

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



Bc. Iveta Kodádková

**Časová a prostorová variabilita vybraných odtokových epizod
v pramenné oblasti Blanice**

Temporal and spatial variability of selected runoff episodes in
the headstream area of the Blanice River

Diplomová práce

Vedoucí závěrečné práce: RNDr. Zdeněk Kliment, CSc.

Praha, 2014

Prohlášení:

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

V Praze dne 18. 4. 2014

.....

Poděkování

Na tomto místě bych chtěla poděkovat svému školiteli RNDr. Zdeňku Klimentovi, CSc. za jeho odborné vedení, cenné rady a připomínky k práci. Dále bych chtěla poděkovat Ing. Petru Šerclovi, PhD. za rady týkající se interpolace dat a poskytnutou aplikaci pro ArcGIS. Ráda bych také poděkovala Petru Egertovi za jeho pomoc při programování v jazyku Python. Velký dík patří mé milované rodině, která mne podporovala po celou dobu studia.

Zadání diplomové práce

Název Práce

Časová a prostorová variabilita vybraných odtokových epizod v pramenné oblasti Blanice

Cíle práce

Analýza vybraných odtokových epizod v pramenné oblasti Blanice se zřetelem na extremitu, časové a prostorové rozložení srážek a odtoku ve vztahu k experimentálnímu výzkumu v párových povodích v lokalitě Zbytiny.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Časoprostorové analýzy srážkových a průtokových dat pro vybrané odtokové události v povodí Blanice po uzávěrový profil ČHMÚ 1450 Blanický Mlýn. Testování a využití hydrologického modelu HEC-HMS s vhodnou prostorovou diskretizací. Při zpracování budou využita srážková a průtoková data, adjustované radarové odhady srážek poskytnuté ČHMÚ a data z vlastního kontinuálního monitoringu v experimentálních povodích Zbytinského a Tetřívčího potoka.

Datum zadání: 18. 11. 2010

Jméno studenta: Iveta Kodádková

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Zdeněk Kliment, CSc.

Podpis vedoucího práce:

ABSTRAKT

Práce se zabývá zhodnocením vybraných srážko-odtokových epizod z hlediska časového a prostorového rozložení srážek a odtoku v povodí horní Blanice. K dosažení výsledků práce byl použit celistvý přístup modelu HEC-HMS se dvěma variantami prostorové diskretizace. Jako hlavní vstupní data byly použity adjustované radarové odhady srážek, které lépe vystihují prostorovou variabilitu srážkového pole, než interpolace dat pozemního měření. Modelem bylo nasimulováno pět epizod. Jižní vrcholová a pramenná část povodí vykazovala v porovnání se severní částí, oproti očekávání, nižší hodnoty koeficientu odtoku. Srážková jádra epizod se vyskytovala nad severní částí povodí u závěrového profilu. Výstupy z modelu byly hodnoceny i ve vztahu k prováděným měřením v lokalitě experimentálních povodí Zbytiny.

Klíčová slova: Blanice, HEC-HMS, hydrologické modelování, radarový odhad srážek

ABSTRACT

This study is focused on the evaluation of selected rainfall-runoff episodes in terms of temporal and spatial distribution of rainfall and runoff in the upper basin of the Blanice River. HEC - HMS model with two variants of spatial discretization was used to achieve the results of the holistic approach. The main input data was quantitative precipitation estimation, which better assessed the spatial variability of rainfall fields than interpolated ground measurements. The model simulated five episodes. Contrary to expectations, southern headstream area of the basin showed lower coefficient of runoff in comparison with its northern part. Precipitation cores of epizods occurred over the northern part of the basin at the outlet. Outputs from the model were evaluated in relation to measurements carried out in the experimental basin Zbytiny.

