K tomuto typu se řadí například metoda modifikovaného podílu (MOD), kdy se korigují data multiplikativní konstantou (BIAS) a následně se využije interpolační metody *Kriging* (Sokol et al., 2003). Metoda MERGE, pomocí níž jsou upravena data a která je používána v operativním provozu na ČHMÚ se řadí rovněž k tomuto typu.

7.3.3.2 Metoda MERGE

Autorem algoritmu, na kterém je metoda MERGE založena, je Seo (Seo, 1998), byl však pozměněn Šálkem (Šálek et al., 2004). Kromě ČHMÚ ji používá také NOAA/NWS (National Oceanic and Atmospheric Administration / National Weather Service). Je složena ze dvou kroků, data, která jsou výsledkem zpracování obou částí byla využita pro srovnání simulovaných hydrogramů. Zpřesnění původního radarového odhadu srážek z pole odrazivosti CAPPI 2 km se provede pomocí adjustačního koeficientu (dále označováno jako BIAS) tak, aby suma radarových srážek odpovídala přibližně sumě srážek naměřených.

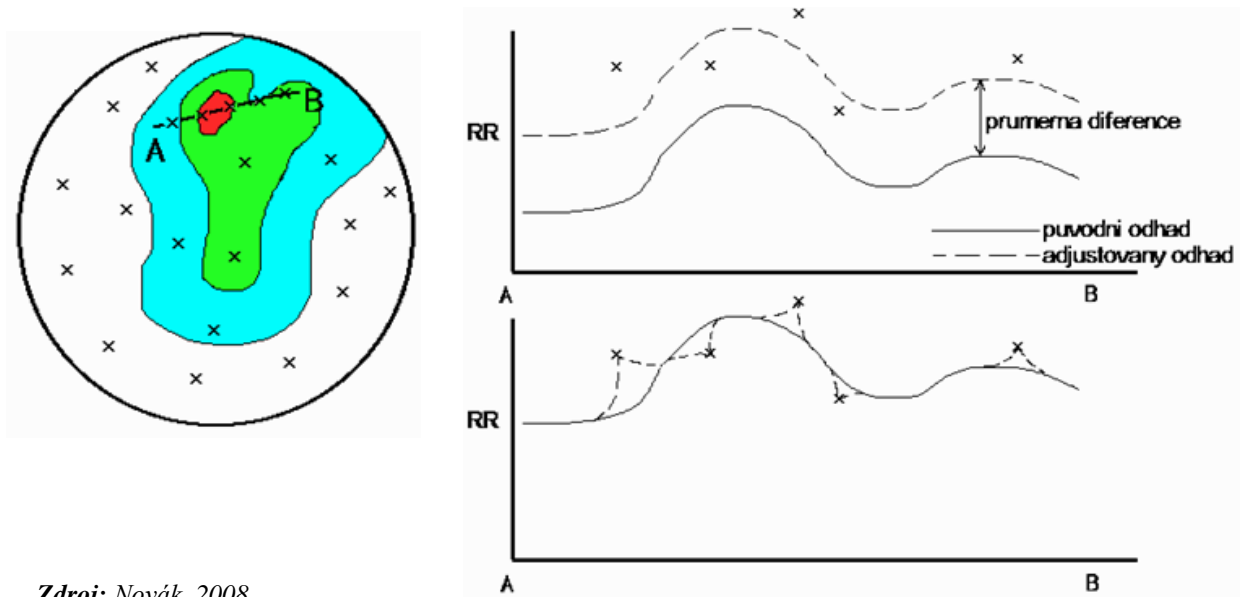
Je zanedbána prostorová proměnlivost koeficientu adjustace, na druhé straně je ale zohledněna variabilita srážek v čase a to použitím pružného klouzavého časového okna. Jsou brány stanice do 150 km od radaru a nejméně tři srážkově významné dny, přičemž se předpokládá, že úhrny ze starší srážkové události nejsou reprezentativní pro událost probíhající. Nutné je, aby se naakumulovalo vhodné množství (typicky alespoň 5 mm), neboť při pár desetínách milimetru by byl adjustační koeficient značně proměnlivý a nerepresentativní. Vliv průměrných denních srážek je rovněž vážen pomocí negativní exponenciální funkce, tudíž je akumulací srážek ze vzdálenějších dnů přiřazena menší váha (Šálek et al., 2004). Pole radarových odhadů srážek v zájmovém území pro konkrétní hodinu je znázorněno na následujícím obrázku 7-10.

Obrázek 7-10: Rozložení srážek ve středních Krušných horách 12. 8. 2002 - 8:00 (radar - BIAS)

Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

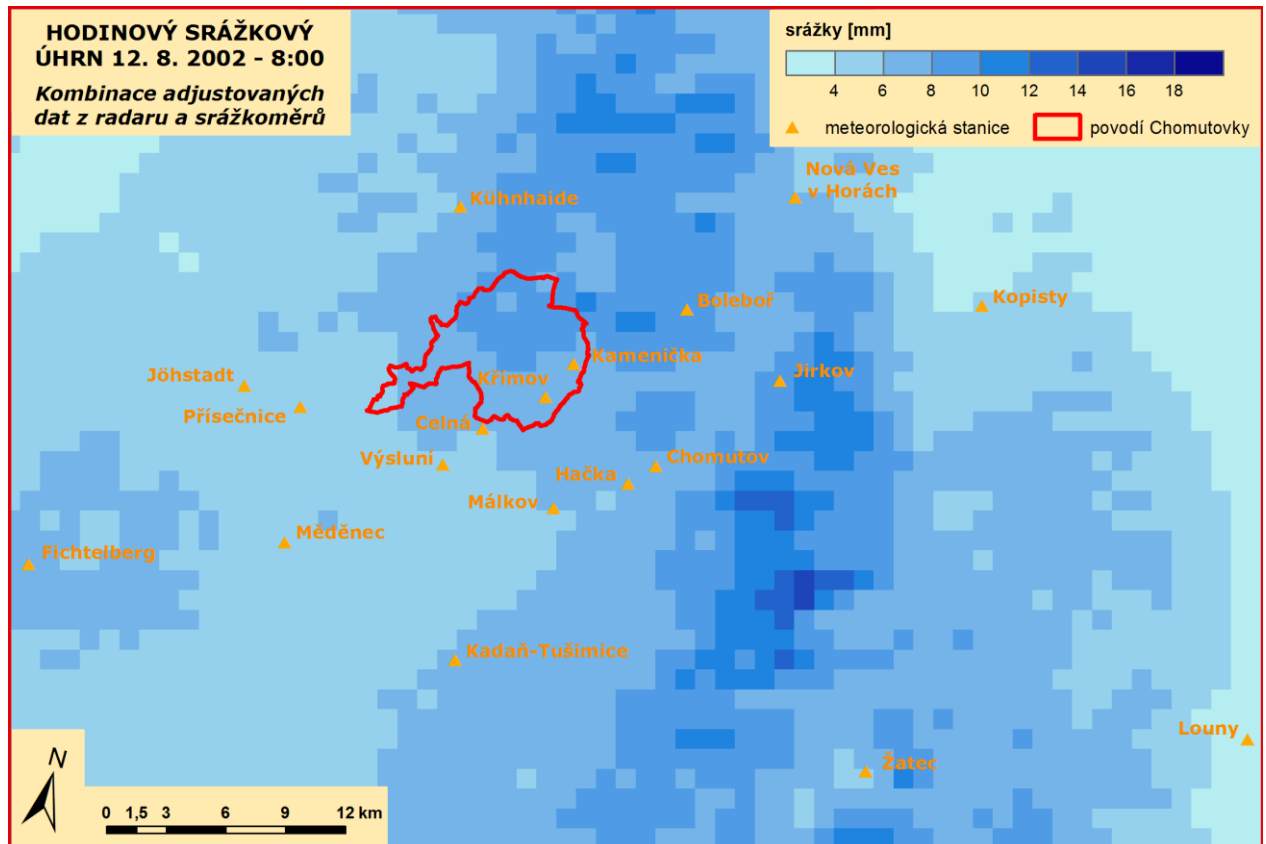
Spojení adjustovaných radarových a srážkoměrných měření (MERGE) je počítáno pomocí metody optimálního odhadu (Seo, 1998). Odhad srážek se počítá, pokud v daném bodě srážka vůbec nastala. Jde tedy o lokální adjustaci, ve které jsou využity aktuální hodnoty. Počítána je lineární kombinace adjustovaných radarových odhadů a interpolovaného srážkového pole, váhy srážkoměrných stanic nepřímo závisí na vzdálenosti od srážkoměrné stanice. Jsou modelovány pomocí negativní exponenciální funkce, konstanta je závislá na variabilitě srážkového pole (Šálek et al., 2004). Využívá se interpolační metody *Kriging* nebo *Cokriging* pro výpočet aditivní opravy z rozdílu mezi naměřenými srážkami a příslušnými radarovými odhady (Seo, 1998). Princip je možné lépe pochopit z obrázku 7-11. V metodě jsou použity všechny srážkoměrné stanice, které jsou v okamžiku výpočtu dostupné, včetně srážkoměrů zahraničních a stanic jiných organizací. Jejich počet samozřejmě může velice ovlivnit výsledek, zvláště pokud jsou zahrnuty stanice, které naměřily odlišné úhrny, než které spadly v modelovém území. Prostorové rozložení srážek na obrázku 7-12 je například vůči ostatním použitým metodám poměrně podhodnocené.

Obrázek 7-11: Schéma výpočtu kombinovaného pole radar+srážkoměr



Zdroj: Novák, 2008

Obrázek 7-12: Rozložení srážek ve středních Krušných horách 12. 8. 2002 - 8:00 (MERGE)



Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

Vliv srážkoměrů, a to i pro výpočet BIAS, záleží na konkrétní situaci a proměnlivosti srážkového pole, není vždy pravidlem, že adjustace zlepší výsledky v daném území. Zároveň bylo zjištěno (Zacharov et al., 2004), že při použití metody MERGE jsou srážky stále podhodnoceny a to zvláště při vysokých srážkových úhrnech, kdy se projeví nastavený adjustační koeficient počítaný z klouzavého časového okna.

7.4 ZPŮSOB A VÝSLEDKY ZPRACOVÁNÍ PLOŠNÝCH SRÁŽEK

7.4.1 Zvolené srážkové události a jejich popis

Časové řady hodinových úhrnů srážek pro dílčí povodí byly spočítány dle výše uvedených metod pro devět událostí, které byly následně simulovány – na dvou událostech byla provedena kalibrace modelu, poté bylo nastavení modelu ověřeno a použito pro další simulace. Zvolena byla období s výskyty jak regionálních dešťů, tak přívalových srážek konvekčního typu. Kulminační průtoky těchto událostí se rovněž různí, důležitým faktorem je kromě příčinných srážek bezesporu i nasycení povodí předchozími srážkami. Stručný přehled jednotlivých situací, spolu s velikostí kulminačního průtoku, typem povětrnostní situace a určením CN dle předchozího nasycení, podává následující tabulka.

Tabulka 7-2: Přehled událostí zvolených pro simulace

Událost	Q_{\max} [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]	Povětrnostní situace	Stručný popis	Předchozí nasycení*
29. 5. - 9. 6. 1995	4,71	B -> Ap ₂ -> Bp -> B	regionální deště způsobené přechodem front kvůli brázdě nízkého tlaku přerušené třídenním bezsrážkovým obdobím; vyšší srážkové úhrny vypadávaly od 29. 5., maxima denních úhrnů na stanicích 40 - 60 mm připadají na 1. 6., od 5. 6. další vlna srážek s nižšími intenzitami	18,8 -> CN _{I,II}
31. 8. – 3. 9. 1995	9,72	NEc -> C	při severovýchodní cyklonální situaci probíhá kolem cyklony v oblasti Balkánu ve výšce příliv teplého vzduchu, který se ve střední Evropě projevuje trvalými srážkami; maximální denní úhrny 31. 8. a 1. 9. až přes 60 mm; je patrný orografický efekt, kvůli markantním rozdílům v intenzitě srážek na německé a české straně	26,4 -> CN _{II}
7. 10. – 10. 10. 1998	8,26	SEc -> Bp	konvekční typ srážek s maximálními srážkovými úhrny 7. 10. okolo 22 hod; na stanicích naměřeny proměnlivé úhrny; denní úhrny na stanicích 7. 10. v rozmezí mezi 10 a 50 mm	27,4 -> CN _{II}

Událost	Q_{\max} [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]	Povětrnostní situace	Stručný popis	Předchozí nasycení*
6. 6. – 10. 6. 2002	1,82	SEc -> C -> NEc	přechod konvekčních buněk, vyskytujících se na okraji frontálního systému; 6. 6. cca 17 hod slabší srážky v okolí Přísečnice, 7. 6. množství jader postupujících v odpoledních a večerních hodinách přes území; na stanicích naměřeny rozdílné úhrny – denní úhrny 10 – 40 mm (Přísečnice 95,3 mm)	31,9 -> CN _{II}
11. 8. – 19. 8. 2002	33,74	C -> NEc	druhá vlna srpnových povodní; postup hluboké tlakové níže a s ní spojené okluzní fronty od Itálie směrem k severovýchodu na naše území, zasažena byla velká oblast intenzivními srážkami a po poměrně dlouhou dobu; největší intenzity srážek v oblasti Krušných hor dosaženo 12. 8. v ranních hodinách, srážky navíc zesíleny návětrným efektem, v denních hodinách se na okluzní frontě vyskytly i četné bouřky; maximální denní úhrny 11. a 12. 8. od 30 mm v podhůří Krušných hor po 238 mm (Přísečnice)	51,4 -> CN _{III}
19. 7. – 26. 7. 2004	6,70	SWc ₁ -> SWc ₃	při jihozápadní cyklonální situaci je řídicí výšková cyklona v oblasti Britských ostrovů; trvalejší srážky spojeny s přechodem frontálních systémů od západu 19., 20. a 22. 7.; 24. 7. v ranních hodinách výskyt postupujících konvekčních jader; denní úhrny na jednotlivých stanicích rozdílné - od 5 do 40 mm	40,8 -> CN _{III}
21. 8. – 24. 8. 2005	4,82	SWc ₁ -> B	přivalové srážky vyskytující se 22. 8. od 14 do 18 hod v různých částech sledovaného území a postupující směrem k jihozápadu; denní úhrny velice proměnlivé od 0 do 30 mm	33,8 -> CN _{II-III}
7. 8. – 12. 8. 2007	6,15	Cv -> Ec	množství konvekčních cel vyskytujících se na velkém území ČR; modelové povodí zasaženo 8. 8. ve večerních hodinách, kdy se nad oblastí vytvořil uspořádanější konvekční systém postupující směrem k severozápadu; další srážky zasáhly území 9. 8. v odpoledních hodinách; denní úhrny na stanicích pro oba dva dny mezi 5 až 50 mm	data nejsou k dispozici - > CN _{II}
26. 9. – 1. 10. 2007	7,98	B -> C -> SWa	déletrvající regionální deště střední intenzity spojené s frontálními poruchami postupujícími od jihu až jihovýchodu v důsledku cyklóny nad střední Evropou; srážkové vlny 27. a 28.9.; zasažena většina sledovaného území; denní úhrny 25 až 45 mm	data nejsou k dispozici -> CN _{II}

* Předchozí nasycení počítáno jako index předchozích srážek (API) k prvnímu dni události na stanici Křímov, kategorie CN byly určeny na základě statistik API z vypočtené řady hydrologických let 1995 - 2006

Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře; Brádka, 1961

7.4.2 Způsob zpracování časových řad MAP

Výpočet plošné srážky pro dílčí povodí byl proveden pomocí nástrojů, které nabízí program ArcGIS. Jelikož se jedná o velký objem dat, bylo nutné napsat skript v jazyku Python,

který umožňuje automatizované zpracování těchto funkcí. Ten musel obsahovat příkazy, které umožní načtení všech hodinových úhrnů naměřených na použitých srážkoměrných stanicích pro určité modelované období, kalkulaci srážkového pole pro hodinový krok pomocí různých interpolačních metod, výpočet průměrného úhrnu srážek v dílčím povodí pro každou hodinu a spojení těchto výsledků (jednotlivé tabulky hodinových MAP) do výsledné tabulky. Hodinové úhrny srážek na jednotlivých stanicích byly spočítány s využitím postupu popsáno v kapitole 6.2.3.2, tedy především na základě radarových odhadů MERGE. Výsledné časové řady srážek pro jednotlivá povodí byly v dalším kroku zadávány do databázového systému HEC-DSS (viz. kapitola 8.1.2).

7.4.2.1 Výpočet srážek pomocí Thiessenových polygonů a interpolačních metod

Pro výpočty průměrných srážkových úhrnů na základě metody Thiessenových polygonů nebylo potřeba psát skript. Váhy jednotlivých stanic, kterými jsou plochy průniků příslušných Thiessenových polygonů s dílčími povodími, jsou totiž pro celou událost stejné. Případně je možné použít vytvořené polygony pro více období, jsou-li použity stejné stanice v blízkém okolí povodí. Pomocí funkce *Create Thiessen Polygons (Analysis Tools)* byly generovány příslušné polygony. Nástroj *Intersect (Analysis Tools)* udělal jejich průnik s povodím. Průměrná srážka na povodí byla následně spočítána v tabulkovém editoru.

V případě ostatních tří interpolací bylo nutné aplikovat výše zmíněný postup s využitím skriptovacího jazyka Python. Jednotlivé metody interpolace se nachází v extenzi ArcGIS *Spatial Analyst Tool*, stejně jako funkce pro výpočet průměrné hodnoty v určitém území (*Zonal Statistics As Table*). Pro spojení tabulek bylo potřeba využít funkci *Join Field (nástroj Data Management Tools)*. Požadované toolboxy je nezbytné načíst pomocí příkazu *AddToolbox*. Dále byly definovány jednotlivé proměnné použité v příkazech a načtena potřebná data, výpočty probíhaly v jednotlivých cyklech. Skript je dosti podobný tomu na obrázku 6-10. Prostorové rozložení srážek pomocí výše uvedených interpolačních metod bylo počítáno na základě těchto příkazů:

```
- gp.Idw_sa(stanice_layer, hodina_field, idw_raster, "50", "2", "VARIABLE 10", "")
- gp.Kriging_sa(stanice_layer, hodina_field, krig_raster, "SPHERICAL", "50",
  "VARIABLE 12", "")
- gp.TopoToRaster_sa(stanice_layer + " " + hodina_field + " PointElevation",
  topo_raster, "50", "", "", "0")
```

Z příkazů vyplývá, že výsledné rastry měly velikost pixelu 50 m. U metody IDW byla použita druhá mocnina (*Inverse Distance Squared*), proměnný poloměr a výpočet v bodě byl prováděn na základě hodnot z 10 okolních stanic. Technika *Ordinary Kriging* využívala sférický model a nejbližších 12 stanic, při nižším počtu byl totiž zaznamenán výrazný šum ve výsledném srážkovém poli. Bohužel při psaní příkazu není možné využít potenciálu nástroje *Geostatistical Wizard*, umožňujícího exaktní odhad všech parametrů metody, protože pro něj neexistuje ekvivalentní toolbox, který je možno načíst. Dále je třeba brát v úvahu, že metoda není schopna výpočtu, pokud jsou proměnnými samé nulové hodnoty, proto byly ve vstupních datech jednotlivé hodiny s těmito hodnotami odstraněny. V metodě Topo To Raster je nutné zadat typ dat (bodová vrstva) a možné je také určit dolní mez. V mém případě byla stanovena hodnota 0 mm, aby nedocházelo k výpočtu nereálných záporných hodnot.

7.4.2.2 Zpracování radarových dat

Data týkající se radarových odhadů srážek, včetně těch adjustovaných, byla dodána ČHMÚ ve formátu *.grd a souřadnicovém systému S-42. Pro převod na typ rastru podporovaný programem ArcGIS je třeba použít funkci *Float To Raster* (toolbox *Conversion Tools*) a vzhledem k objemu převáděných dat opět dávkovou konverzi s využitím skriptu napsaného v Pythonu. Příkaz pro převod uvedených dat je následující:

```
- gp.FloatToRaster_conversion(InFLT, OutRaster)
```

Radarové odhady srážek nebyly konvertovány do souřadnicového systému S-JTSK, ve kterém se nacházejí ostatní využívaná vektorová i rastrová data, a to z toho důvodu, že při převzorkování rastrového obrazu dochází ke ztrátě informace. Kvůli výpočtu MAP v rámci subpovodí byla proto převedena vektorová vrstva dílčích povodí do systému S-42 a to pomocí funkce *Project* (*Data Management Tools*).

Při výpočtu MAP byly načteny použité rastry a využity stejné funkce programu ArcGIS, jako tomu bylo v případě identifikace radarových pixelů, ve kterých se nacházejí srážkoměrné stanice, viz. kapitola 6.2.3.2. Rovněž použitý skript je kromě odlišných proměnných stejný (obrázek 6-10).

7.4.3 Výsledné řady srážkových úhrnů

Výsledkem zpracování prostorového rozložení srážek jsou průměrné srážkové úhrny v rámci dílčích povodí v hodinovém kroku. V následující tabulce 7-3 je podán přehled průměrných denních srážkových úhrnů na jednotlivých povodích vypočítaných dle výše uvedených metod pro událost ze srpna 2005. Pro ostatní období jsou zhotoveny tabulky pouze celkových úhrnů a jejich souhrn je obsahem přílohy 5.