Key words: Blanice River, HEC-HMS, hydrologic modeling, quantitative precipitation estimation

OBSAH

1. ÚVOD.....	8
2. CÍLE PRÁCE.....	9
3. TEORETICKÁ VÝCHODISKA	10
3.1. SRÁŽKO-ODTOKOVÝ PROCES	10
3.1.1. Průběh srážko-odtokového procesu	10
3.1.2. Základní bilanční rovnice.....	12
3.1.3. Faktory ovlivňující srážko-odtokový proces.....	13
3.1.4. Extrémní srážko-odtokové události	13
3.2. PROSTOROVÉ ROZLOŽENÍ SRÁŽEK.....	15
3.2.1. Typy srážek	15
3.2.2. Výpočet plošného úhrnu srážek z bodových pozemních měření.....	16
3.4. METEOROLOGICKÉ RADIOLOKÁTORY	18
3.4.1. Radarové odhady srážek.....	19
3.4.2. Chyby radarových odhadů srážek	20
3.4.3. Adjustace radarových dat.....	21
3.5. HYDROLOGICKÉ MODELOVÁNÍ.....	22
3.5.1. Model HEC- HMS	22
3.5.2. Struktura modelu HEC	23
3.5.3. Velikost dílčích povodí jako vstup do hydrologického modelu.....	24
4. CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	26
4.1. GEOLOGICKÉ POMĚRY	28
4.2. GEOMORFOLOGICKÉ POMĚRY	29
4.2.1. Sklonitost	29
4.2.2. Expozice.....	30
4.3. PEDOLOGICKÉ POMĚRY	31
4.4. VEGETAČNÍ POMĚRY A OCHRANA PŘÍRODY	32
4.5. KLIMATICKÉ POMĚRY	33
4.5.1. Srážky	34
4.5.2. Teploty vzduchu a ostatní klimatické charakteristiky.....	35
4.6. ODTOKOVÉ POMĚRY	36
4.7. VÝZKUM V ZÁJMOVÉM ÚZEMÍ.....	39
5. MATERIÁL A METODY	42
5.1. ZDROJOVÁ DATA A POUŽITÝ SOFTWARE	42
5.2. ZVOLENÉ SRÁŽKO-ODTOKOVÉ UDÁLOSTI.....	43
5.3.1. Zpracování srážkových dat.....	48
5.3.2. Výpočet průměrné hodnoty srážkového úhrnu na povodí	49

5.4. PŘÍPRAVA VSTUPNÍCH DAT DO MODELU	50
5.4.1 Digitální model terénu.....	50
5.4.2 Vytvoření dílčích povodí.....	51
5.4.3 Model přímého odtoku.....	52
5.4.4 Model odtokové ztráty	53
5.4.5 Model podzemního odtoku.....	56
5.4.6 Korytový model.....	57
5.4.7 Časové řady.....	57
5.5 KALIBRACE MODELU.....	58
6. VÝSLEDKY	60
6.1. PROSTOROVÁ STRUKTURA MODELU	60
6.2. ANALÝZA VYBRANÝCH EPIZOD	63
6.3. ZBYTINSKÝ A TETŘÍVČÍ POTOK.....	75
7. DISKUZE	78
7.1. NEJISTOTY A POTENCIÁLNÍ ZDROJE CHYB	78
7.2. ZHODNOCENÍ VÝSLEDKŮ	79
8. ZÁVĚR.....	82
9. SEZNAM LITERATURY A DALŠÍCH ZRDOJŮ.....	83
9.1. LITERATURA	83
9.2. DATOVÉ A MAPOVÉ ZDROJE.....	89
10. SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK A PŘÍLOH	90
10.1. SEZNAM OBRÁZKŮ	90
10.2. SEZNAM TABULEK	92
10.3. SEZNAM PŘÍLOH.....	92

1. ÚVOD

Mezi nejčastější a nejničivější přírodní extrémny v České republice patří povodně. V posledních letech došlo na našem území ke zvýšenému výskytu extrémních povodňových situací. S nárůstem četnosti těchto jevů vzrůstá potřeba bližšího zkoumání fyzicko-geografických podmínek a srážko-odtokových vztahů v povodích, která jsou na tyto jevy náchylná. Místem vzniku velkých povodňových událostí byly téměř vždy horské pramenné oblasti, mezi něž patří i horní povodí Blanice.