Tabulka 7-3: Vypočtené průměrné denní úhrny srážek na povodí pro událost ze srpna 2005

Den	Metoda	Chom_1	Chom_2	Chom_3	Kam_1	KP_1	Chom_4	Kam_2	KP_2	Kam_3	Povodí
21. 8.	BIAS	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	MERGE	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	IDW	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
	Kriging	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
	Thiessen	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	TOPO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
22. 8.	BIAS	23,6	28,2	34,5	31,0	26,7	25,3	18,1	32,2	33,6	26,4
	MERGE	22,9	26,5	34,0	29,5	23,5	22,5	18,3	32,5	33,9	24,9
	IDW	19,8	20,4	20,1	19,8	22,8	19,8	16,5	24,9	14,9	20,1
	Kriging	19,7	19,0	19,4	19,2	18,5	18,6	18,1	18,5	17,7	18,8
	Thiessen	22,5	25,3	18,5	11,8	25,8	19,1	11,8	26,6	12,4	19,8
	TOPO	22,6	21,2	19,4	17,5	24,5	19,5	15,2	24,6	15,8	20,4
23. 8.	BIAS	1,6	1,2	1,4	1,1	2,6	2,8	1,1	1,5	1,4	1,8
	MERGE	1,4	0,9	1,1	0,9	1,8	1,9	1,0	1,4	1,2	1,3
	IDW	2,4	2,4	2,6	2,8	2,1	2,6	2,7	2,8	2,7	2,5
	Kriging	3,2	3,1	3,4	3,5	2,0	2,9	3,1	2,6	2,8	2,9
	Thiessen	1,1	1,0	2,3	2,6	1,7	2,7	2,6	2,8	2,6	2,0
	TOPO	1,9	2,2	2,4	2,6	1,7	2,4	2,5	2,9	2,8	2,2
24. 8. - do 24:00	BIAS	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	MERGE	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	IDW	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Kriging	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Thiessen	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	TOPO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
celé období	BIAS	25,2	29,4	35,9	32,1	29,3	28,1	19,2	33,7	35,0	28,2
	MERGE	24,3	27,5	35,1	30,4	25,4	24,4	19,2	33,8	35,1	26,2
	IDW	22,7	23,1	23,1	22,8	25,1	22,6	19,4	27,8	17,8	22,8
	Kriging	23,9	22,9	23,5	23,2	20,9	21,8	21,6	21,2	20,7	22,2
	Thiessen	24,2	26,7	21,1	14,6	27,7	22,0	14,6	29,5	15,2	22,0
	TOPO	25,5	24,2	22,7	20,6	26,6	22,3	18,0	27,6	18,8	23,1

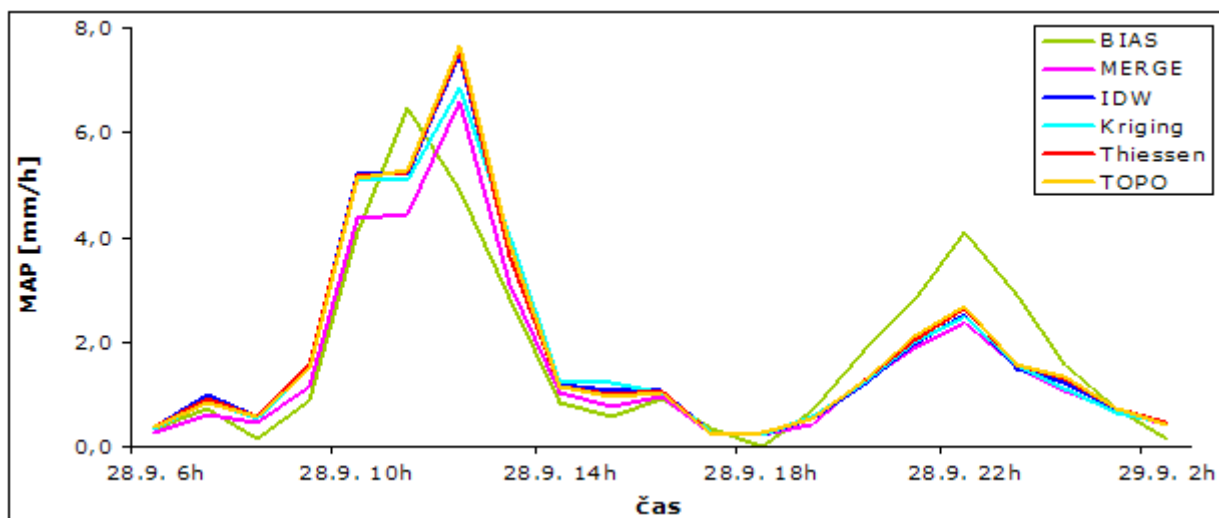
Pozn: Označení jednotlivých metod – BIAS je adjustovaný radarový odhad, MERGE odhad kombinace radar-srážkoměr, TOPO značí metodu

Topo To Raster, označení dílčích povodí - Chom je zkratka pro Chomutovku, Kam pro Kameničku a KP značí Křimovský potok

Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře

Na následujícím grafu, obrázek 7-13, jsou dále pro srovnání zobrazeny rozdíly v průměrných hodinových srážkových úhrnech v celém povodí horní Chomutovky pro jednu srážkovou vlnu ze září 2007 vypočtené na základě použitých metod.

Obrázek 7-13: Průměrné hodinové úhrny srážek na povodí pro období 28. - 29. 9. 2007



Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře

Z uvedených tabulek a grafů vyplývá, že jednotlivé interpolační techniky a adjustované radarové odhady srážek dávají kvantitativně poměrně odlišné výsledky. Pro všechny metody kromě BIAS je ale časový průběh MAP v rámci dílčích i celého modelového povodí pro události od roku 2002 podobný, což je dáno úpravou časového kroku na základě radarových odhadů srážek dle metody MERGE. Otázkou zůstává, zda tento přístup dává věrohodné výsledky. Rozdíly v hodinových úhrnech srážek vypočtené pomocí různých metod jsou patrné z obrázků 6-11. Také se mi zdálo, že v některých případech jsou maximální hodinové úhrny srážek naměřené na automatických stanicích vůči radarovým odhadům o asi 1 – 3 hodiny posunuty.

Co se týče objemu srážek spadlých na povodí, nejnižší hodnoty celkových úhrnů vykazují pro většinu událostí radarové odhady srážek, tedy metody BIAS a MERGE. Je možné, že techniky využívající pouze dat ze srážkoměrných stanic hodnoty MAP přeceňují, rozdíly v celkových úhrnech jsou ale v některých případech poměrně vysoké. Nejmarkantnější je podcenění srážek při událostech z roku 2002 a to o 40 – 60 % celkových úhrnů vypočtených pouze na základě pozemních měření. Dle mého názoru je tato diference dána postupným testováním a zaváděním popsané adjustační metody využívané na ČHMÚ do operativního

provozu, standardním nástrojem se stala až od roku 2003 (Šálek et al., 2004). Rovněž radar Brdy odhady srážkových úhrnů výrazně podhodnocuje (viz. obrázek 7-9). Radar Brdy také není schopen zachytit orograficky zesílené srážky na německé straně Krušných hor z důvodu zákrytu nízkého paprsku, které jsou v území poměrně častým jevem. Naproti tomu při přívalovém dešti ze srpna 2005 jsou celkové úhrny spadlé na povodí v případě metod adjustovaných radarových odhadů vyšší než sumy srážek vypočtené na základě pozemních měření. To může být způsobeno tím, že radarová měření jsou schopna věrněji zachytit proměnlivé srážkové pole.

Celkové úhrny srážek spočítané v rámci povodí Chomutovky na základě hodnot ze srážkoměrných stanic vykazují pro použité metody a jednotlivé události rozdíly mezi 1 – 30 mm. Procentuálně se jedná o 3 až 28 % ze sumy úhrnů pro celé zkoumané území horní Chomutovky. Nejvyšší úhrny byly vždy dosaženy použitím metody *Topo To Raster* a to hlavně pro dílčí povodí ve vrcholové oblasti. To je dle mého názoru dáno vyšší vahou dat ze stanice Přísečnice, případně stanic na německé straně Krušných hor, na kterých byly naměřeny pro většinu zvolených období značné úhrny. Pro ostatní metody není možné z vypočtených dat zjistit nějaké patrné závislosti. Nejnižší jsou rozdíly mezi vypočtenými celkovými úhrny pro metody IDW a Thiessenovy polygony.

„Přesnost“ jednotlivých metod odhadu prostorového rozložení srážek nebyla pomocí standardních statistických metod jako jsou střední kvadratická chyba (RMSE), podílová chyba (BIAS) či korelační koeficient zhodnocena a to vzhledem k objemu zpracovávaných dat a hlavně kvůli malému počtu stanic, ze kterých jsou k dispozici měření. Z nich by bylo nutné vybrat na počátku některé jako testovací soubor a ve výpočtu plošných srážek by jejich měření nemohla být obsáhnuta. Do výpočtu srážkového pole, které dává lepší představu o reálné distribuci úhrnů, je naopak vhodné zahrnout velký počet měření.

Celkový úhrn srážek významně podmiňuje objem odtoku pro zvolené období v závěrovém profilu. Když jsou nyní k dispozici všechna požadovaná vstupní data, je možné přistoupit k sestavení projektů vybraných událostí, zadání dat do systému, kalibraci modelu, verifikaci na jiné události a posléze k simulaci všech událostí s použitím časových řad MAP vypočtených na základě výše uvedených metod.

8. PRŮBĚH A VÝSLEDKY SIMULACÍ

Tato část se zabývá průběhem vlastního modelování. Jsou popsány obecné kroky jako sestavení projektu, zadání vstupních parametrů a kalibrace modelu. Modelovány byly zvolené události stručně charakterizované již v předchozí kapitole. Pro kalibraci modelu byla využita událost z konce září 2007, kdy bylo zvýšení průtoku způsobeno regionálními dešti. Důvodem je, že pro kalibraci je možné využít rovněž data z hladinoměřů instalovaných katedrou fyzické geografie (v případě profilu Tišina tedy jen odvozený vztah 6.2). Dále jsou pro období ze září 2007 k dispozici hodinová data týkající se odtoku z přehrady Křímov, tudíž je možné alespoň přibližně (zadržovaný objem, rozdíl v kulminaci mezi simulovaným přítokem a odtokem) odhadnout vliv tohoto vodního díla na snížení průtoku na Křimovském potoce. Pro přehradu Kamenička nemám k dispozici žádná data o odtoku, proto bude počítáno s procentuálně stejným poklesem průtoku jako v případě vodního díla Křímov.

Pro kalibraci byla z časových řad MAP po konečném uvážení zvolena ta, vypočtená pomocí metody *Inverse Distance Weighted*. Původně jsem zamýšlela použít MAP určené na základě kombinovaných odhadů radar-srážkoměr (MERGE), protože z dostupné literatury a výsledků verifikace pro určitá období (Šálek, 2004; Šálek, Novák, 2008) vyplývá, že dává v porovnání s jinými metodami nejlepší výsledky. To však nemusí platit pro všechna území ČR, záleží rovněž na konkrétní události. Na základě výsledků zpracování časových řad se zdá, že tato metoda v modelovém území srážky spíše podhodnocuje. Jako verifikační období byla zvolena událost ze srpna 2007, kdy mohu opět srovnávat simulovaný a skutečný hydrogram v profilu prvního hladinoměru, případně také hladinoměru Tišina. Poté byly simulovány i ostatní povodňové stavy, či zvýšení průtoků v závěrovém profilu Třetí mlýn s využitím MAP spočítaných různými způsoby.

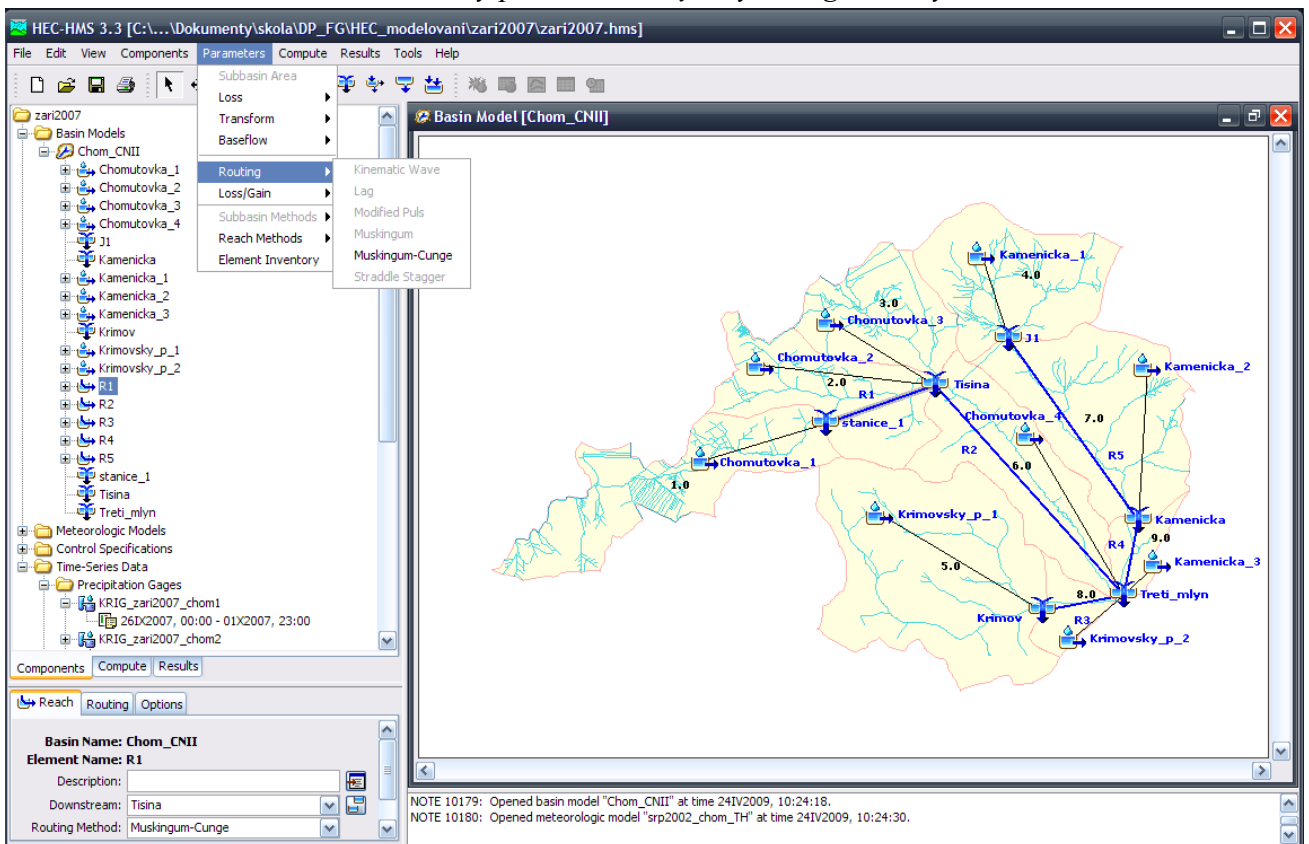
8.1 OBECNÝ POSTUP PŘI SIMULACÍCH V SYSTÉMU HEC-HMS

8.1.1 Sestavení modelu pro určitou událost

Prvním krokem, chceme-li simulovat určitou událost v systému HEC-HMS, je vytvoření nového projektu a modelu povodí (*Basin Model*) v menu *Components*. Stromová fyzická reprezentace povodí je následně sestrojena pomocí nástrojů představujících jednotlivé

hydrologické elementy. V případě schématu povodí horní Chomutovky, viz. obrázek 5-1, jsou jimi dílčí povodí (*Subbasin*), soutok (*Junction*) a úsek toku (*Reach*). Uživatel musí určit jejich logickou strukturu (tedy jak jdou po sobě, do jakého elementu odtéká voda z jiného hydrologického elementu) a vzájemně mezi sebou tyto elementy propojit pomocí rolety *Downstream* v *Component Editoru*. *Basin Model* je také možné importovat z jiného projektu. Této možnosti bylo využito při simulaci zvolených událostí, kdy každá byla uložena v odlišném projektu. Následuje volba metod použitých pro simulace v menu *Parameters*, jak je ukázáno na následujícím obrázku. Podstata těch, které byly zvoleny v této práci, je vysvětlena v kapitole 5-3.

Obrázek 8-1: Ukázka volby použité metody v hydrologickém systému HEC-HMS



Zdroj: HEC-HMS 3.3

V dalším kroku jsou vytvořeny časové řady srážek a průtoků pomocí manageru časových řad (*Time-Series Data Manager*). Zvolí se způsob zadání časové řady, časový krok a použité jednotky. Řady je možné vkládat ručně, například kopírováním z tabulkového editoru, nebo importovat z databáze HEC-DSS, jako tomu bylo kvůli přehlednosti a objemu dat v mém případě. Poté je zhotoven meteorologický model s využitím komponenty *Meteorologic Model*

Manager, ve kterém je vybrána metoda pro srážky (*Specified Hyetograph*) a propojena jednotlivá povodí s časovými řadami MAP. Nakonec jsou nastaveny parametry simulačního běhu pomocí komponenty kontrolních specifikací (*Control Specification Manager*).

8.1.2 Zadání vypočtených charakteristik a časových řad

Určení stavových charakteristik povodí a říční sítě, které je nutné zadat jako vstupní parametry do komponenty *Basin Model*, je popsáno v kapitole 6.1. Některé proměnné byly pouze odhadnuty na základě dostupné literatury a vlastního uvážení, později je možné je kalibrovat. Vypočtené parametry jednotlivých metod byly zadány do modelu vždy najednou (obrázek 8-2). Bohužel kvůli výpočtu charakteristik prostřednictvím programu ArcGIS není možné hodnoty automaticky exportovat do systému HEC-HMS.

Obrázek 8-2: Souhrnné zadání parametrů jednotlivých metod do vytvořeného modelu

The screenshot displays the HEC-HMS 3.3 interface with four configuration windows open for the project 'zari2007'. The windows are:

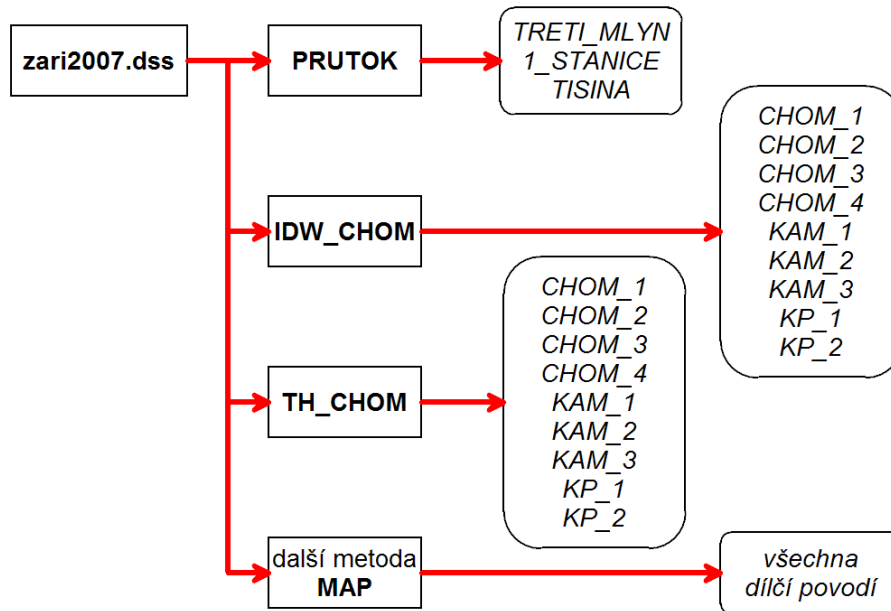
- Curve Number Loss [Chom_CNII]**: A table with columns for Subbasin, Initial Abstraction (MM), Curve Number, and Impervious (%).
- Recession Baseflow [Chom_CNII]**: A table with columns for Initial Discharge (M3/S), Recession Const..., Threshold Type, Threshold Flow (M3/S), and Ratio to Peak.
- Clark Transform [Chom_CNII]**: A table with columns for Subbasin, Time of Concentration (HR), and Storage Coefficient (HR).
- Muskingum Cunge Channel Routing [Chom_CNII]**: A table with columns for Reach, Length (M), Slope (M/M), Manning's n, Invert (M), and Shape.

At the bottom of the interface, a status bar indicates: "NOTE 10165: Finished computing simulation for 'K116_zari2007' at time 241v2009, 13:01:55."

Zdroj: HEC-HMS 3.3

Časové řady srážek a průtoků, jak již bylo uvedeno výše, byly importovány z databázového systému HEC-DSS. Vložení dat do databázového souboru *.dss proběhlo prostřednictvím programu HEC-DSSVue. Způsob zadávání dat byl popsán v části 6.2, časové řady lze lehce překopírovat například z formátu *.xls. Pro každé modelované období byla vytvořena podobná struktura databáze jako ta znázorněná na obr. 8-3 pro událost ze září 2007.

Obrázek 8-3: Struktura databáze pro časové řady srážek a průtoků



Zdroj: Autor

Nakonec je zadán simulační běh, kdy je přiřazen odpovídající model povodí (*Basin Model*), meteorologický model (*Meteorologic Model*) a kontrolní specifikace simulace (*Control Specifications*). To se provede v menu *Compute* příkazem *Create Simulation Run*. Výpočet se spustí v okně *Compute*.

8.1.3 Kalibrace modelu

8.1.3.1 Obecný postup a objektivní kritéria správnosti parametrů

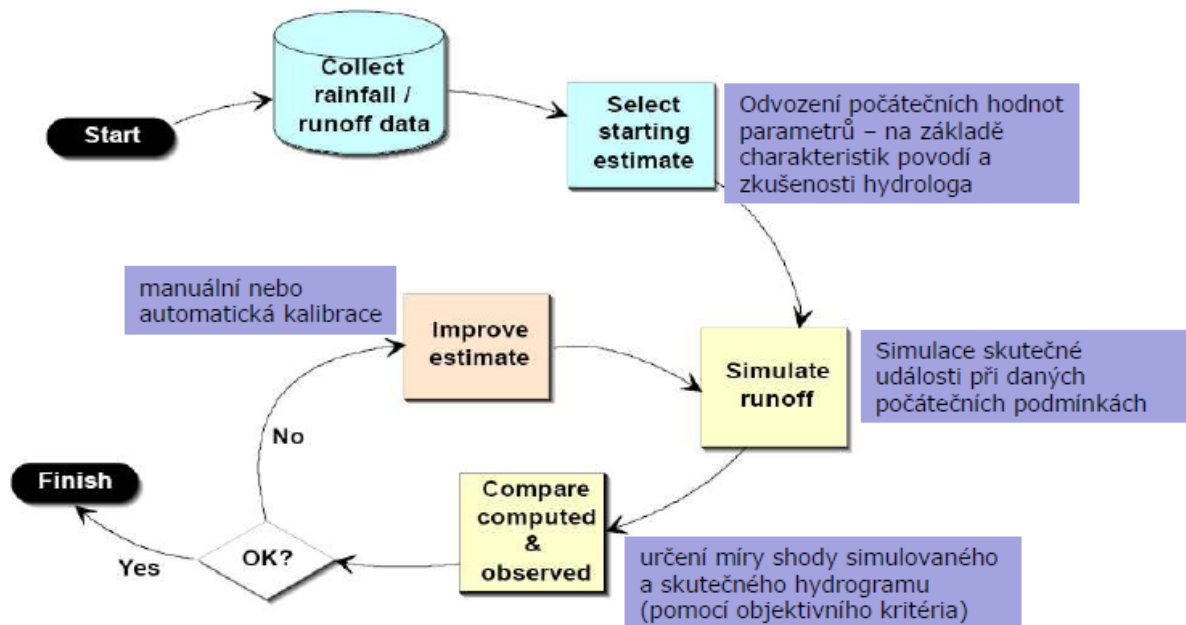
Kalibraci a následnou verifikaci modelu je nutné provést před použitím systému pro modelování dalších simulací. Kalibrace modelu znamená, že jsou několikrát optimalizovány hodnoty vstupních parametrů jednotlivých metod s cílem nalézt nejlepší shodu mezi skutečným

chováním systému povodí a výsledky srážko-odtokového modelu. Kalibrací je možné připravit modelovací systém například pro operativní běh. Má pro přesnost modelu zásadní význam.

Provádí se na historických událostech, kdy je možné ověřit kvalitu výpočtu. Jedná se o dlouhodobý kontinuální proces, při němž se kalibrační parametry mohou měnit se změnami chování systému (Krejčí et al., 2002). Kalibrace modelu může být buď automatická, nebo manuální, vždy je ale nutné stanovit meze, kterých může parametr nabývat.

Kalibrace je spojena s řadou problémů a nejistot. Manuální kalibrace představuje časově zdoluhavý proces. Rovněž řešení není jednoznačné, protože změna jednoho parametru se dá kompenzovat opačnou změnou jiného. Tudíž řešení může být spolehlivé pro kalibrační událost, při verifikaci ale výsledky sedět nemusí. Vliv parametrů na tvar a velikost výsledného hydrogramu také nebývá lineární. Důležitým faktorem je i vhodná volba časového a prostorového měřítka. Dále se touto problematikou zabývá část devátá, diskuze.

Obrázek 8-4: Strategie při optimalizaci parametrů srážko-odtokového modelu



Zdroj: Feldman, 2000 in Jeniček, 2008b

Při kalibraci modelu je vhodné dodržet postup, který vyjadřuje schéma na předchozím obrázku 8-4 a který je následující:

- 1) Určení vstupních hodnot parametrů, odhad počátečních podmínek (např. předchozí nasycení půdy) a simulace historické události s těmito vstupními daty.

- 2) Odvození parametrů na základě odezvy modelového povodí a znalosti jeho charakteristik. Optimalizovat parametry je možné různými metodami automatické optimalizace, což však může přinést nerealistický odhad hodnot, či manuálně na základě zkušeností. Automatický způsob může potlačit fyzikální podstatu procesů hydrologického cyklu, na druhé straně metody tohoto typu optimalizace procházejí v současnosti dynamickým vývojem (Daňhelka et al., 2002).
- 3) Verifikace parametrů, kdy je jejich platnost ověřena na jiných obdobích, než na jakých byla provedena kalibrace nebo přímo v operativním běhu.

Existují nejrůznější kritéria shody veličin simulovaných a pozorovaných, která se nazývají objektivní kritéria. Chyby mohou být vyjádřeny například fázovým posunem času kulminace, rozdílem kulminačního průtoku (relativní/procentní chyba kulminace) či rozdílem objemu odtoku (relativní/procentní objemová chyba). Dále mohou být sledována kritéria jako suma kvadratických nebo středních odchylek či směrodatná chyba odhadu RMSE (Feldman, 2000). Kulhavý a Kovář (2000) uvádí koeficient variace PE , určený dle metodiky WMO:

$$PE = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{skut_i} - Q_{sim_i})^2}{\frac{N}{\bar{Q}}}, \quad (8.1)$$

kde Q_{skut_i} je i -tá ordináta skutečného průtoku a Q_{sim_i} je i -tá ordináta simulovaného průtoku. N značí počet hodnot a \bar{Q} je skutečný průměrný průtok. Je-li hodnota $PE < 0,15$, shoda je označována za velmi dobrou, při $0,15 < PE < 0,3$ je shoda dobrá a do $0,4$ ještě použitelná.

Při výběru objektivní funkce je vhodné se řídit především účelem simulace, žádné kritérium ale nevyhovuje všem účelům. Vhodné je proto kombinovat více kritérií, především u epizodních událostí. Systém HEC-HMS nabízí při automatické optimalizaci parametrů objektivní funkci zvanou *Peak-Weighted RMS Error Objective Function*, která současně srovnává kulminační průtoky, objemy a čas kulminace simulovaného a pozorovaného hydrogramu. Způsob výpočtu je uveden ve Feldman (2000).

8.1.3.1 Strategie kalibrace pro modelové povodí

Při kalibraci modelu byla nejprve vyzkoušena automatická kalibrace pro závěrový profil Třetí mlýn. Jelikož však nejsou při simulaci uvažovány vodní nádrže, nelze tento způsob použít, protože dává nereálné výsledky. Proto byla automatická optimalizace testována pro část povodí po první hladinoměru s využitím různých objektivních funkcí. K navrhovaným změnám parametrů poté bylo přihlédnuto při manuální kalibraci. Zde jsem se snažila především o to, aby výsledek seděl pro místo prvního hladinoměru, dále byl kontrolován profil Tišina a porovnávány jednotlivé výsledky pro limnigraf Třetí mlýn. Při změně parametrů, které jsou dle řídicích rovnic proměnnými při výpočtu dalších vstupních parametrů, jsem dbala na to, aby byly odpovídajícím způsobem měněny i tyto a teprve upravené hodnoty kalibrovány. Jedná se například o čísla CN a na nich závislá doba koncentrace T_c .

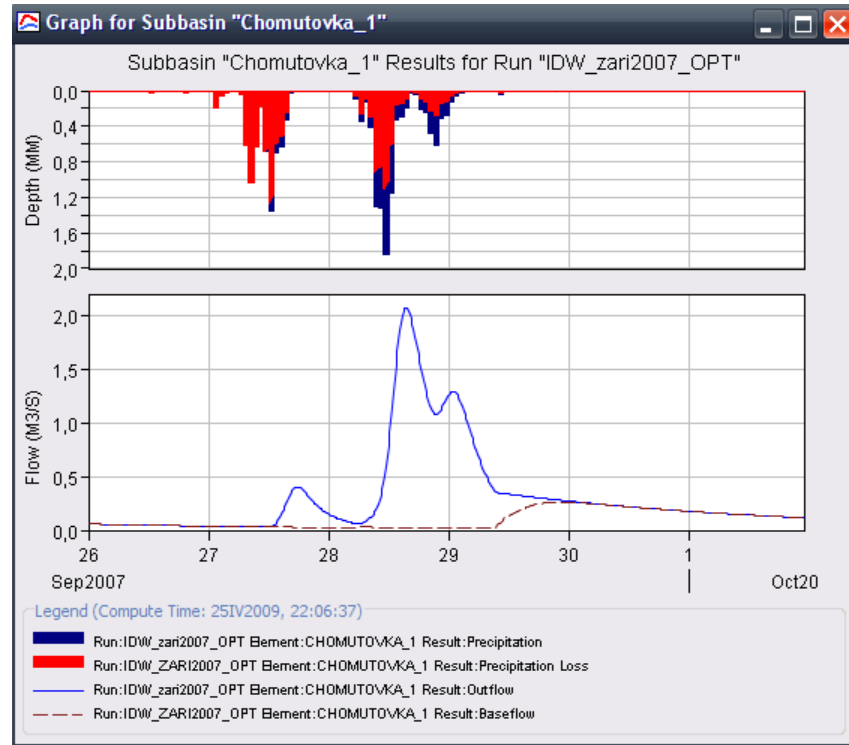
Při automatické kalibraci vybraných parametrů je vytvořen nový optimalizační běh (*Create Optimization Trial* v menu *Compute*), kterému je přiřazena simulace a profil s pozorovanými průtoky. Nastaví se vlastnosti optimalizace, tedy hlavně metoda objektivní funkce, kterou chci pro optimalizaci využít. V mém případě byla aplikována kromě metody *Peak-Weighted RMS Error* ještě kritéria jako procentuální chyba kulminace, objemová chyba a suma absolutních chyb, aby bylo zjištěno, jak parametry na tato kritéria reagují. Postupně se přidávají parametry, které chceme kalibrovat a stanovují se jejich meze. Ruční kalibrace poté probíhala změnou jednotlivých parametrů v kopii povodí *Basin Model*. Kalibrace zvolené události ze září 2007 je blíže popsána v kapitole 8.2.1.

8.1.4 Interpretace výsledků

Výsledky simulace či optimalizačního běhu je možné si prohlédnout v záložce *Results*. K nahlédnutí jsou jednotlivé složky srážko-odtokového procesu a výsledky z dílčích povodí či jiných elementů. Jedná se například o příčinnou srážku, ztráty a vypočtenou efektivní srážku, přímý odtok, baseflow a výsledný odtok, jak je ukázáno na obrázku 8-5. Pro každý element nechybí časová řada jednotlivých jevů a jednoduchá statistika. Pro optimalizační běh je zobrazeno porovnání simulovaného a pozorovaného průtoku ve formě bodového grafu (*Scatter Plot*), objektivní funkce a změny jednotlivých parametrů. Výsledky jsou současně ukládány do databáze HEC-DSS (*.dss), kde je možné si je souhrnně vizualizovat či je například editovat.

Program HEC-DSSVue pro správu časových řad také umožňuje export jednotlivých řad do programu Excel.

Obrázek 8-5: Vizualizace výsledků na příkladu dílčího povodí Chomutovka 1

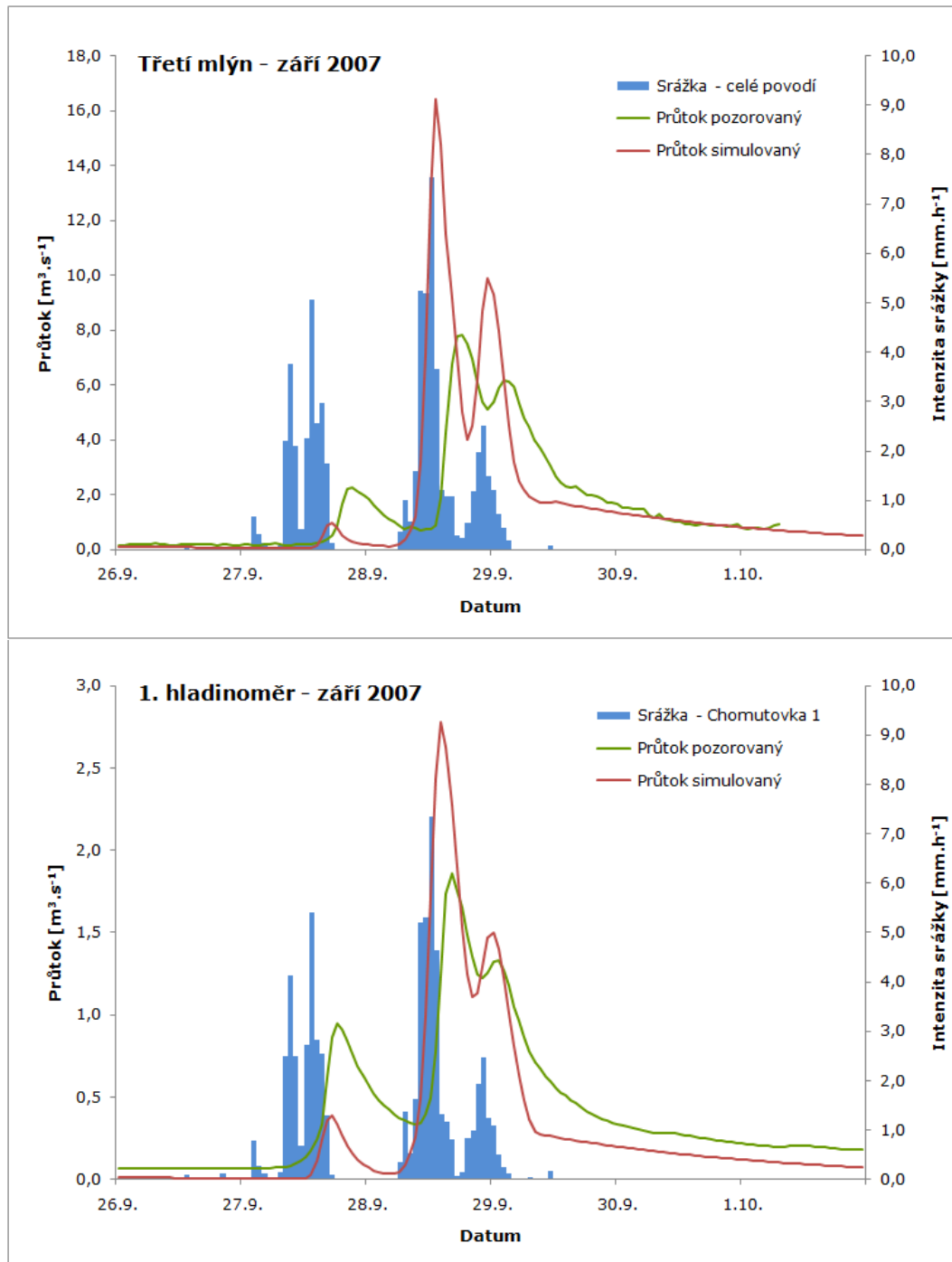


Zdroj: HEC-HMS 3.3

8.2 MODELOVÁNÍ ODTOKU PRO UDÁLOST V ZÁŘÍ 2007

8.2.1 Nastavení parametrů simulace a kalibrace události

Zvýšení průtoku v září 2007 bylo způsobeno regionálními dešti (viz. kapitola 7.4.1). Časové řady srážkových úhrnů na jednotlivých stanicích byly k dispozici pro rok 2007 pouze pro zvolené události, proto nemohlo být určeno počáteční nasycení půdy ($CN_I - CN_{III}$) pomocí indexu předchozích srážek. Na základě řady vodních stavů z hladinoměru Tišina jsem usoudila, že jako počáteční podmínka bude brán normální stav nasycení (CN_{II}). Vstupní parametry počáteční simulace jsou uvedeny na obrázku 8-2. Některé z hodnot (parametry základního odtoku) byly pouze odhadnuty a je zřejmé, že je následně bude vhodné kalibrovat. Průběh skutečného a simulovaného hydrogramu pro závěrový profil Třetí mlýn a pro místo prvního hladinoměru charakterizuje obrázek 8-6.

Obrázek 8-6: Počáteční simulace průtoku ze září 2007 (profil Třetí mlýn a 1. hladinoměr)

Zdroj: HEC-HMS 3.3

Z předchozích grafů, je zřejmé, že modelovaná a pozorovaná křivka průtoku mají sice podobný průběh, ale jinak si příliš neodpovídají. V případě závěrového profilu musíme brát v úvahu vliv dvou nádrží na tvar skutečné povodňové vlny, které mají za následek snížení

velikosti kulminace, objemu vlny a také zpoždění času kulminace. Kalibrace byla proto prováděna spíše pro profil 1. hladinoměru, avšak s ohledem na výsledný hydrogram. Byly měněny váhy různých parametrů a zkoumán jejich vliv na průběh odtoku.

V první řadě je možné si všimnout, že jsou rozdílné velikosti kulminace, tudíž je vhodné začít s parametry objemu přímého odtoku. První zvýšení průtoku je v případě toho simulovaného příliš malé, hodnota kulminačního průtoku v modelovaném hydrogramu je v porovnání s realitou naopak příliš vysoká. Tudíž je příhodné změnit velikost počáteční ztráty, zároveň snížit průměrné hodnoty CN čísel a případně upravit hodnotu retenční konstanty R_c , simulující dobu zdržení vody v povodí. Ohledně hodnot CN čísel panuje nejistota především v souvislosti s výskytem četných rašelinišť ve vrcholové části povodí. Na základě dostupné literatury (Šercl, 2006) jim byla přiřazena vysoká čísla CN (CN = 99). Dřívější představa, že rašeliniště fungují jako „sací houba“, byla již dávno vyvrácena, je ale možné, že dokáží zachytit větší objem srážky, než jim byl hodnotou CN přisouzen. A to i přes to, že v minulosti byla odvozněna. Měněna proto byla čísla CN pro dílčí povodí vyskytující se ve vrcholové části. Souhrnně pro všechna subpovodí byla snížena velikost počáteční ztráty, aby bylo lépe vystiženo první zvýšení průtoku.

Dále si neodpovídají počáteční bazální odtok a také poklesové větve obou hydrogramů, tudíž je nutné změnit hodnoty parametrů základního odtoku. Čáry průtoků se rovněž liší v čase kulminace, což může být způsobeno již dříve uvedeným časovým rozdílem v maximálních úhrnech naměřených na srážkoměrech a pomocí radarových odhadů. Vycházela jsem tedy z předpokladu, že by mezi hydrogramy měl být zachován časový posun o cca 1-2 hodiny. I tak je ale vhodné upravit parametry Clarkova jednotkového hydrogramu, aby k určitému zdržení vody při odtoku z dílčích povodí došlo. Také jsem předpokládala, že při povodňových stavech se kvůli zvětšeným odporům zvětší hodnoty Manningova součinitele drsnosti. I když vliv doby postupu vody korytem je v porovnání s ostatními složkami srážko-odtokového cyklu spíše podřadný. Přehled kalibrovaných parametrů včetně koeficientu změny, je uveden v tabulce 8-1.

Tabulka 8-1: Seznam kalibrovaných parametrů

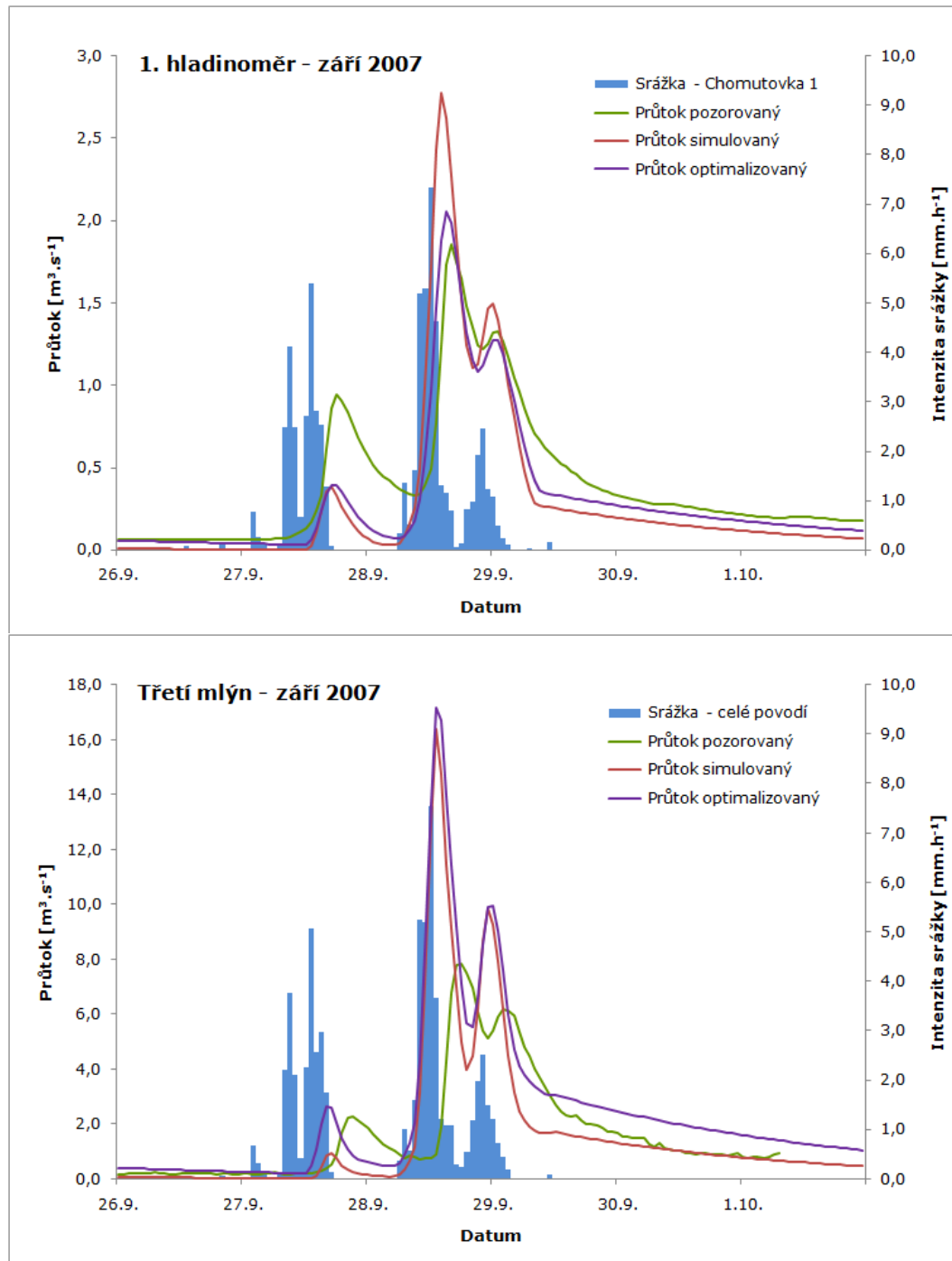
Parametr	Název	Koeficient	Parametr	Název	Koeficient
CN [-]	hodnota CN křivky	0,92	Q_0 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	počáteční baseflow	5
I_a [mm]	počáteční ztráta	0,55	„Ratio to Peak“	poměr ke kulminaci	hodnota 1,17
T_c [hod]	doba koncentrace povodí	1,2	k [-]	poklesová konstanta	hodnota 0,65
R_c	retenční konstanta	1,3	n [-]	Manningův koeficient	1,5

Zdroj: Autor

8.2.2 Výsledky optimalizace parametrů

Výsledky kalibrace parametrů uvedených v předchozí kapitole jsou pro profil Třetí mlýn a 1. hladinoměr k vidění na obrázku 8-7.