Vhodným nástrojem pro zkoumání srážko-odtokových vztahů je v současné době hydrologické modelování, které v posledních letech spolu s rozvojem informačních technologií zaznamenalo velkého pokroku. Spolehlivost srážko-odtokových modelů je samozřejmě v první řadě determinována vstupními daty pro modelování, mezi hlavní patří srážková data. Kvalita těchto dat však bývá různorodá a z hlediska množství měřících stanic je i nedostatečné zohlednění prostorové variability srážkového pole. Využití radarových odhadů srážek, může přispět ke zpřesnění odhadů srážek na sledovaných územích, a tak zlepšit výsledky modelování.

Vyhodnocení uplynulých povodní, zejména těch extrémních, je cenným podkladem pro pochopení mechanismu jejich vzniku a vztahů mezi extrémními meteorologickými a hydrologickými jevy. Znalost reakce povodí na extrémní srážku může tak přispět ke snížení škod a návrhu efektivních ochranných opatření nejen v pramenné oblasti, ale především na středních a dolních částech toku.

V práci jsou také použita data z výzkumu maloplošných párových experimentálních povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka zřízené Katedrou fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze v roce 2006 (Kliment and Matoušková, 2006). Povodí byla založena za účelem sledování odezvy odtoku na spadlé srážky na území s rozdílným využitím krajiny nacházejících se v jedné ze zdrojových oblastí ničivé povodně z roku 2002.

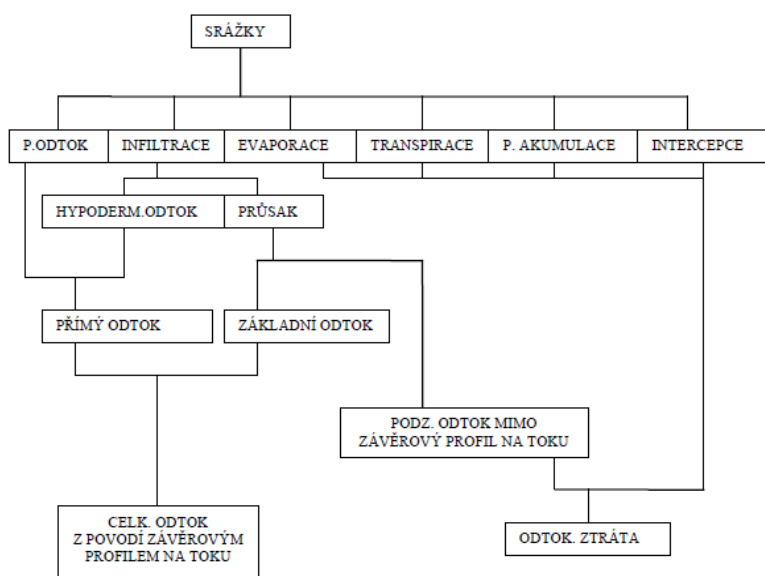
2. CÍLE PRÁCE

Cílem diplomové práce je zhodnocení vybraných extrémních odtokových epizod z hlediska prostorového rozložení srážek a odtoku za použití radarových odhadů srážek a srážko-odtokového modelu HEC-HMS. Dílčím cílem práce je sestavení, kalibrace modelu v povodí horní Blanice a použití vhodného prostorového měřítka s dosažením co nejlepší shody simulace. Práce si dále klade za cíl porovnat výstupy z modelů i s daty naměřenými v závěrových profilech Zbytinského a Tetřívčího potoka.

3. TEORETICKÁ VÝCHODISKA

3.1. SRÁŽKO-ODTOKOVÝ PROCES

Srážko-odtokový proces je vyjádřením postupné přeměny srážek dopadajících na povodí až po dosažení konkrétního místa na toku (tzv. závěrového profilu), ke kterému stéká všechna voda v povodí (Šercl, 2004) Schéma odtokového procesu je zachyceno na Obr. 3.1. Vztah srážek a odtoku není nikdy přímý, ovlivňuje jej celá řada klimatických a geografických činitelů a v neposlední řadě i vlivy antropogenní. Principy srážko-odtokového procesu představují základ hydrologického cyklu.