Obrázek 8-7: Optimalizované hydrogramy ze září 2007 (profil Třetí mlýn a 1. hladinoměr)



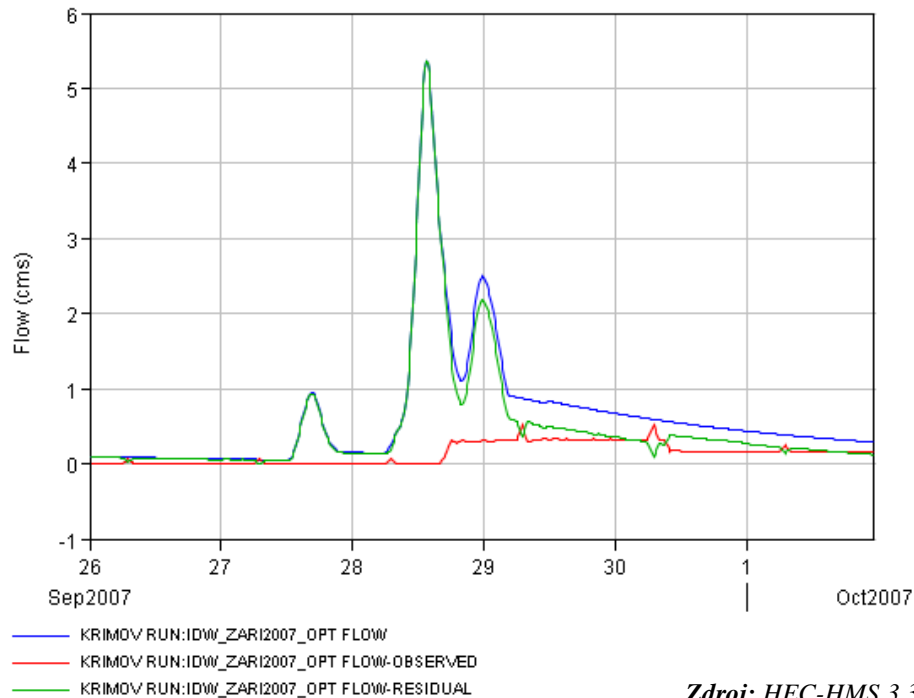
Zdroj: HEC-HMS 3.3

Zaměříme-li se na profil 1. hladinoměru, vykazují obě křivky již poměrně dobrou korespondenci. Koeficient variace PE má hodnotu 0,09, což je dle kritérií považováno za shodu „velmi dobrou“, průměrná absolutní odchylka mezi modelovaným a reálným průtokem činí $0,13 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Simulovaný hydrogram má ve sledovaném období celkově nižší objem, než odpovídá hydrogramu reálnému, a to o 22,3 %, což je hlavně díky prvnímu zvýšení průtoku, který příliš neodpovídá. Zde jsem se ale snažila, aby bylo dosaženo malé odchylky od skutečnosti pro profil Třetí mlýn. Procentní chyba kulminace činí jen 9,3 % (tedy $0,18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), čas kulminace se liší o půl hodiny. Rozdíl nastává stále na poklesové větvi, zde však bylo přihlíženo k výslednému hydrogramu v závěrovém profilu. Dále byla snaha o to, dodržet fyzikální podstatu simulovaných procesů, tedy měnit odpovídajícím způsobem hodnoty parametrů, které spolu souvisejí. Nejistota panuje při snížení počáteční ztráty téměř o polovinu původní hodnoty, na druhé straně bývá velikost tohoto parametru implicitně určena na základě experimentů, tudíž nemusí sedět pro modelové území.

Při bližším zkoumání odtokových křivek v profilu Třetí mlýn je zřejmé, že statistiky shody jsou nevyhovující (koeficient variace PE nabývá hodnoty 4,6, procentní objemová chyba 55,1 %, procentní chyba kulminace 120 %). Podíváme-li se ale na simulovaný průtok, přitékající do nádrže Křimov a průběh odtoku z tohoto vodního díla (obr. 8-8), nemusí být modelovaný hydrogram bez vlivu nádrží až tak nepřesný.

Vodní dílo Křimov oproti simulovanému přítoku snížilo pro tuto událost objem vlny o 78 % (ze 330,5 tis. m^3 na 72,7 tis. m^3). Kulminační průtok nádrž plně zachytila, teprve poté došlo ke zvýšení hodnoty odtoku, rozdíl tedy činí $5,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Vezmeme-li v úvahu, že stejný procentuální vliv má i nádrž Kamenička, byl objem vlny v jejím případě snížen o 198,6 tis. m^3 a kulminační průtok o $3,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Samozřejmostí je, že toto snížení závisí na průběhu hydrogramu modelovaného přítoku, řádově by však vliv nádrží mohl sedět.

Připočteme-li k pozorovanému objemu odtoku v profilu Třetí mlýn pro tuto událost vliv nádrží, lze konstatovat, že si objemy poměrně odpovídají. Simulovaný objem vlny činí 1257,8 tis. m^3 , pozorovaný, opomeneme-li vliv nádrží, 1221,1 tis. m^3 , procentní objemová chyba je 3,0 %. U velikosti kulminace je třeba obezřetnosti, nelze jednoduše k pozorované kulminaci přičíst kulminační průtoky zadržené nádržemi, maximální průtok totiž nastává v odlišnou dobu. Z předchozího grafu (obr. 8-8) je patrné, že nádrže mají vliv na zpoždění kulminace, vlny z dílčích povodí Křimova a Kameničky by dorazily do závěrového profilu jako první.

Obrázek 8-8: Vliv vodní nádrže Křimov na snížení objemu odtoku a kulminaci vlny (září 2007)

Zdroj: HEC-HMS 3.3

8.3 VERIFIKACE MODELU NA UDÁLOSTI ZE SRPNA 2007

8.3.1 Nastavení parametrů simulace

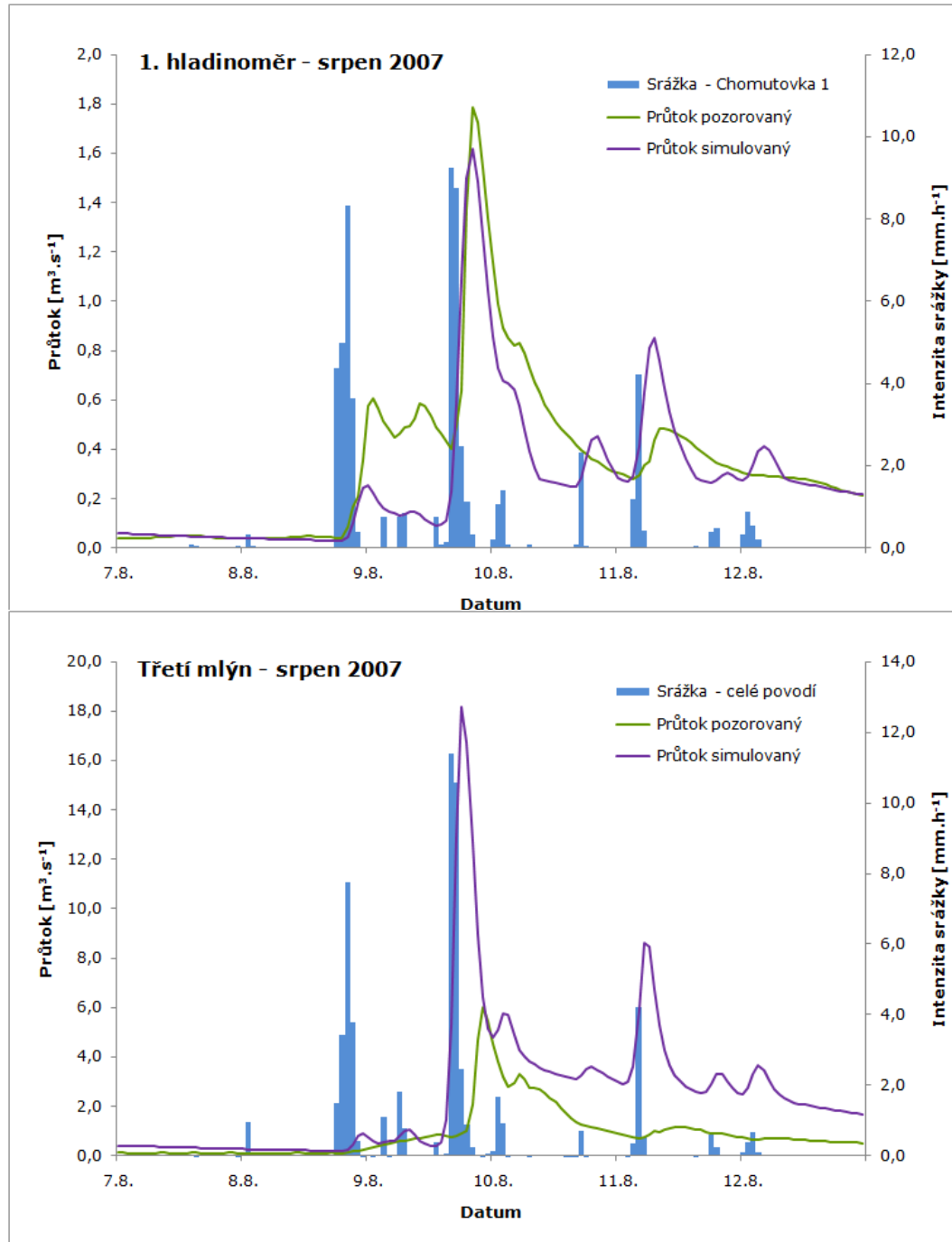
Jako verifikační období byla zvolena událost mezi 7. 8. až 12. 8. 2007, kdy bylo povodí zasaženo sérií přívalových srážek (viz. kapitola 7.4.1). Kulminační průtok činil $6,15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Opět nebyly k dispozici časové řady předchozích srážek, počáteční nasycení půdy tedy bylo odhadnuto z řady vodních stavů z hladinoměru Tišina. Bylo počítáno s normálním stavem nasycení, tedy hodnotami CN_{II} . Vstupními parametry jednotlivých metod jsou ty, získané optimalizací na základě kalibrace modelu pro událost ze září 2007.

Jelikož jde o verifikační událost, měla by být ověřena správnost dříve nakalibrovaných vstupních parametrů modelu. Rozdíly mohou být dány jiným typem srážky. Například v případě použité metody SCS CN jde o model typu *saturation-excess*, kdy není zohledněna intenzita srážky a také klasické teorie pro popis proudění v nenasycené zóně. Co se týče rozdílného předchozího nasycení povodí, pro odlišné stavy a další simulované události byly použity hodnoty CN_I a CN_{III} , pozměněné procentuálně stejným způsobem jako při optimalizaci hodnot CN_{II} . Upravena byla rovněž velikost souvisejících parametrů dle řídicích rovnic.

8.3.2 Výsledky simulace

Pro profil Třetí mlýn a 1. hladinoměr jsou výsledné odtokové křivky spolu s příčinnými srážkami uvedeny na obrázku 8-9.

Obrázek 8-9: Výsledky simulace pro událost ze srpna 2007 (profil Třetí mlýn a 1. hladinoměr)

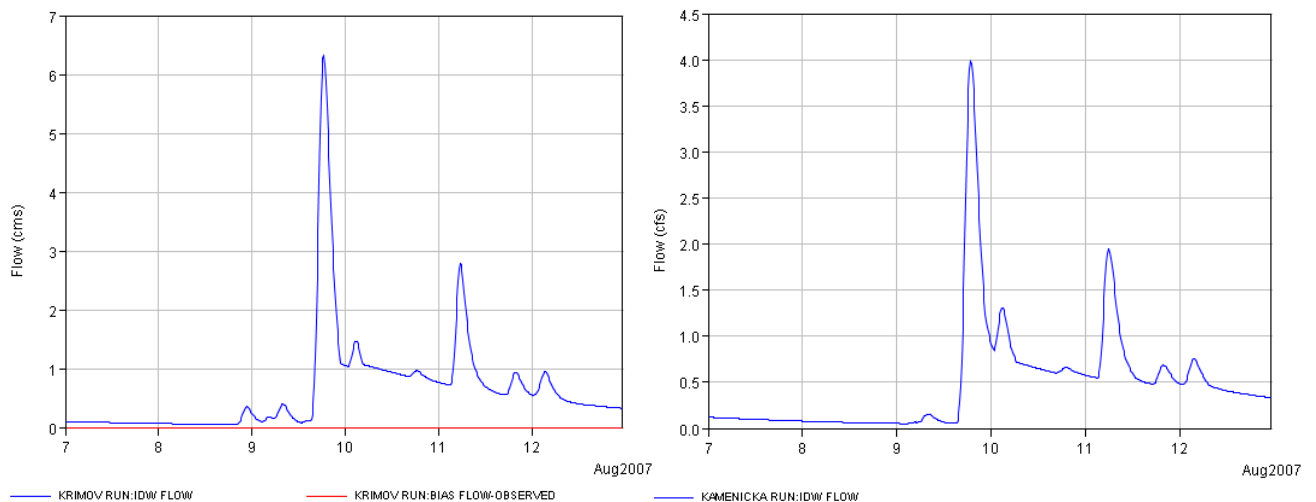


Zdroj: HEC-HMS 3.3

Oproti skutečnému hydrogramu je v profilu instalovaného hladinoměru rozdíl opět pro první vlnu, kdy si neodpovídají dosažené velikosti průtoků. To může být následkem vyšší intenzity srážky a překročením maximální rychlosti infiltrace, které není zohledněno v metodě SCS CN. Charakter obou křivek ale zůstává přibližně zachován. Čas nástupu vlny je u obou hydrogramů skoro stejný, čas kulminace se liší jako v předchozím případě o půl hodiny. Chyba kulminace dosahuje hodnoty $-0,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, což odpovídá 12,1 %. Objem odtoku v období se liší o 20,0 %. Koeficient variace PE má hodnotu 0,1, jde tedy o velmi dobrou shodu. Rozdíl je patrný v pomalejším poklesu u simulované křivky, což může být způsobeno rychlejším povrchovým odtokem v reakci na typ příčné srážky a nižším vlivem základního odtoku.

Při porovnání výsledků z profilu Třetí mlýn je znovu přihlédnuto k vlivu nádrží. Průměrný denní odtok z vodního díla Křímov je pro modelované období nulový, lze předpokládat, že totéž platí i pro nádrž Kamenička. Simulované odtokové křivky pro místa, kde se nacházejí nádrže jsou k nahlédnutí na obrázku 8-10.

Obrázek 8-10: Simulované hydrogramy pro událost ze srpna 2007 (Křímov, Kamenička)



Zdroj: HEC-HMS 3.3

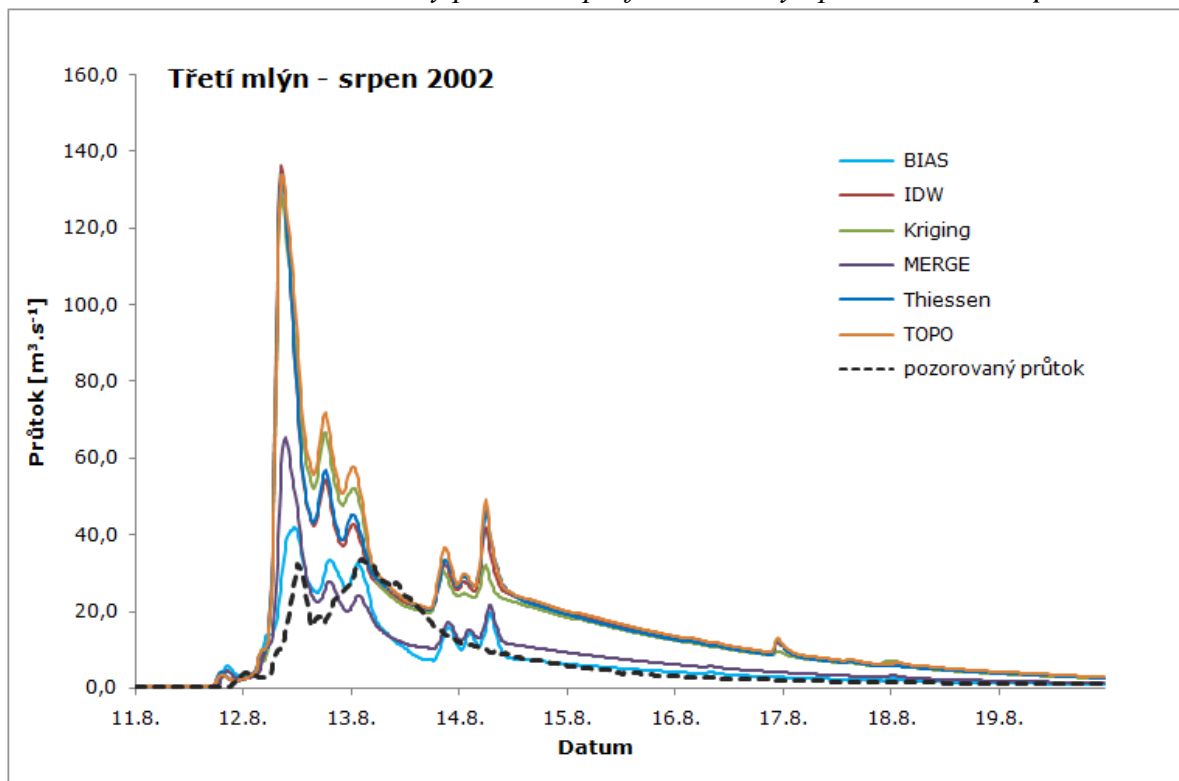
Uvedené nádrže zmenšily dle výsledků simulací objem odtoku pro profil Třetí mlýn a modelovanou událost o 915,3 tis. m^3 , kulminace dílčích vln byly sníženy o $6,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (VD Křímov), respektive $4,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (VD Kamenička). Procentuální objemová chyba je při neuvažování vlivu nádrží 8,1 %, což ukazuje poměrně dobrou shodu obou hydrogramů.

8.4 SIMULACE ODTOKU S RŮZNÝMI ČASOVÝMI ŘADAMI SRÁŽEK

Obsahem této kapitoly je porovnání výsledků simulací pro závěrový profil Třetí mlýn ve zvolených obdobích charakterizovaných v části 7.4.2. Výsledné hydrogramy jsou generovány na základě rozdílného prostorového rozložení srážek v rámci dílčích povodí vypočteného dle různých metod uvedených v kapitole 7. Celkové průměrné úhrny srážek spadlých na povodí pro zvolená simulovaná období jsou obsahem přílohy č. 5. Z nich je patrné, že se v rámci použitých metod liší objem příčinné srážky, pro některá období dost výrazně. Celkový úhrn srážek významně podmiňuje objem odtoku, důležitým faktorem je však také intenzita srážky, velikost počáteční ztráty, vlastnosti půd a vegetačního krytu, které určují velikost efektivní srážky.

Pro výběr metod určujících prostorové rozložení srážkových úhrnů jsem v prostředí systému HEC-HMS vytvořila pro každou událost takovou strukturu, aby šlo při simulaci jednoduše přiřadit konkrétní meteorologický model (*Meteorological Model*). V něm byly příslušné časové řady srážek propojeny s dílčími povodími. Pro událost ze srpna 2002 jsou simulované hydrogramy na obrázku 8-11. Ostatní výsledky jsou uvedeny v příloze č. 6.

Obrázek 8-11: Simulované křivky průtoku v profilu Třetí mlýn pro událost ze srpna 2002



Zdroj: HEC-HMS 3.3

Pro tyto simulované události jsem již nezkoumala pomocí objektivních kritérií, jak na sebe „sedí“ simulované a reálné křivky průtoků, které jsou navíc ovlivněny kvůli zadržení vody v nádržích. V grafech je pozorovaný hydrogram uveden pouze pro srovnání. Je nutné si uvědomit, že kalibrace byla provedena s využitím řady MAP spočítané pomocí interpolace IDW. Proto nelze na základě dosažených výsledků s jistotou tvrdit, že aplikace určité časové řady srážek přináší lepší výsledky. Cílem bylo pouze zhodnotit rozdíly dané použitými metodami výpočtu MAP, a to pomocí objemu odtokových křivek a velikostí simulovaných kulminačních průtoků. Přehledně tyto výsledky zobrazuje pro všechny události následující tabulka 8-2. Jinak provedená kalibrace modelu ovšem může přinést výsledky rozdílné, rámcově se ale dají z provedených simulací vyvodit určité závěry.

Tabulka 8-2: Rozdíly v objemu odtoku a hodnotách kulminačních průtoků v profilu Třetí mlýn

Období	Sledovaná veličina*	Metoda použitá pro výpočet MAP						Skutečnost
		BIAS	IDW	Kriging	MERGE	Thiessen	TOPO	
29. 5. – 9. 6. 1995	Q_k [$m^3 \cdot s^{-1}$]	---	11,0	12,2	---	11,2	11,0	4,7
	V [tis. m^3]	---	1351,7	1547,7	---	1367,8	1480,7	1883,9
31. 8. – 3. 9. 1995	Q_k [$m^3 \cdot s^{-1}$]	---	12,3	16,1	---	13,2	16,4	9,7
	V [tis. m^3]	---	1024,2	1306,4	---	1106,2	1338,3	688,2
7. – 10. 10. 1998	Q_k [$m^3 \cdot s^{-1}$]	---	7,5	4,3	---	9,1	11,9	8,3
	V [tis. m^3]	---	454,3	305,9	---	525,1	656,7	471,9
6. – 10. 6. 2002	Q_k [$m^3 \cdot s^{-1}$]	1,1	6,2	8,6	1,0	6,3	10,9	1,8
	V [tis. m^3]	115,6	505,7	657,4	116,3	541,1	802,6	241,4
11. – 19. 8. 2002	Q_k [$m^3 \cdot s^{-1}$]	42,0	136,3	128,6	65,3	134,4	133,7	33,7
	V [tis. m^3]	5390,0	12426,0	12481,8	6260,8	12561,0	13743,0	5081,7
19. – 26. 7. 2004	Q_k [$m^3 \cdot s^{-1}$]	28,9	41,7	34,5	24,2	46,9	73,6	6,6
	V [tis. m^3]	2594,0	2669,1	2819,4	2134,7	2822,8	4529,3	602,9
21. – 24. 8. 2005	Q_k [$m^3 \cdot s^{-1}$]	17,1	7,8	6,1	13,8	9,4	9,0	4,6
	V [tis. m^3]	785,1	447,2	375,8	659,7	489,7	491,6	246,6
7. – 12. 8. 2007	Q_k [$m^3 \cdot s^{-1}$]	12,3	18,6	18,1	13,0	20,7	21,8	6,2
	V [tis. m^3]	930,5	1268,6	1366,7	910,8	1270,3	1582,6	465,3
26. 9. – 1. 10. 2007	Q_k [$m^3 \cdot s^{-1}$]	12,0	17,6	17,2	12,7	18,0	18,4	8,0
	V [tis. m^3]	807,5	1257,8	1261,7	937,7	1290,0	1330,0	764,7

* Q_k značí kulminační průtok a V je objem odtoku pro simulované období

Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

Z uvedených grafů a tabulky vyplývá, že pro závěrový profil povodí, Třetí mlýn, se charakteristiky odtokových křivek simulovaných s použitím různých časových řad MAP poměrně liší. A to především ve velikosti kulminačního průtoků. Tvar simulovaných hydrogramů je velice podobný, největší odlišnosti vykazují adjustované radarové odhady srážek (BIAS a MERGE).

Pro událost z června 2002 je patrné jasné podhodnocení modelované odtokové křivky, což je dané zřejmě postupným testováním metod adjustace srážek a jejich zaváděním do operativního provozu a chybami spojenými s odhadem srážkových úhrnů.

Rozdíly v kulminacích vztažené k hodnotě kulminačního průtoku vypočteného s využitím časových řad získaných pomocí metody IDW dosahují řádu desítek procent (0 – 140 % v rámci všech období a všech metod použitých pro výpočet MAP). Nejnižší hodnoty připadají většinou na řady MAP spočtené na základě radarových odhadů BIAS. Mezi simulovanými obdobími je vhodné si všimnout události ze srpna 2005. V tomto případě vykazují hydrogramy simulované s využitím radarových odhadů srážek nejvyšších kulminací, přičemž jde o přívalové srážky. Je pravděpodobné, že radarové měření mnohem lépe zachytilo prostorovou distribuci srážkových úhrnů než měření ze srážkoměrů, tudíž jsou interpolované MAP podhodnoceny. Bohužel se v modelovaných událostech nevyskytuje obdobný případ, který by mohl úvahu potvrdit. Záleží samozřejmě na oblasti zasažené přívalovým deštěm a pozici srážkoměrných stanic, tedy zda byly schopny tuto srážku zachytit.

Pro přívalovou srážku z října 1998 nebylo ještě k dispozici měření z radaru Brdy. I v tomto případě je ale možné zpozorovat poměrně malý rozdíl mezi skutečným kulminačním průtokem a kulminacemi hydrogramů simulovaných, v případě metody *Kriging* a IDW měl generovaný hydrogram dokonce nižší hodnotu kulminace než ve skutečnosti. Otázkou je, zda tyto výsledky souvisejí s podhodnocením srážkových úhrnů daným výpočtem MAP pouze z pozemních měření, či s přesností kalibrace modelu.

Nejistoty spojené s kalibrací modelu mají výrazný vliv především na hodnotu kulminačního průtoku. Velikost efektivní srážky závisí na odhadnuté počáteční ztrátě, která byla v rámci optimalizace parametrů oproti počáteční hodnotě značně snížena (o 45 %). Dále se kulminační průtok může velmi výrazně změnit použitím jiné hodnoty CN křivek než pro normální stav nasycení (CN_I , CN_{III}). Z mého pohledu bylo přeceněno předchozí nasycení v případě události z července 2004, rozdíly v hodnotě kulminace simulovaných hydrogramů dosahují 120 % (metody MERGE x *Topo To Raster*). Použitá interpolační technika *Topo To Raster* generuje ve většině případů hydrogram s nejvyšší hodnotou kulminačního průtoku i objemem odtoku, alespoň v rámci metod založených na datech měření ze srážkoměrů.

Pro stratiformní typ srážek neexistují příliš velké rozdíly v generovaných hydrogramech při výpočtu MAP pomocí interpolačních metod. To je možné zpozorovat především ze

simulovaných odtokových křivek pro modelované období z června 1995, srpna 2002 a září 2007. V těchto případech se liší velikosti kulminace v rámci všech metod o maximálně 10,9 %, hodnoty objemu odtoku o maximálně 14,5 %. Hlavně pro tato období jsou křivky průtoků vypočtené na základě MAP s využitím radarových odhadů srážek nižší než u ostatních metod, a to až o 70 % v případě hodnoty kulminačního průtoku pro srpnové povodně z roku 2002 (vztaženo k hodnotě kulminace referenční techniky IDW). To podporuje domněnku, že nejsou zachyceny orograficky zesílené srážky na návětrné straně Krušných hor.

Je obtížné určit nejvhodnější metodu pro výpočet prostorového rozložení srážek, které slouží jako vstup do hydrologických aplikací. Záleží samozřejmě na konkrétním území, typu srážky, rozložení a hustotě pozemních měřících stanic v rámci sledovaného území. Na základě proběhlých simulací je zřejmé, že výsledky se mohou výrazně lišit. Vhodné by bylo například při adjustaci radarových odhadů úhrnů srážek zohlednit typ srážky. Vstupní časové řady spočtených MAP jsou tedy zatíženy určitou nejistotou, což by mělo být bráno v úvahu při samotné kalibraci srážko-odtokového modelu. Další problémy a nejistoty spojené se srážkovými daty i celkově se samotným hydrologickým modelováním jsou uvedeny v následující kapitole.

9. DISKUZE

Modelování srážko-odtokového procesu je spojeno s řadou problémů a nejistot. Ty souvisejí s výběrem vhodného modelu, volbou metod, které charakterizují dílčí složky hydrologického cyklu, volbou časového a prostorového měřítka, odhadem počátečních podmínek simulace a hlavně kalibrací modelu. Velká dávka nejistoty panuje rovněž u kvality vstupních dat použitých v hydrologickém modelu a metodách jejich zpracování.

9.1 POUŽITÝ MODEL, METODY VÝPOČTU A KALIBRACE

Využití hydrologického systému HEC-HMS pro modelování srážko-odtokových poměrů v povodí horní Chomutovky vycházelo především z jeho dostupnosti. Model je jedním z nejrozšířenějších srážko-odtokových modelů v rámci freeware a je hojně používán především v USA. Je založen na celistvém přístupu k prostorové diskretizaci parametrů, proto je jeho nasazení vhodné pro menší povodí, jakým je i pramenná oblast Chomutovky. Pro správu velkého objemu použitých časových řad srážek bylo výhodné, že HEC-HMS využívá propojení s databázovým systémem HEC-DSS.

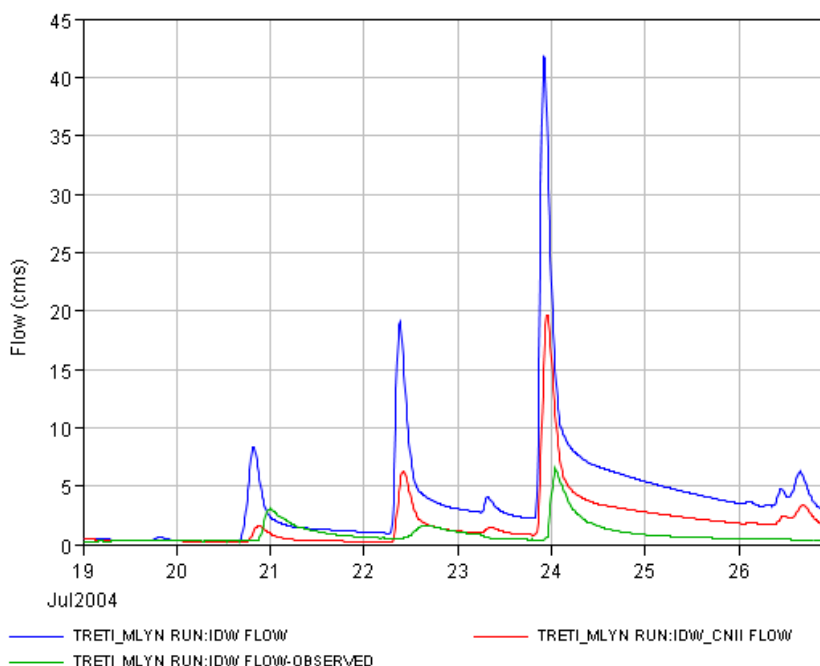
Výběr metod výpočtu pro dílčí složky hydrologického cyklu byl dán jednak předchozími zkušenostmi s aplikací modelu (Daňhelka et al., 2002; Šercl, 2006), jednak požadavky jednotlivých metod na vstupní data. Při modelování vlivu prostorového rozložení srážek na srážko-odtokový proces je základní otázkou volba metody pro výpočet odtokové ztráty. Roli hraje rovněž volba transformační funkce, protože přímo určuje tvar vlny a tím i velikost kulminačního průtoku (Šercl, 2007).

Modelovací technika pro určení objemu přímého odtoku SCS CN je výhodná hlavně kvůli dostupnosti dat a je hojně používána jak v Česku, tak v zahraničí. Na druhé straně je její využití limitováno řadou zjednodušení (model typu saturation-excess, kdy není zohledněna intenzita srážek, parametry nereprezentují klasické teorie proudění vody v nenasycené zóně, hodnoty CN jsou během simulovaného období konstantní, přičemž roste nasycení povodí). Vhodné by bylo ji pro příště kombinovat s nějakou další modelovací technikou, např. SMA.

Výsledky simulací výrazně ovlivňuje nastavení počátečních podmínek, v tomto případě stav nasycení půdního profilu. V metodě SCS CN je toto nasycení zohledněno při určení hodnot

CN. Stav vlhkosti (hodnoty CN_{III}) či sucha (čísla CN_I) byl odhadnut dle doporučení Janečka (2002) na základě indexu předchozích srážek, a to pro srážkoměrnou stanici Křímov. Rozdíly v simulovaných hydrogramech při použití křivek CN pro jiný stav nasycení jsou velice výrazné (obr. 9-1). Z mého pohledu bylo přeceněno počáteční nasycení půdy při modelování události z července 2004. Z metodiky SCS CN uvedené v USACE (1994) by měla být CN křivka opravována podle 5-denní předchozí srážky. Nasycení povodí záleží rovněž na jeho fyzicko-geografických charakteristikách a typu předchozích srážek. Opět by bylo přesnější vyzkoušet pro odvození počátečních parametrů větší počet metodik.

Obrázek 9-1: Vliv předchozího nasycení na modelovanou odtokovou křivku (červenec 2004)



Zdroj: HEC-HMS 3.3

Kalibrace modelu, tedy přizpůsobení použitých parametrů popisujících chování systému, je velice důležitým krokem. Má vliv na správný chod modelu. Mnoho veličin vstupujících do modelu je zatíženo určitou mírou nejistoty. U lumped modelů, jakým je i HEC-HMS, existuje v porovnání s jinými typy modelů poměrně malý počet parametrů, které mohou být kalibrovány.

Je nutné, aby zůstala zachována fyzikální podstata procesů hydrologického cyklu, proto jsem při kalibraci vymezila meze, ve kterých se optimalizovaný parametr může pohybovat. Snažila jsem se, aby při kalibraci nedošlo k „přeparametrizování“, jak uvádí například Beven

(2001). Proto jsem raději optimalizovala nižší počet parametrů a souhrnně pro všechna dílčí povodí, či vrcholovou část území (hodnoty CN).

Velikost parametru CN vycházela z rozboru půdních charakteristik a vegetačního pokryvu. K dispozici byla digitální data, na základě kterých bylo možné dle metodiky upravené pro ČR (Šercl, 2006) průměrné hodnoty CN v rámci dílčích povodí jednoduše spočítat. Nejistota panuje hlavně v určení CN křivek pro rašeliniště, která se hojně vykytují ve vrcholové části území. Dle mého názoru by jim měly být přiřazeny nižší hodnoty. Parametry jednotkového hydrogramu jsou určeny z fyzicko-geografických charakteristik povodí. Retenční konstanta R_c je však spočítána s využitím odhadu hodnot několika dalších konstant, proto je vhodné vypočtené hodnoty optimalizovat a tím upravit časovou složku modelovaných odtokových křivek.

Správný odhad optimalizace parametrů záleží hlavně na zkušenostech hydrologa, v mém případě byl brán ohled především na dostupnou literaturu (Beven, 2001; Daňhelka et al., 2002). Při kalibraci modelu je rovněž zásadní volba měřítka. Nejistoty spojené s kalibrací mohou vycházet i z chyb ve vstupních datech či z nedostatků metod použitých při jejich zpracování. Problémy při kalibraci modelu způsobují rovněž vodní nádrže, které v modelu nebyly uvažovány. Nacházejí na hlavních přítocích Chomutovky a mají výrazný vliv na transformaci povodňové vlny v závěrovém profilu Třetí mlýn. V práci jsem se pokusila určit na základě výsledků modelu míru tohoto ovlivnění.

9.2 NEJISTOTY SOUVISEJÍCÍ SE ZPRACOVÁNÍM VSTUPNÍCH DAT

Zpracování vstupních dat pro použité metody reprezentující složky hydrologického cyklu jsou věnovány kapitoly č. 6 (stavové charakteristiky povodí) a 7 (prostorové rozložení srážek). Při shromažďování datových podkladů je nutné brát ohled na nároky jednotlivých metod na vstupní data. Kvalitní popis fyzicko-geografických charakteristik území závisí především na podrobnosti mapových a datových podkladů, které jsou k dispozici. Nejdůležitějšími charakteristikami povodí pro hydrologické modelování jsou údaje o půdách a vegetačním krytu a digitální model území. Metody využití pro modelování nejsou příliš náročné na tato vstupní data, proto odpadá problém například s podrobným popsáním charakteristik půdního profilu. Nejistotou jsou zatíženy údaje o charakteristikách koryta, potřebné pro model postupu povodňové

vlny. Je obtížné určit „reprezentativní“ profil pro každý z dílčích úseků. Dále se u zvýšených vodních stavů mění Manningův koeficient drsnosti vlivem zvětšených odporů.

Kvůli nedostatku vstupních datových podkladů nebyly uvažovány některé složky, jako například evapotranspirace, která ale při epizodních událostech nemá zásadní vliv na charakteristiky odtokové křivky.

Největší problémy panují v určení časových řad srážek pro dílčí povodí. Chybami mohou být zatíženy jak použitá data ze srážkoměrných stanic, tak radarové odhady srážek, což je nutné zohlednit při interpretaci výsledků. Hodnocení časových řad srážek měřených na stanicích proběhlo pomocí standardních metod, neúplné řady byly doplněny pomocí regresní analýzy. V případě chybného měření nebyla stanice do výpočtu prostorové distribuce srážek vůbec zahrnuta. Chybami může být zatížen i využitý postup pro úpravu časového kroku průměrných denních úhrnů srážek na hodinové intenzity.

Největší nejistoty vznikají při převádění bodových hodnot na plochu povodí. Tyto nejistoty jsem se v práci snažila vyjádřit pomocí rozdílů v charakteristikách simulovaných hydrogramů s použitím různých metod výpočtu MAP. Důležité je exaktní nastavení parametrů jednotlivých interpolačních metod, což nebylo například v případě metody *Ordinary Kriging* dost dobře možné. Dále mohou rozdíly vznikat kvůli jinému množství měření použitých pro interpolaci. Použité adjustované radarové odhady srážek nedávají vždy lepší výsledky prostorové distribuce srážek pro dané území. Záleží na konkrétní situaci a proměnlivosti srážkového pole. Chyby radarových odhadů srážek byly blíže zmíněny již v kapitole 7.3.

Vhodné by bylo při adjustaci radarových odhadů srážek použít rozdílne metody výpočtu pro konvekční a stratiformní typ srážek. Během posledních desetiletí byl však v oblasti slučování srážkoměrných a radarových dat zaznamenán velký pokrok (Collier, 1996). Vývoj modelů pro korekci radarových srážkových úhrnů probíhá v rámci ČR v Českém hydrometeorologickém ústavu a v Ústavu fyziky atmosféry AV ČR. Dle RNDr. Milana Šálka z ČHMÚ bude způsob adjustace radarových odhadů srážek, které byly využity v této práci, do roka nahrazen v operativním provozu modernějším přístupem, který by měl alespoň zčásti potlačovat uvedené nedostatky. Aplikace radarových dat v hydrologickém modelování představuje jeden z progresivních směrů v hydrometeorologii, jak uvádí např. Daňhelka et al. (2002).

10. ZÁVĚR

Výsledky simulací srážko-odtokových procesů v povodí Chomutovky s využitím modelovacího systému HEC-HMS lze shrnout do několika základních bodů:

Velikost kulminačních průtoků a tvar povodňových vln v závěrovém profilu modelového území Třetí mlýn podmiňují fyzicko-geografické charakteristiky povodí a uspořádání říční sítě. Nezanedbatelný vliv na transformaci povodňových odtokových křivek mají však i vodní nádrže nacházející se ve sledovaném území na dvou hlavních přítocích Chomutovky. V případě nižších intenzit srážek jsou schopny zachytit celý objem vlny, jak bylo ukázáno v průběhu simulací.

Základem odpovídajících výsledků je při hydrologickém modelování výběr vhodného modelu a metod charakterizujících dílčí části srážko-odtokového procesu. Je nutné předem zhodnotit, jaká jsou vyžadována vstupní data. Modelovací systém HEC-HMS nabízí široké možnosti využití a celou škálu dostupných metod. Mimořádný zřetel při simulaci epizodních událostí by měl být kladen na nastavení vstupních podmínek, v tomto případě na nasycení povodí předchozími srážkami. Alfou a omegou je kalibrace modelu, tedy optimalizace vstupních parametrů popisující skutečné chování systému. Při změně hodnot jednotlivých parametrů je důležité, aby byla zachována fyzikální podstata řídicích rovnic. Kalibrace modelu je rovněž zásadní pro kvantitativní zhodnocení rozdílů v charakteristikách odtokových křivek generovaných s využitím různých časových řad MAP.

Odlišné metody pro určení prostorového rozložení srážek v rámci dílčích povodí mohou mít na modelovaný odtok výrazný vliv, jak vyplývá ze simulovaných hydrogramů a charakteristik vln. Rozdílné jsou především velikosti kulminačního průtoků a objemu odtoku, doby kulminace se výrazně neliší. Pro stratiformní typ srážek nejsou v odtokových křivkách simulovaných na základě metod využívajících měření pouze ze srážkoměrných stanic patrné velké rozdíly. Na druhé straně se zdá, že adjustované radarové odhady tento typ srážek podhodnocuje. Příčinné konvekční srážky naopak způsobují velké rozdíly v simulovaných hydrogramech, záleží ale na jejich poloze vzhledem k síti srážkoměrů a na zasaženém území.

Pro odvození vstupních podkladů je velice vhodné využít některý z dostupných geografických informačních systémů, jako tomu bylo v případě této práce. Velký objem vstupních dat je příhodné zpracovat automaticky pomocí skriptu napsaném v některém z programovacích jazyků, například Pythonu.

11. SEZNAM ZDROJŮ INFORMACÍ

11.1 SEZNAM POUŽITÝCH PRAMENŮ A LITERATURY

- BAYER, T. (2008): Algoritmy v digitální kartografii. Karolinum, Praha, 251 s.
- BECKER, A., SERBAN, P. (1990): Hydrological models for water – resources system design and operation. Operational Hydrology Report No. 34, WMO, Geneva, 80 s.
- BEVEN, K. J. (2001): Rainfall-Runoff Modelling, The Primer. John Wiley & Sons, Chichester, 360 s.
- BLIŽŇÁK, V. (2007): Analýza krátkodobých srážek a jejich vztah k orografii České republiky. Diplomová práce na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy, Praha, 207 s.
- BLIŽŇÁK, V. (2008): Plošné rozložení krátkodobých srážek na území České republiky s využitím meteorologických radarů. Meteorologické zprávy, roč. 61, č. 6, s. 176-184.
- BRÁDKA, J. et al. (1961): Počasí na území Čech a Moravy v typických povětrnostních situacích. Hydrometeorologický ústav, Praha, 32 s.
- BRÁZDIL, R. et al. (2005): Historické a současné povodně v České republice. Masarykova univerzita, ČHMÚ, Brno, Praha, 370 s.
- BRUNNER, G. W. (Ed.) (2008): HEC-RAS, River Analysis System Hydraulic Reference Manual. USACE, Davis, 411 s.
- BŘEZOVIČ, P. (2006): Vliv změny využití půdy na srážko-odtokové poměry vybraného povodí. Diplomová práce na Přírodovědecké fakultě Univerzity Palackého v Olomouci, Olomouc, 60 s.
- BUCHTELE, J. (2002a): Úvod k metodám a modelům hydrologických předpovědí. In: Patera, A. et al.: Povodně: prognózy, vodní toky a krajina. ČVUT, Praha, s. 33 – 35.
- BUCHTELE, J. (2002b): Okolnosti ovlivňující využití modelů a tendence v uplatňování různých přístupů. In: Patera, A. et al.: Povodně: prognózy, vodní toky a krajina. ČVUT, Praha, s. 51 – 55.
- COLLIER, CH. C. (1996): Applications of Weather Radar Systems. Praxis Publishing Ltd., London, 390 s.
- CULEK, M. (Ed.) (1996): Biogeografické členění ČR. ENIGMA, Praha, 348 s.
- CZUDEK, T. (1972): Geomorfologické členění ČSR. Studia Geographica 23, ČSAV, Brno, 137 s.
- ČHMÚ. [online]. Poslední revize 20. 4. 2009. [cit. 2009-04-20]. <<http://www.chmi.cz/>>.