Obrázek 3.1: Schéma odtokového procesu (Just et al., 2005)

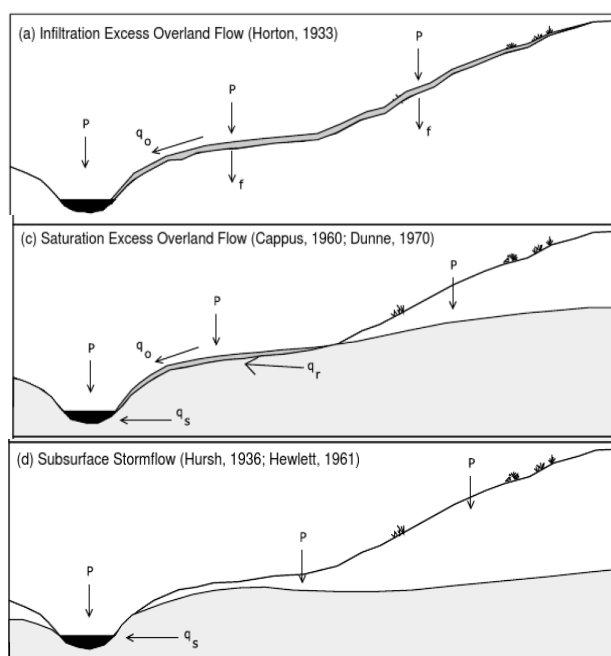
3.1.1. Průběh srážko-odtokového procesu

Určující složkou srážko-odtokového procesu je srážka. Ne všechny srážky se však podílí na samotném povrchovém odtoku a z celkového množství srážek jsou odečítány jednotlivé hydrologické ztráty. Část srážek je před dopadem na zemský povrch zachycena vegetačním krytem (tzv. intercese) a následně během procesu evapotranspirace odpařována zpět do atmosféry. Část srážek dopadajících na zemský povrch je akumulována v mikrodepresích (tzv. detence). Na povrchovém odtoku z povodí se podílejí tzv. efektivní srážky, které dosáhnou povrchu půdy. Efektivní srážku tedy získáme odečtením jednotlivých

ztrát, jež jsou intercepce, evapotranspirace a povrchové retence, od celkové srážky (Jeníček, 2007).

Pronikání srážkové vody do půdního profilu se nazývá infiltrace a závisí především na intenzitě srážek a půdních vlastnostech. Srážky nejprve infiltrují tzv. preferenčními cestami, což jsou prostory vzniklé činností edafonu, rozkladem kořenových zbytků či agrotechnikou a umožňují snadnější a rychlejší postup vody půdním profilem. V půdě se voda gravitačně pohybuje do hlubších horizontů až k hladině podzemní vody (Daňhelka, 2007). Proudění vody do hlubších půdních vrstev se označuje jako perkolace.

Celkový odtok v daném povodí je složen z povrchového a podpovrchového odtoku. Povrchový odtok vzniká na základě třech teorií: překročením infiltrační kapacity půdy (infiltration excess), tzv. hortonovský odtok, překročením retenční kapacity půdy (saturation excess) tzv. dunneho odtok a opětovnou exfiltrací vody v nižších částech svahu (return flow), kdy se již jednou infiltrovaná voda vrací zpět na povrch a dále odtéká povrchově (Beven, 2012). Způsoby vzniku povrchového odtoku jsou znázorněny na Obr. 3.2. Povrchový odtok dává přímý rychlý odtok, který je způsoben efektivní srážkou spadlou na dané povodí (Jeníček, 2011). Odtok ze saturace potřebuje ke svému vzniku menší intenzitu srážek než odtok hortonovský.



Obrázek 3.2: Vznik povrchového odtoku: a) infiltration excess, b) saturation excess, c) return flow (Beven 2012)

(Pozn.: P – srážky, q_o – povrchový odtok, q_r – vratný odtok, q_s – podpovrchový odtok)

Podpovrchový odtok je tvořen odtokem podpovrchové vody z nenasycené a nasycené zóny půdního profilu. Nenasycená zóna půdního profilu, zóna aerace, obsahuje póry vyplněné vodou i póry vyplněné vzduchem. Voda je v pórech držena tlakem, který je nižší než atmosférický působící na hladinu podzemní vody. Nasycená zóna půdního profilu, zóna saturace, obsahuje většinu porů plně nasycených vodou (Pavlásek, 2010).