- DAŇHELKA, J., KREJČÍ, J., ŠÁLEK, M., ŠERCL, P., ZEZULÁK, J. (2002): Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR. ČZU, Praha, 214 s.
- DAŇHELKA, J. (2006): Metody v operativní hydrologii. Volitelná přednáška na KFGG PřF UK, nepublikováno.
- ESRI. ArcGIS Desktop Help 9.3 [online]. Poslední revize 28. 3. 2008 [cit. 2009-04-20]. <<http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/index.cfm?TopicName=welcome>>.
- ESRI. ArcHydro Tools – Tutorial, version 1.3 – January 2009 [online]. [cit. 2009-04-20]. <<http://support.esri.com/index.cfm?fa=downloads.dataModels.filteredGateway&dmid=15>>.
- FELDMAN, A. D. (Ed.) (2000): Hydrologic Modeling System HEC-HMS, Technical Reference Manual. USACE, Davis, 155 s.
- FLEMING, G. (1979): Deterministic models in hydrology. Irrigation and Drainage paper, 32, FAO, Rome, 80 s.
- HEC (2006): Hydrologic Modeling System HEC-HMS, Quick Start Guide. US Army Corps of Engineers, Davis, 45 s.
- HLADNÝ, J. et al. (Eds.) (2005): Katastrofální povodeň v České republice v srpnu 2002. MŽP, Praha, 68 s.
- HWANG, Y. et al. (2004): Inter-comparison of spatial estimation schemes for precipitation and temperature. Water Resources Research, roč. 40, s. ?.
- Hydrologic Engineering Center. [online]. Poslední revize 20. 4. 2009. [cit. 2009-04-20]. <<http://www.hec.usace.army.mil/>>.
- CHARLEY, W. J. (Ed.) (2005): HEC-DSSVue, HEC Data Storage System Visual Utility Engine. US Army Corps of Engineers, Davis, 322 s.
- JANEČEK, M. et al. (2002): Ochrana zemědělské půdy před erozí. ISV, Praha 201 s.
- JENÍČEK, M. (2007): Modelování srážko-odtokových procesů na malých a středně velkých povodích. In: Langhammer, J. (Ed.): Povodně a změny v krajině. PřF UK, Praha, s. 101 – 109.
- JENÍČEK, M. (2008a): Modelování hydrologických procesů I [online]. Poslední revize 20. 4. 2009. [cit. 2009-04-20]. <<http://floodserv.natur.cuni.cz/jenicek/vyuka.php?akce=procesya>>.
- JENÍČEK, M. (2008b): Modelování hydrologických procesů II [online]. Poslední revize 20. 4. 2009. [cit. 2009-04-20]. <<http://floodserv.natur.cuni.cz/jenicek/vyuka.php?akce=procesyb>>.

- KAKOS, V. (2005): Vybrané kapitoly z hydrometeorologie. Volitelná přednáška na KFGG PřF UK, nepublikováno.
- KOVÁŘ, P. (2000): Využití hydrologických modelů pro určování maximálních průtoků na malých povodích, skriptum. ČZU, Praha, 95 s.
- KRÁL, V. (1968): Geomorfologie vrcholové oblasti Krušných hor a problém paroviny. Rozpravy ČSAV, řada matematických a přírodních věd, ročník 78, sešit 9, Academia, Praha, 65 s.
- KREJČÍ, J., ŘIČICOVÁ, P., ZEZULÁK, J. (2002): Operativní předpovědní systém. In: Patera, A. et al.: Povodně: prognózy, vodní toky a krajina. ČVUT, Praha, s. 57 – 84.
- KULHAVÝ, Z., KOVÁŘ, P. (2002): Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí. VÚMOP, Praha, 123 s.
- MACKOVČIN, P. (Ed.) (1999): Chráněná území ČR. Ústecko. Svazek I. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha, 352 s.
- MAIDMENT, D. R. (1993): Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York, 1424 s.
- MAIDMENT, D. R., DJOKIC, D. (Eds.) (2000): Hydrologic and Hydraulic Modeling Support with Geographic Information Systems. ESRI, Redlands, 216 s.
- MATĚJÍČEK, J., HLADNÝ, J. (1999): Co je třeba o povodních vědět předem. In: Matějček, J., Hladný, J.: Povodňová katastrofa 20. století na území České republiky. MŽP, Praha, s. 6 – 18.
- Meteorologický slovník výkladový a terminologický. 1993, 1. vydání, MŽP, Praha, 594 s.
- MORAVEC, D., VOTÝPKA, J. (1998): Klimatická regionalizace České republiky. Karolinum, Praha, 87 s.
- MUSY, A.: VICAIRES – Virtual Campus in Hydrology and Water Ressources [online]. Poslední revize 9. 3. 2006 [cit. 2009-04-20]. <<http://hydram.epfl.ch/VICAIRE>>.
- NĚMEČEK, J., SMOLÍKOVÁ, L., KUTÍLEK, M. (1990): Pedologie a paleopedologie. Academia, Praha, 552 s.
- NEUHÄUSLOVÁ, Z. et al. (1998): Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky. Academia, Praha, 344 s.
- NOVÁK, P. (2008): Aplikace distančních pozorování a detekčních metod v meteorologii. Volitelná přednáška na KMOP MFF UK, nepublikováno.
- O'CONNOR, K. M. (1976): A discrete linear cascade model for hydrology. Journal of Hydrology, 29, s. 203 – 242.
- QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Studia geographica 16, ČSAV, Brno, 73 s.

- Povodí Ohře, státní podnik. [online]. Poslední revize 20. 4. 2009. [cit. 2009-04-20]. <<http://www.poh.cz>>.
- ŘEZÁČOVÁ, D. NOVÁK, P., KAŠPAR, M., SETVÁK, M. (2007): Fyzika oblaků a srážek. Academia, Praha, 576 s.
- ŘIČIČOVÁ, P., KREJČÍ, J. (2002): Využití hydrologických modelů a perspektivy jejich rozvoje u nás. In: Počasí – moderní předpovědní metody, prevence a snižování následků katastrof. MŽP, Praha, s. 36 – 41.
- SAUVAGEOT, H. (1992): Radar Meteorology. Artech House, Norwood (MA), 366 s.
- SEO, D. J. (1998): Real-time estimation of rainfall fields using radar rainfall and rain gage data. Journal of Hydrology. 208, s. 37-52.
- SCHARFFENBERG, W. A., FLEMING, M. J. (2006): Hydrologic Modeling System HEC-HMS, User's Manual. US Army Corps of Engineers, Davis, 278 s.
- SCHUMANN, A.H., FUNKE, R., SCHULTZ, G.A. (2000): Application of a geographic information system for conceptual rainfall-runoff modeling. Journal of Hydrology, Volume 240, s. 45-61.
- SOBÍŠEK, B. et al. (1993): Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Academia, Praha, 594 s.
- SOBÍŠEK, B. (2000): Rychlost a směr větru na území České republiky v období 1961 – 1990. Národní klimatický program České republiky, svazek 29, Nakladatelství ČHMÚ, Praha, 87 s.
- SOKOL, Z., ŘEZÁČOVÁ, D. (2001): Statistická korekce denních srážkových úhrnů stanovených radarem s využitím klasifikované regrese. Meteorologické zprávy, roč. 56, č. 2, s. 1-12.
- SOKOL, Z., ŘEZÁČOVÁ, D., PEŠICE, P. (2003): Odhad bodových i plošných srážek s využitím srážkoměrných a radarových dat. Meteorologické zprávy, roč. 56, č. 1, s. 1-12.
- STRAUB, T. D., MELCHING, CH. S., KOCHER, K. E. (2000): Equations for Estimating Clark Unit-Hydrograph Parameters for Small Rural Watersheds in Illinois. USGS, Urbana, 30 s.
- SVOBODA, J. et al. (1964): Regionální geologie ČSSR, díl I – Český masív, svazek I – Krystalinikum. Ústřední ústav geologický, Praha, 377 s.
- SMITH, M. B., KOREN, V. I., ZHANG, Z., REED, M., PAN, J.-J., MOREDA, F. (2004): Runoff response to spatial variability of precipitation: an analysis of observed data. Journal of Hydrology, Volume 298, s. 267-286.

- ŠÁLEK, M., NOVÁK, P., SEO D. J. (2004): Operational application of combined radar and raingauges precipitation estimation at the CHMI. In: Proceedings of ERAD. Copernicus, Lindsau, s. 1-5.
- ŠÁLEK, M., NOVÁK, P. (2008): Experience gained by five years of the utilization of the radar-based quantitative precipitation estimation at the Czech Hydrometeorological Institute. In: Proceedings of ERAD. Copernicus, Lindsau, s. 1-5.
- ŠERCL, P. (2006): Metoda CN křivek – průběžná zpráva za ČHMÚ Praha. In: Rozvoj a testování modelovacího systému pro predikci povodňových odtoků v malých povodích. Zpráva za rok 2005 projektu VaV 1D/1/5/05, DHI Hydroinform a ČHMÚ Praha, 50 s.
- ŠERCL, P. (2007): Vliv fyzickogeografických faktorů na charakteristiky teoretických návrhových povodňových vln. Disertační práce na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy v Praze, Praha, 162 s.
- ŠERCL, P. (2008): Hodnocení metod odhadu plošných srážek. Meteorologické zprávy, roč. 61, č. 2, s. 33-43.
- ŠKVOR, V. (1975): Geologie české části Krušných hor a Smrčín. Ústřední ústav geologický, Praha, 120 s.
- TOMÁŠEK, M. (2003): Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha, 68 s.
- USACE (1994): Flood-Runoff Analysis. Engineer Manual 1110-2-1417 [online]. ©1994 [cit. 2009-04-20]. <<http://www.usace.army.mil/publications/eng-manuals/em1110-2-1417/toc.htm>>.
- WMO-No. 168 (1983): Guide to hydrological practices, Volume II – Analysis, Forecasting and other application. WMO, Geneva.
- WMO-No. 740 (1990): Hydrological models for water-resources system design and operation. WMO, Geneva.
- ZACHAROV, P., ŠÁLEK, M., NOVÁK, P. (2004): Porovnání různých metod využívajících radarová a srážkoměrná měření pro odhad srážek. Meteorologické zprávy, roč. 57, č. 6, s. 157 – 167.

11.2 SEZNAM DATOVÝCH A MAPOVÝCH PODKLADŮ

11.2.1 Datové zdroje

Data vegetačního pokryvu CORINE – Landcover 1990 a 2000, MŽP ČR

Odtok z vodní nádrže Křimov, Povodí Ohře, státní podnik

Průtoky z limnigrafické stanice Třetí mlýn, Povodí Ohře, státní podnik

Radarové odhady hodinových úhrnů srážek včetně adjustací (MERGE), ČHMÚ

Srážková a případně teplotní data ze stanic Boleboř, Chomutov, Jirkov, Kadaň-Tušimice, Klínovec, Kopisty, Louny, Málkov, Měděnec, Nová Ves v Horách, Výsluní, Žatec, ČHMÚ

Srážková a případně teplotní data ze stanic Celná, Hačka, Kamenička, Křimov, Přísečnice, Povodí Ohře, státní podnik

Srážková a případně teplotní data ze stanic Fichtelberg, Jöhstadt, Künheide, Marienberg, Deutscher Wetterdienst

Srážková data ze stanice Hora Sv. Šebestiána, KFGG PřF UK

Vlastní měření průtoků v profilech instalovaných hladinoměrů

Vodní stavy z hladinoměrů instalovaných v povodí Chomutovky, KFGG PřF UK

11.2.2 Mapy a atlasy

ArcČR, Arcdata, Praha

Digitální báze vodohospodářských dat DIBAVOD, VÚV T. G. M., Praha. <<http://www.vuv.cz/>>

Digitální mapový model území ČR ZABAGED 1:10 000 pro povodí Chomutovky, ČÚZK, Praha

Digitální vrstva hydrologických skupin půd HSP, ČHMÚ

Geologická mapa ČR 1:50 000, list 01-44 Vejprty, ČGÚ, Praha, 1996

Geologická mapa ČR 1:50 000, list 02-33 Chomutov, ČGÚ, Praha, 1990

Mapové služby portálu veřejné správy ČR. <<http://geoportal.cenia.cz>>

Půdní mapa ČR 1:50 000, list 01-44 Vejprty, ÚÚG, Praha, 1991

Půdní mapa ČR 1:50 000, list 02-33 Chomutov, ČGÚ, Praha 1995

Turistická mapa 1:50 000, Krušné hory – Chomutovsko a Mostecko, KČT, Praha, 2005

12. SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK A PŘÍLOH

12.1 OBRÁZKY

<i>Obrázek 3-1: Mapa povodí horní Chomutovky</i>	11
<i>Obrázek 3-2: Třírozměrný model povodí horní Chomutovky</i>	12
<i>Obrázek 3-3: Geologická stavba horní části povodí Chomutovky</i>	14
<i>Obrázek 3-4: Hypsografie a sklonitost v povodí horní Chomutovky</i>	16
<i>Obrázek 3-5: Podélný řez zájmovým územím</i>	17
<i>Obrázek 3-6: Půdní mapa modelového území</i>	18
<i>Obrázek 3-7: Vegetační pokryv a ochrana přírody v povodí horní Chomutovky</i>	20
<i>Obrázek 3-8: Průměrné měsíční úhrny srážek na vybraných stanicích (1995 – 2005)</i>	22
<i>Obrázek 3-9: Průměrné roční srážkové úhrny v letech 1995 – 2005 (metoda ORO) a teploty vzduchu mezi roky 1995 – 2001 (regrese na nadmořské výšce) v zájmovém území</i>	23
<i>Obrázek 3-10: Roční úhrny srážek na vybraných stanicích (1995 – 2005)</i>	24
<i>Obrázek 3-11: Závislost průměrné roční teploty vzduchu a úhrnů srážek na nadmořské výšce</i>	25
<i>Obrázek 3-12: Říční síť a její hustota v povodí horní Chomutovky</i>	27
<i>Obrázek 3-13: Průměrné denní průtoky ve stanici Třetí mlýn (1996 – 2005)</i>	28
<i>Obrázek 3-14: Podíly dlouhodobých průměrných měsíčních průtoků na celkovém ročním odtoku na stanici Třetí mlýn (1961 – 2005) a sezonalita povodní (1995 – 2006)</i>	28
<i>Obrázek 4-1: Komponenty srážko-odtokového modelu</i>	31
<i>Obrázek 4-2: Typy modelů dle prostorové diskretizace</i>	37
<i>Obrázek 5-1: Hydrologické elementy modelu HEC-HMS a schéma modelového povodí</i>	40
<i>Obrázek 5-2: Znázornění prizmatické a klínové retence</i>	45
<i>Obrázek 5-3: Hodnoty CN_A a potenciální retence (A) v závislosti na předchozím nasycení povodí</i>	50
<i>Obrázek 5-4: Clarkův jednotkový hydrogram</i>	51
<i>Obrázek 5-5: Metoda exponenciálního poklesu</i>	54
<i>Obrázek 6-1: Rozdělení povodí na dílčí části</i>	59
<i>Obrázek 6-2: Rastry směru odtoku a akumulace vody generované v programu ArcGIS</i>	60
<i>Obrázek 6-3: Kategorizace HSP dle infiltrace, retenční vodní kapacity a sklonitosti území</i>	61
<i>Obrázek 6-4: Hodnoty CN_A a CN_B</i>	61
<i>Obrázek 6-5: Výsledné hodnoty CN_{II} s uvedením průměrných hodnot pro dílčí povodí</i>	62
<i>Obrázek 6-6: Vrstvy nezbytné pro výpočet parametrů Clarkova UH</i>	63
<i>Obrázek 6-7: Charakteristiky říčních úseků spočítané v programu ArcGIS</i>	64

Obrázek 6-8: Zadávání časových řad v prostředí HEC-DSSVue.....	67
Obrázek 6-9: Poloha měřících stanic vzhledem k modelovému povodí.....	68
Obrázek 6-10: Ukázka části skriptu pro tvorbu časových řad srážkových úhrnů v konkrétních pixelech rastru radarových odhadů srážek.....	71
Obrázek 6-11: Hodinové úhrny srážek na stanici Výsluní vypočtené pro den 12. 8. 2002.....	72
Obrázek 6-12: Konzumpční křivka pro 1. hladinoměr.....	73
Obrázek 7-1: Tvorba Thiessenových polygonů.....	77
Obrázek 7-2: Rozložení srážek ve středních Krušných horách 12. 8. 2002 - 8:00 (Thiessen).....	77
Obrázek 7-3: Princip IDW.....	78
Obrázek 7-4: Rozložení srážek ve středních Krušných horách 12. 8. 2002 - 8:00 (IDW).....	79
Obrázek 7-5: Ukázka semivariogramu a odpovídající kovariance.....	80
Obrázek 7-6: Rozložení srážek ve středních Krušných horách 12. 8. 2002 - 8:00 (Kriging).....	81
Obrázek 7-7: Rozložení srážek ve středních Krušných horách 12. 8. 2002 - 8:00 (Topo to Raster).....	82
Obrázek 7-8: Vliv vzdálenosti od radaru na výšku jednotlivých snímaných hladin – radar Brdy.....	84
Obrázek 7-9: Závislost BIAS odhadů srážek na vzdálenosti od radaru Brdy a porovnání sumy srážek ze srážkoměrů a radarových odhadů CAPPI v teplé části roku 2002 (dny s více jak 10 mm).....	87
Obrázek 7-10: Rozložení srážek ve středních Krušných horách 12. 8. 2002 - 8:00 (radar – BIAS).....	90
Obrázek 7-11: Schéma výpočtu kombinovaného pole radar+srážkoměr.....	91
Obrázek 7-12: Rozložení srážek ve středních Krušných horách 12. 8. 2002 - 8:00 (MERGE).....	91
Obrázek 7-13: Průměrné hodinové úhrny srážek na povodí pro období 28. - 29. 9. 2007.....	97
Obrázek 8-1: Ukázka volby použité metody v hydrologickém systému HEC-HMS.....	100
Obrázek 8-2: Souhrnné zadání parametrů jednotlivých metod do vytvořeného modelu.....	101
Obrázek 8-3: Struktura databáze pro časové řady srážek a průtoků.....	102
Obrázek 8-4: Strategie při optimalizaci parametrů srážko-odtokového modelu.....	103
Obrázek 8-5: Vizualizace výsledků na příkladu dílčího povodí Chomutovka 1.....	106
Obrázek 8-6: Počáteční simulace průtoku ze září 2007 (profil Třetí mlýn a 1. hladinoměr).....	107
Obrázek 8-7: Optimalizované hydrogramy ze září 2007 (profil Třetí mlýn a 1. hladinoměr).....	109
Obrázek 8-8: Vliv vodní nádrže Křímov na snížení objemu odtoku a kulminaci vlny (září 2007).....	111
Obrázek 8-9: Výsledky simulace pro událost ze srpna 2007 (profil Třetí mlýn a 1. hladinoměr).....	112
Obrázek 8-10: Simulované hydrogramy pro událost ze srpna 2007 (Křímov, Kamenička).....	113
Obrázek 8-11: Simulované křivky průtoku v profilu Třetí mlýn pro událost ze srpna 2002.....	114
Obrázek 9-1: Vliv předchozího nasycení na modelovanou odtokovou křivku (červenec 2004).....	119

12.2 TABULKY

<i>Tabulka 3-1: Charakteristiky klimatických oblastí v území dle Quittovy regionalizace (1971).....</i>	22
<i>Tabulka 3-2: Maximální denní úhrny srážek z vybraných stanic za období 1995 – 2005 [mm].....</i>	25
<i>Tabulka 4-1: Typy modelovaných hydrologických systémů</i>	33
<i>Tabulka 4-2: Hydrologické procesy a související proměnné použité při klasifikaci modelů.....</i>	34
<i>Tabulka 5-1: Přehled dostupných modelů pro jednotlivé části hydrologického cyklu</i>	41
<i>Tabulka 5-2: Popis metod meteorologického modelu pro analýzu srážek</i>	46
<i>Tabulka 5-3: Komponenty vstupních dat.....</i>	47
<i>Tabulka 5-4: Hydrologické skupiny půd dle infiltrace a retenční vodní kapacity.....</i>	49
<i>Tabulka 5-5: Manningův součinitel drsnosti pro některé povrchy.....</i>	57
<i>Tabulka 6-1: Hodnoty parametrů zadané v systému HEC-HMS pro výpočet odtokové ztráty.....</i>	62
<i>Tabulka 6-2: Spočítané parametry Clarkova jednotkového hydrogramu</i>	64
<i>Tabulka 6-3: Vlastnosti jednotlivých úseků koryta.....</i>	65
<i>Tabulka 6-4: Hodnota počátečního základního odtoku v dílčích povodích.....</i>	72
<i>Tabulka 7-1: Závislost intenzity srážek I_R na radiolokační odrazivosti Z_e.....</i>	86
<i>Tabulka 7-2: Přehled událostí zvolených pro simulace.....</i>	92
<i>Tabulka 7-3: Vypočtené průměrné denní úhrny srážek na povodí pro událost ze srpna 2005.....</i>	96
<i>Tabulka 8-1: Seznam kalibrovaných parametrů.....</i>	108
<i>Tabulka 8-2: Rozdíly v objemu odtoku a hodnotách kulminačních průtoků v profilu Třetí mlýn.....</i>	115

12.3 PŘÍLOHY

<i>Příloha 1: Hodnoty CN pro třídy CORINE Landcover a hydrologické skupiny půd</i>
<i>Příloha 2: Infiltrační schopnost půd (grid 1x1 km)</i>
<i>Příloha 3: Retenční vodní kapacita půd (grid 1x1 km)</i>
<i>Příloha 4: Hodnoty CN_I a CN_{III}</i>
<i>Příloha 5: Vypočtené celkové průměrné úhrny srážek na povodí pro zvolená simulovaná období</i>
<i>Příloha 6: Simulované hydrogramy v profilu Třetí mlýn pro zvolená modelovaná období</i>
<i>Příloha 7: Limnigrafická stanice Třetí mlýn a umístění hladinoměru Tišina</i>
<i>Příloha 8: Pohled na hráz vodního díla Kamenička a nádrže Křímov</i>
<i>Příloha 9: Vrcholová část povodí a Křímovský potok při ústí do Chomutovky</i>
<i>Příloha 10: Pohled na hlavní tok asi 2 km od pramene a před profilem Tišina</i>

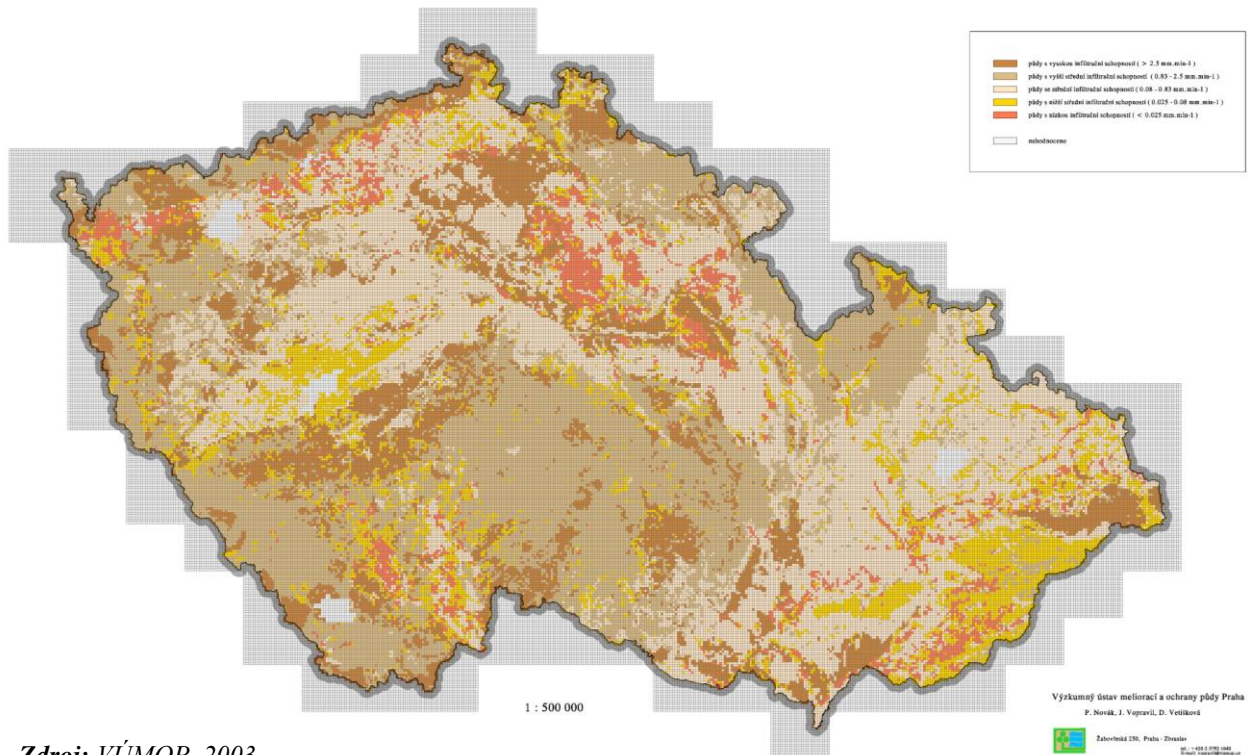
PŘÍLOHOVÁ ČÁST

Příloha 1: Hodnoty CN pro třídy CORINE Landcover a hydrologické skupiny půd

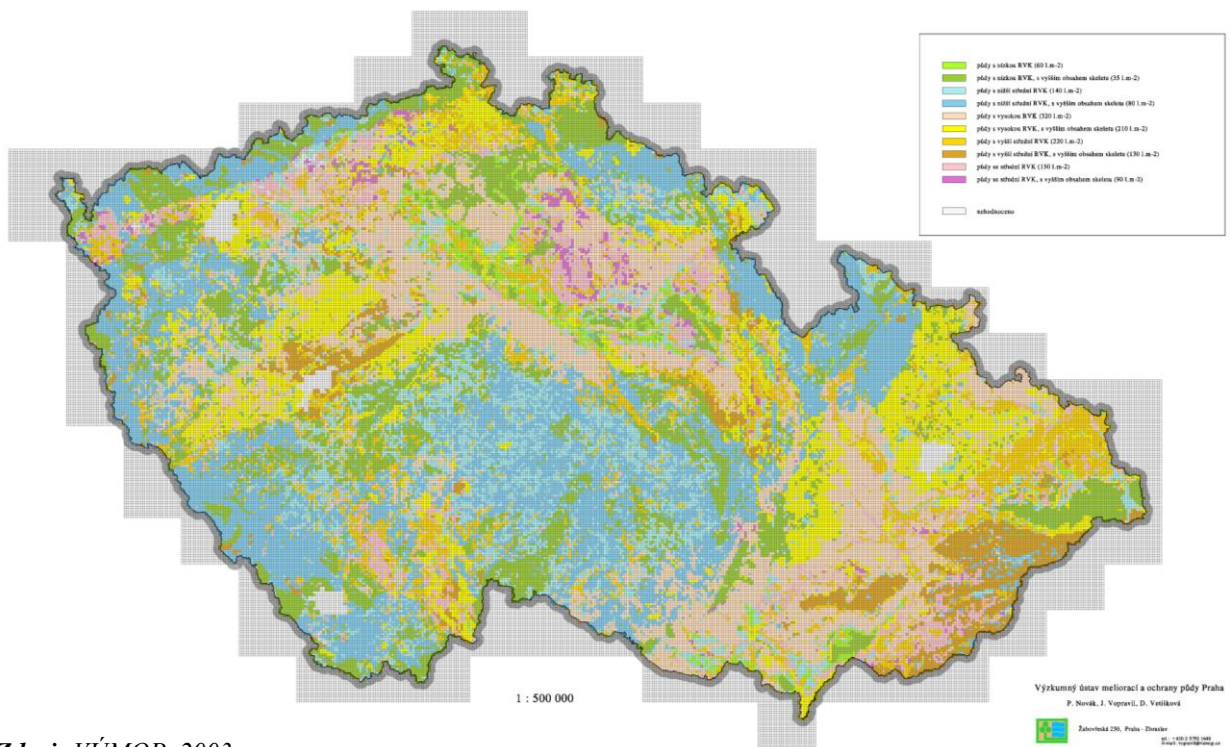
ID	Kategorie využívání území	A	B	C	D
111	Souvislá městská zástavba	81	88	91	93
112	Nesouvislá městská zástavba	77	85	90	92
121	Průmyslové a obchodní areály	85	90	93	94
122	Cestní, železniční síť a přilehlé areály	85	90	93	94
123	Přístavy	85	90	93	94
124	Letiště	85	90	93	94
131	Těžba nerostných surovin	85	90	93	94
132	Skládky	85	90	93	94
133	Výstavba	85	90	93	94
141	Městská zeleň	45	65	77	82
142	Areály sportu	45	65	77	82
211	Orná půda	64	73	83	87
221	Vinice	54	70	79	84
222	Ovocné stromy	45	66	77	83
231	Louky a pastviny	49	69	79	84
241	Jednorocní plodiny	65	75	83	86
242	Pole, louky, kultury	54	72	82	87
243	Zemědělské areály	71	82	87	90
311	Listnaté lesy	45	61	74	80
312	Jehličnaté lesy	45	61	74	80
313	Smíšené lesy	45	61	74	80
321	Přirozené louky	45	60	73	79
322	Vřesoviště a slatiny	99	99	99	99
324	Leso-křoviny	45	60	72	78
331	Pláže, duny a písky	77	86	91	94
332	Skály	77	86	91	94
333	Řídká vegetace	63	77	84	89
334	Spáleniště	77	86	91	94
335	Ledovce a věčný sníh	99	99	99	99
411	Močály a rašeliniště	99	99	99	99
412	Rašeliniště	99	99	99	99
511	Vodní toky	100	100	100	100
512	Vodní plochy	100	100	100	100

Zdroj: Šercl, 2006

Příloha 2: Infiltrační schopnost půd (grid 1x1 km)



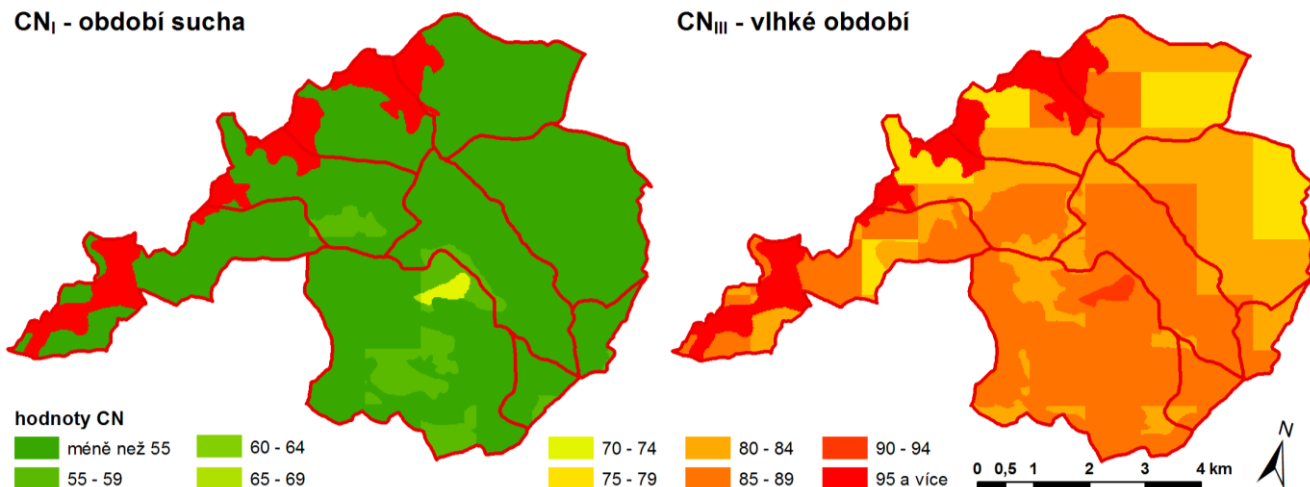
Příloha 3: Retenční vodní kapacita půd (grid 1x1 km)



Příloha 4: Hodnoty CN_I a CN_{III}

CN_I - období sucha

CN_{III} - vlhké období



Zdroj dat: Šercl, 2006, DIBAVOD, VÚV T.G.M.

Příloha 5: Vypočtené celkové průměrné úhrny srážek na povodí pro zvolená simulovaná období

Období	Metoda	Chom_1	Chom_2	Chom_3	Kam_1	KP_1	Chom_4	Kam_2	KP_2	Kam_3	Povodí
29. 5. - 9. 6. 1995	IDW	110,1	103,1	102,4	99,7	99,1	99,1	98,5	98,3	99,3	101,2
	Kriging	122,4	114,8	113,3	108,8	104,0	105,7	103,9	100,8	100,6	109,0
	Thiessen	110,0	98,3	102,3	101,6	98,4	99,5	100,2	98,7	100,1	101,1
	TOPO	123,1	110,8	108,0	103,2	100,8	101,7	101,2	97,8	99,3	105,8
31. 8. - 3. 9. 1995	IDW	72,3	67,9	68,5	66,4	65,2	64,4	63,9	63,9	64,6	66,5
	Kriging	83,7	80,4	80,2	78,3	70,7	72,4	72,3	63,2	64,4	75,3
	Thiessen	74,4	68,5	75,2	71,0	67,0	65,4	65,9	64,8	65,8	68,9
	TOPO	85,7	81,9	81,9	79,6	71,2	73,1	73,1	62,9	64,4	76,3
7. - 10. 10. 1998	IDW	40,0	37,7	36,8	36,7	38,1	39,0	39,8	39,0	41,3	38,5
	Kriging	35,0	34,3	33,8	33,6	34,0	34,4	34,1	33,1	33,4	34,1
	Thiessen	44,0	38,8	37,1	40,1	39,3	41,0	42,7	39,2	42,5	40,6
	TOPO	52,1	46,2	43,7	41,2	42,2	43,2	42,8	38,6	41,1	44,1
6. - 10. 6. 2002	BIAS	15,3	19,8	16,1	13,2	24,5	21,9	18,9	15,4	16,2	19,1
	MERGE	16,8	20,5	17,5	14,5	24,0	22,9	19,0	16,4	16,9	19,7
	IDW	56,7	46,3	43,9	39,3	43,7	37,7	34,5	36,6	33,0	42,6
	Kriging	62,0	53,7	51,3	46,1	46,4	43,5	40,7	38,5	36,5	48,0
	Thiessen	67,8	50,7	38,8	34,2	45,8	34,5	32,0	37,0	32,2	43,2
	TOPO	83,0	61,1	53,9	42,3	50,2	42,4	36,6	35,7	32,4	51,3
11. - 19. 8. 2002	BIAS	139,9	126,1	138,6	144,7	98,3	113,8	108,5	131,9	122,8	120,5
	MERGE	129,5	119,1	127,7	133,0	99,6	111,0	105,4	123,2	116,5	115,2
	IDW	195,5	186,7	185,5	179,0	183,3	172,9	170,5	165,6	169,0	181,0
	Kriging	213,3	202,3	201,3	195,2	175,9	177,6	179,0	159,6	163,0	188,1
	Thiessen	224,4	204,8	188,4	179,1	190,1	167,6	170,4	164,7	170,1	187,9
	TOPO	260,1	234,2	222,3	202,6	209,1	193,6	185,5	164,2	165,9	211,2

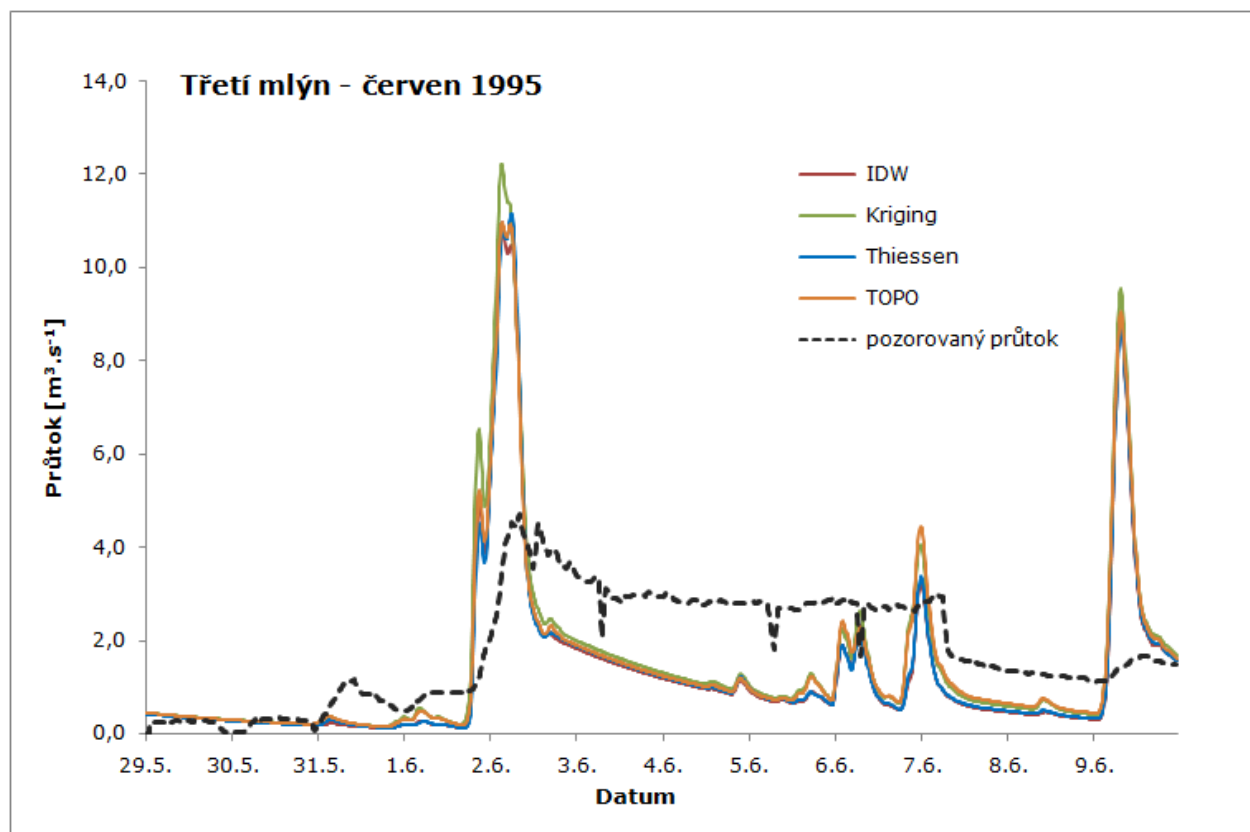
Období	Metoda	Chom_1	Chom_2	Chom_3	Kam_1	KP_1	Chom_4	Kam_2	KP_2	Kam_3	Povodí
19. – 26. 7. 2004	BIAS	72,0	50,0	49,4	52,5	38,1	28,1	73,7	81,0	77,3	52,9
	MERGE	63,8	45,5	44,9	47,5	35,2	27,6	64,2	71,5	68,1	47,7
	IDW	64,4	55,1	55,4	55,2	45,1	54,2	63,4	40,0	67,6	55,1
	Kriging	77,8	67,4	66,8	60,9	51,0	53,6	53,5	42,2	46,9	59,2
	Thiessen	59,3	36,9	57,8	76,7	36,8	56,9	76,7	36,6	75,0	55,8
	TOPO	95,1	89,9	95,6	92,6	54,1	69,6	80,3	39,9	63,6	77,2
7. – 12. 8. 2007	BIAS	59,4	52,3	47,9	50,3	49,0	44,1	64,2	52,7	57,6	52,9
	MERGE	54,2	49,1	46,7	50,3	46,8	47,3	62,5	52,0	56,0	51,3
	IDW	61,3	58,9	58,6	58,0	57,9	58,5	58,7	58,7	59,3	58,8
	Kriging	65,4	62,0	62,1	60,7	58,0	59,2	58,5	57,7	57,4	60,3
	Thiessen	61,2	57,3	59,1	59,9	57,9	59,5	59,9	59,0	59,9	59,2
	TOPO	69,3	67,8	69,3	68,3	60,3	63,0	63,0	58,3	58,9	64,7
26. 9. – 1. 10. 2007	BIAS	50,1	53,8	50,6	47,9	52,1	50,9	56,2	54,4	55,9	52,0
	MERGE	59,7	48,3	57,6	61,6	51,6	58,8	56,4	58,5	57,1	55,9
	IDW	65,6	63,9	63,6	63,1	62,0	64,3	64,8	64,9	66,3	63,8
	Kriging	68,6	65,4	65,7	65,0	61,3	63,9	64,0	62,0	62,8	64,3
	Thiessen	66,4	64,2	64,2	65,9	61,8	65,8	67,4	65,3	67,3	64,9
	TOPO	69,8	66,2	67,8	69,2	59,8	66,7	68,3	64,2	66,5	66,0