Odtok v nenasycené půdní zóně se nazývá hypodermický. Vzniká prouděním v mikro a makropórech a představuje laterální pohyb ve vrchní části nenasyceného půdního profilu. Hypodermický odtok má rychlou a zpožděnou složku. Rychlá část hypodermického odtoku spolu s povrchovým odtokem tvoří odtok *přímý*, který nastává v průběhu a krátce po skončení srážky.

Odtok z nasycené zóny půdního profilu vytváří odtok podzemní vody, který společně se zpožděným hypodermickým odtokem tvoří *základní odtok* v daném povodí. Zásoby podzemních vod jsou z části doplňovány infiltrací z nenasycené zóny.

3.1.2. Základní bilanční rovnice

Srážko-odtokový proces je úzce spjat s hydrologickou bilancí povodí. Základní bilanční rovnice představuje matematickou reprezentaci hydrologických procesů v povodí a zahrnuje všechny vstupy a výstupy vody v povodí. Zpravidla se počítá za období tzv. hydrologického roku, jehož začátek je v našich podmínkách stanoven na 1. listopadu a konec na 31. říjen.

Rovnice ve zjednodušené formě vyjadřuje vztah mezi úhrnem srážek, množstvím výparu a odtoku z daného povodí ve tvaru:

$$H_s = H_o + H_v + / - H_r$$

kde H_s vyjadřuje množství srážek, H_o výška odtoku, H_v – množství výparu, H_r změnu zásob vody v povodí.

3.1.3. Faktory ovlivňující srážko-odtokový proces

Srážko-odtokový proces je značně složitý jev, jehož průběh ovlivňuje množství činitelů, které můžeme rozdělit na:

- klimatické – množství, časový a prostorový průběh srážek, teplota, vlhkost, výpar, rychlost a směr větru
- geografické – vlastnosti říční sítě, geologické a půdní charakteristiky povodí, vegetační pokryv, výškové a sklonové poměry
- antropogenní – úpravy toků, výstavba nádrží, odvodňování zemědělských pozemků, hospodářské využití půdy, zavlažování, atd.

Při zkoumání povodně 2002 se nepodařilo prokázat významnější vliv fyzicko-geografických faktorů, kromě indexu určujícího hydrogeologické poměry v povodí a podílu zemědělsky využívaných pozemků, na velikost odtoku. Dále byla zjišťována závislost velikosti kulminačních průtoků na jednotlivých fyzicko-geografických charakteristikách. Nejtěsnější vztah byl prokázán na výšce příčinné srážky, na ostatních charakteristikách nebyly vazby významné (Kašpárek and Krátká, 2004).

Samotný odtokový proces z povodí ovlivňují faktory, které lze obecně rozdělit na příčinné a předběžné. Mezi předběžné se řadí nasycenost povodí, promrznutí půdy, stav sněhové pokrývky. Příčinnými faktory jsou synoptická situace, úhrn a časové a prostorové rozložení srážek (Jeníček, 2009).

3.1.4. Extrémní srážko-odtokové události

Problematicke povodní je podrobněji věnována bakalářská práce Kodádkové (2010). Tato kapitola bude proto zaměřena na shrnutí nejdůležitějších faktorů přispívajících k povodňovým situacím.

Hlavní příčinou vzniku extrémních srážko-odtokových událostí jsou srážky. Na našem území převážně ve formě deště. Důležitým aspektem je především celkové množství srážek spadlých za určitý časový úsek na určité povodí. Přívalové deště velké intenzity a krátkého trvání mají za následek vznik přívalových povodní, které jsou charakteristické rychlým vzestupem hladiny, krátkou dobou trvání a omezenou prostorovou působností. Oproti tomu regionální srážky trvající i několik dní a zasahující velké území mohou způsobit povodně

regionálního charakteru s delší dobou trvání a doprovázené rozsáhlejšími záplavami na středním a dolním toku.

Reliéf je dalším činitelem, který může ovlivnit vznik a průběh povodně. Jedná se především o orientaci svahů vůči převládajícímu směru proudění (v České republice převládá západní) a s ní spojenou dotací srážek. Dále je brána v úvahu sklonitost terénu, kdy na území s větším sklonem je omezené zpomalování odtoku a infiltrace (Kemel, 2000).

Geologické poměry ovlivňují odtok především z hlediska propustnosti hornin. Propustné horniny zadržují do jisté míry vodu v povodí a přispívají ke zmenšení povodňové vlny. Méně propustné horniny se podílejí na zvětšení objemu povodně (Šercl, 2007).

Půdní poměry určují množství a rychlost vsaku vody a tím ovlivňují velikost a časový průběh odtoku. Půda se z hlediska hydrologického cyklu chová jako nádrž se značným retenčním objemem. Retenční potenciál půdy je odvislý od hloubky, půdního druhu a typu, obsahu humusu, využití půdy a v neposlední řadě i momentálním nasycením půdy. Překročení retenční kapacity půdy a následný výtok vody do podloží může způsobit relativně velké zvětšení povodňové vlny (Tesař et al., 2004). Výskyt plošného časově sladěného výtoku z půdního profilu je díky prostorové variabilitě pravděpodobnější pro malá povodí do 10 km². Půdní pokryv hor a vysočin má retenční kapacitu v rozmezí 60-90mm, proto srážky o úhrnu 60 mm a větší vyvolávají v podmínkách krystalinika zpravidla povodně (Lichner et al., 2004).

Vegetace přispívá ke snížení odtoku z povodí při větších úhrnech srážek především intercepací. Vliv vegetace na odtok závisí na hustotě jejího rozmístění, zdraví a ročním období. V povodích, kde došlo k rozsáhlému kalamitnímu odumření lesa (např. škůdci, či větrem) může zpočátku docházet k vyšším kulminačním průtokům, které jsou způsobeny snížením intercepce (Krečmer et al., 2003). Při velmi vysokých srážkových úhrnech je však vliv vegetace na odtok zanedbatelný.

Antropogenní změny v krajině přispívají nemalou měrou ke změnám odtokového režimu v povodí. Jedná se zejména o odlesnění, zvětšování rozlohy zemědělské půdy a rozsáhlé plošné odvodnění, které je mnohdy nefunkční, nebo ve špatném stavu. Tyto skutečnosti přispívají ke snižování retence a rychlejšímu odtoku vody z krajiny. Vliv drenážních systémů na zvětšení průtoků se projeví v počáteční fázi povodně, velikost kulminace však neovlivní (Hladný et al., 1998).

3.2. PROSTOROVÉ ROZLOŽENÍ SRÁŽEK

Prostorová variabilita srážek je často označována jako hlavní zdroj chyb při modelování srážko-odtokového procesu (Syed et al, 2003). V rámci povodí jsou srážky výrazně prostorově a časově variabilní. Mnoho studií se zabývalo citlivostí hydrologického modelu na prostorovou variabilitu srážek a dalšími nejistotami souvisejícími např. s prostorovým rozmístěním srážkoměrů a interpolačními metodami (Goovaerts, 2000; Brath et al., 2004; Dong et al., 2005). Tyto studie ukazují, že prostorové rozložení srážek je třeba vzít v úvahu v jakémkoli povodí. Ovlivňuje to nejen objem odtoku a velikost kulminačního průtoku, ale také časový posun hydrogramů (Krajewski et al., 1991).

Prostorové odlišnosti ve srážkových úhrnech jsou způsobeny charakterem synoptických situací, především typem srážek. Mohou být ještě zvýrazněny orografickými vlivy, mezi něž patří, zvyšování množství srážek s růstem nadmořské výšky a vlivy expozice, kdy mají návětrné svahy vyšší úhrny než svahy závětrné.

3.2.1. Typy srážek

Spadlé dešťové srážky lze hodnotit z hlediska intenzity, doby trvání a plochy, kterou zasahují. Obecně platí, že srážky vznikají při výstupu teplého vzduchu a jeho následném ochlazení a lze je rozdělit do tří následujících typů.