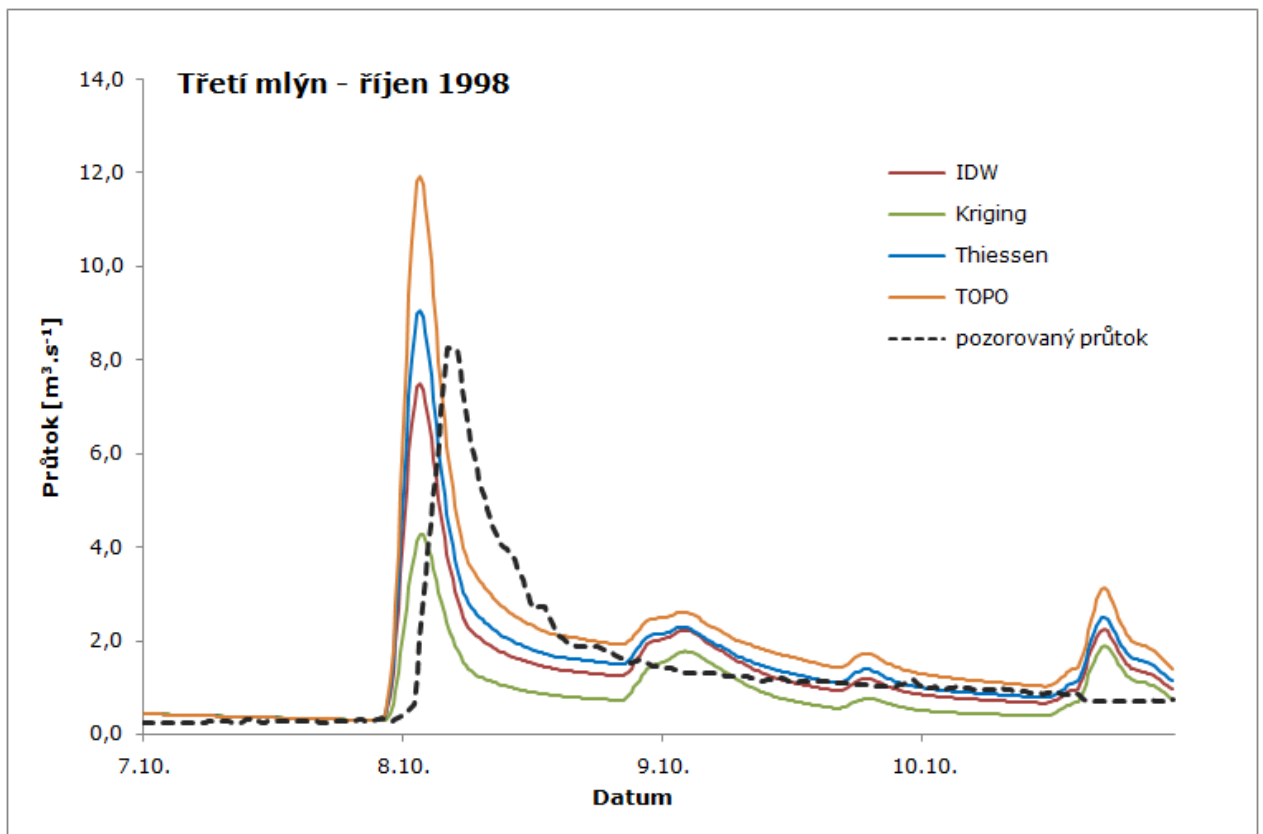
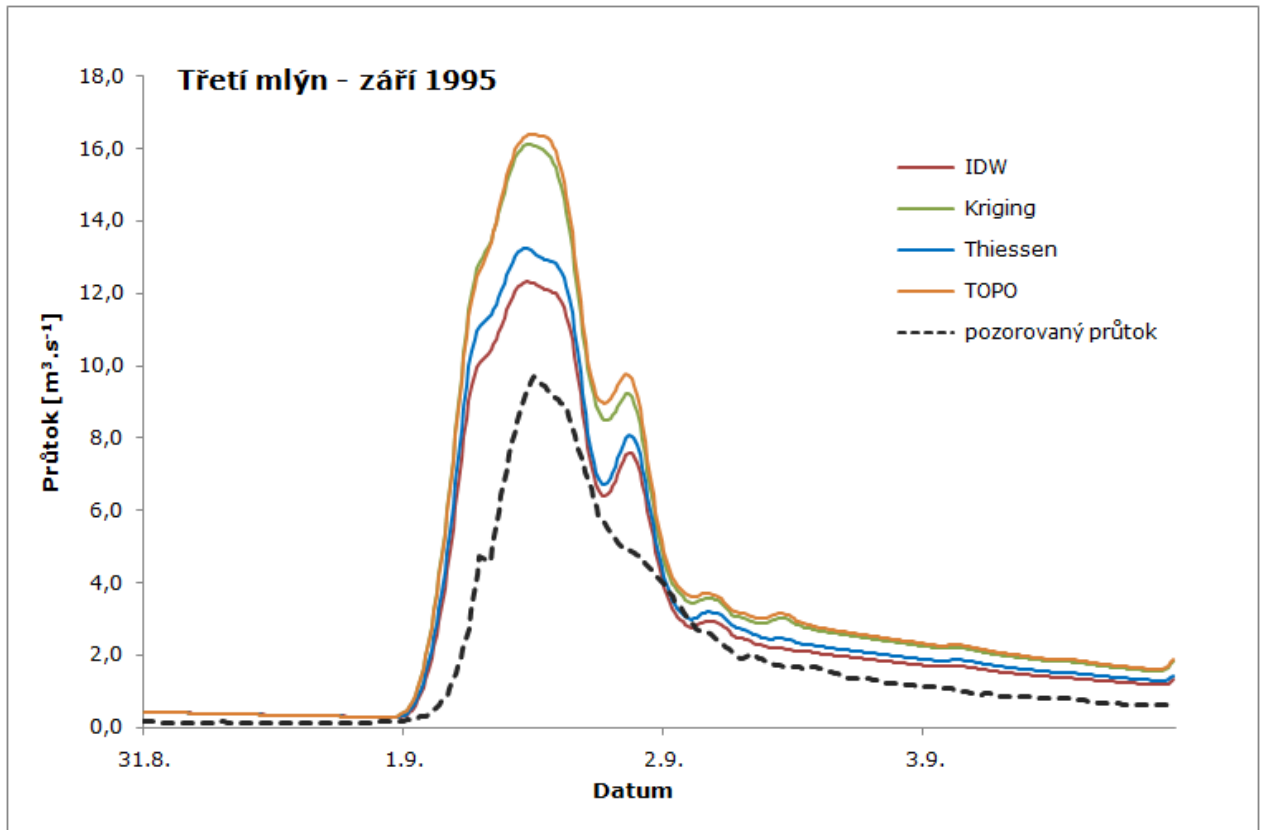
Pozn: Označení jednotlivých metod – BIAS je adjustovaný radarový odhad, MERGE odhad kombinace radar-srážkoměr, TOPO značí metodu

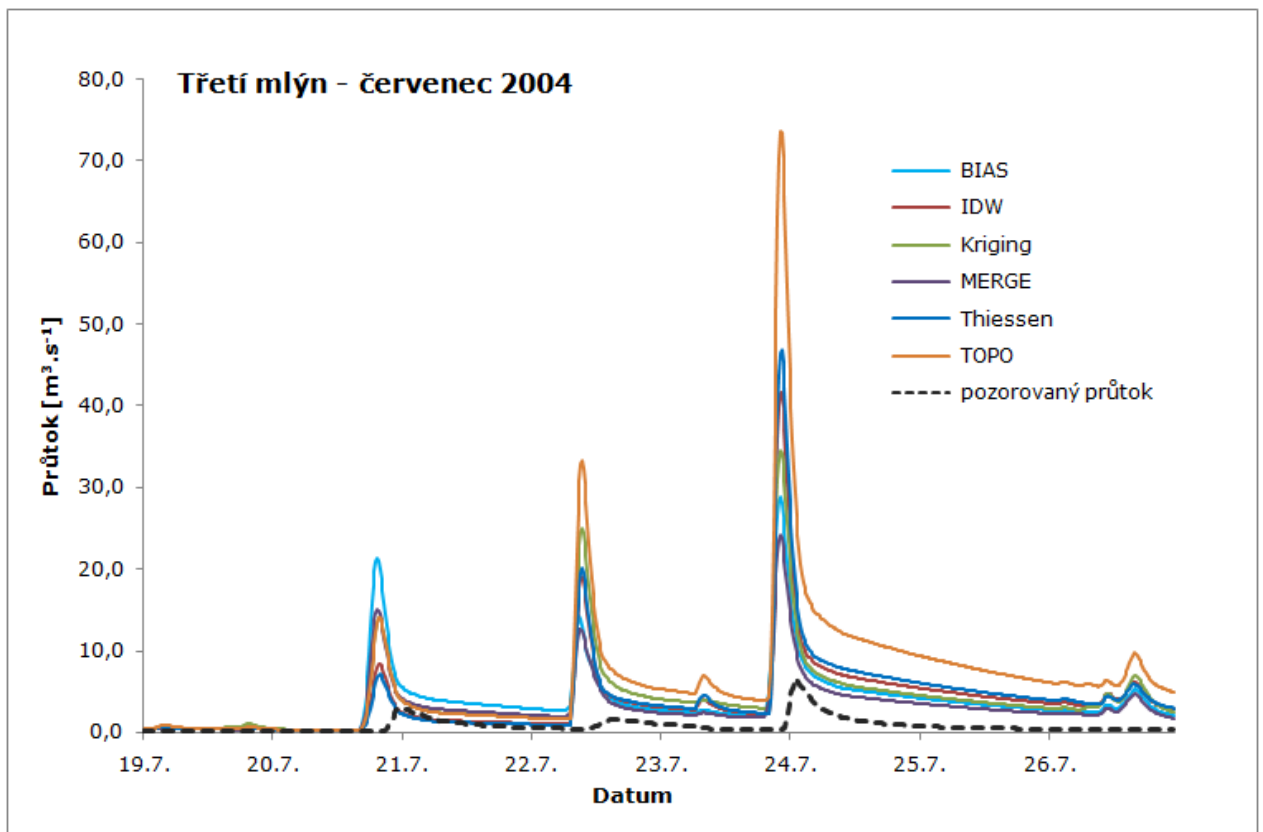
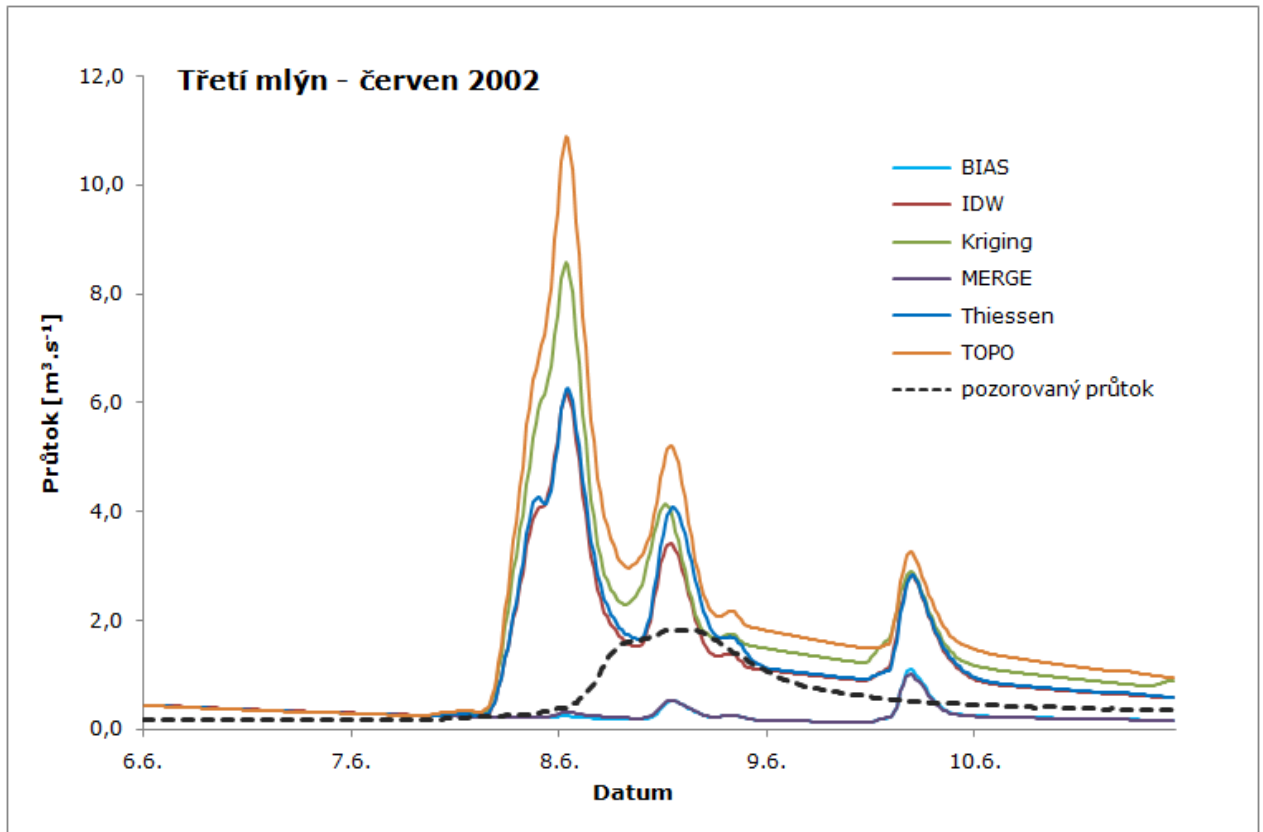
Topo To Raster, označení dílčích povodí - Chom je zkratka pro Chomutovku, Kam pro Kameničku a KP značí Křimovský potok

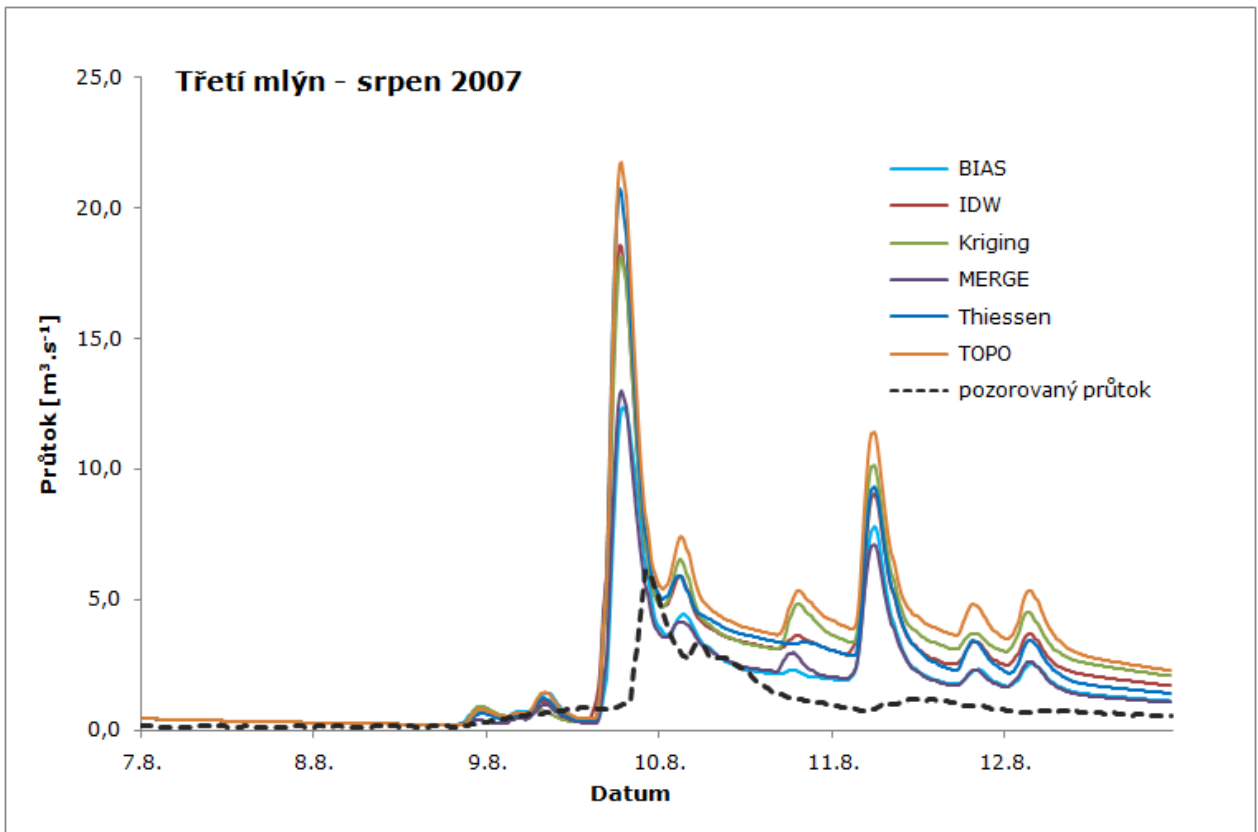
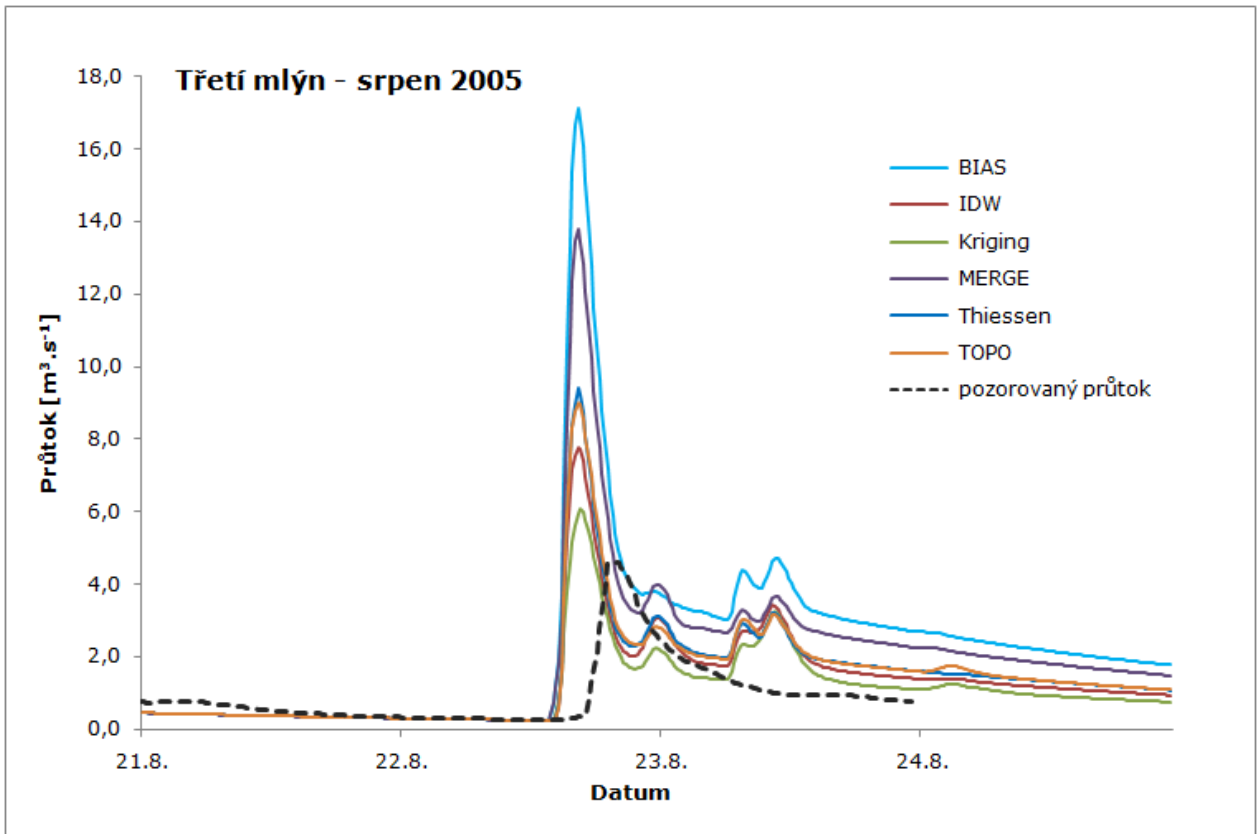
Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD

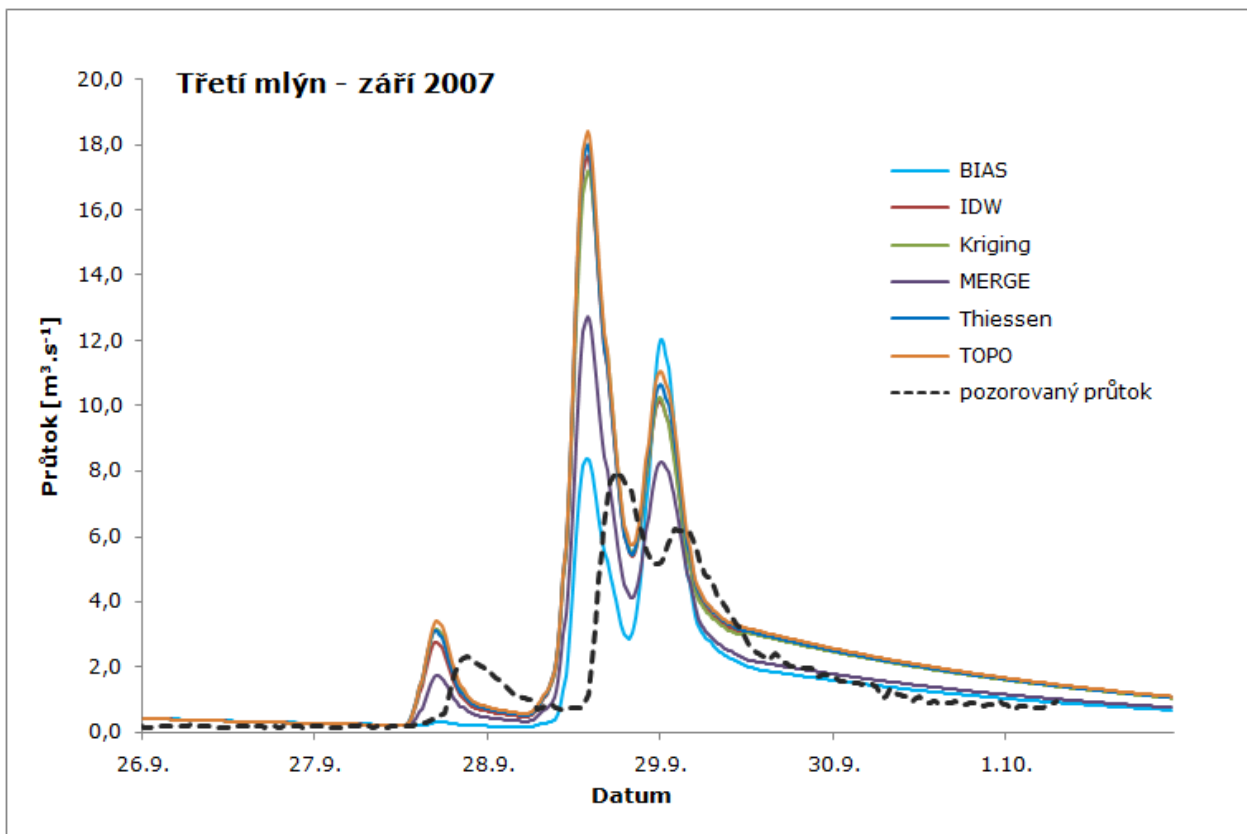
Příloha 6: Simulované hydrogramy v profilu Třetí mlýn pro zvolená modelovaná období





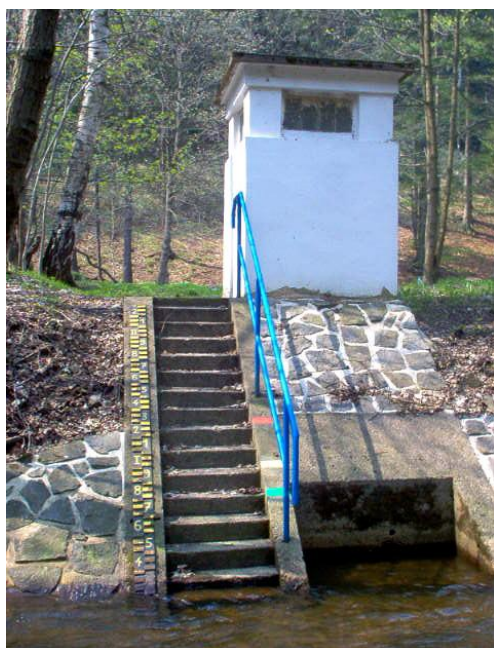






Zdroj dat: ČHMÚ, Povodí Ohře, DWD, zpracováno v programu HEC-HMS 3.3

Příloha 7: Limnigrafická stanice Třetí mlýn a umístění hladinoměru Tišina



Příloha 8: Pohled na hráz vodního díla Kamenička a nádrže Křímov



Příloha 9: Vrcholová část povodí a Křímovský potok při ústí do Chomutovky



Příloha 10: Pohled na hlavní tok asi 2 km od pramene a před profilem Tišina



Foto: Autor