Konvekční srážky vznikají při ochlazení vlhkého ohřátého vzduchu při jeho výstupu do větších výšek. Při intenzivní konvekci se oblaka vyvíjejí vertikálně do podoby bouřkového oblaku kumulonimbu (Cb). Pro konvekční srážky je charakteristická vysoká intenzita. Zpravidla krátká doba trvání v řádu desítek minut až hodin a svými plošně izolovanými jádry zasahují území o menší rozloze (Řezáčová, 2007).

Regionální deště (stratiformní typ srážek) vznikají většinou ve spojitosti s atmosférickými frontami a vypadávají z oblaků druhu nimbostratus (Ns) či altostratus (As). Obvykle se vyznačují menšími intenzitami než konvekční srážky, delší dobou trvání v řádu hodin až dní a zasahují území o velkých plochách, tudíž celkové srážkové úhrny jsou vysoké (Šálek, 2004).

Srážky, jak z regionálních dešťů tak konvekčního typu, mohou být také zesílené orografickým efektem. Ten vzniká při vzestupném proudění vzduchu na návětrných svazích, kde nastává rozpínání, ochlazení, kondenzace a vznikají srážky (Řezáčová, 2007). Mezi

orografické vlivy patří zvyšování množství srážek s růstem nadmořské výšky a vliv expozice svahů vůči převládajícímu směru větru, kdy mají návětrné svahy vyšší úhrny než svahy závětrné (Šálek, 2004).

Prostorová interpretace srážek je zatížena mnoha chybami. Jednou z nich je závislost prostorového rozložení na typu srážky. U srážek stratiformního typu je pravděpodobné, že zasáhly celé hodnocené povodí, a proto úhrny v jednotlivých stanicích potažmo pro celé území by se za stejný časový úsek neměly výrazně lišit. Při interpolaci dat ze srážkoměrů za pomoci různých technik (viz kapitola 3.3) lze proto předpokládat reprezentativní prostorové rozložení srážek. Naopak srážky konvekčního typu zpravidla zasahují malé území. Proto je obtížná měřitelnost přesného úhrnu takového typu srážky srážkoměrnou sítí. Při prostorové interpretaci může docházet k podhodnocení či naopak nadhodnocení úhrnů v určitých místech povodí. Vyšší úhrny mohou být naměřeny v případě, kdy jádro srážek se vyskytuje v blízkosti srážkoměru, ale může nastat i opačná situace, že se jádro (konvekční cela) s největší intenzitou nachází v místě bez pozemního měření a do interpolace nemohou být proto nejvyšší úhrny zahrnuty. Staniční měření na našem území nemá tak hustou síť, aby bylo možné postihnout přesné rozložení konvektivních srážek a jejich úhrny, proto je vhodnější využít u srážek tohoto typu informace z meteorologických radarů. Při výpočtu plošných srážek by v ideálním případě měla být zohledněna (kromě typu srážek), nadmořská výška a sklon a expozice svahů vůči převládajícímu směru větru.

3.2.2. Výpočet plošného úhrnu srážek z bodových pozemních měření

Pro výpočet úhrnu plošné srážky v zájmovém povodí pro určitý časový interval se používají různé metody interpolace. Metody se od sebe liší způsobem výpočtu, použitím v praxi a zohledněním určitých faktorů, jako jsou: nadmořská výška, sklon a expozice svahů, atd. Při posuzování vhodnosti určité metody pro konkrétní aplikaci a území je třeba brát v potaz především chování sledovaného jevu a rozložení bodů se známou hodnotou (Juříková et. al, 2007).

Při použití interpolačních metod dochází k odhadu neznámých hodnot z naměřených hodnot v okolí. Jedná se zpravidla o tzv. lokální odhad, kdy se odhaduje hodnota zájmové veličiny v bodě, kde nebyla primárně naměřena (Juříková et.al, 2008). Plošné srážky se vypočítávají pomocí různých metod z bodových měření srážkoměry. Metody interpolace bodových pozorování pro získání plošné srážky podle Šercla (2008) jsou následující:

- 1) metoda inverzně vážených vzdáleností (IDW)
- 2) metoda ordinárního krigingu s teoretickým sférickým modelem semivariogramu (KRI)
- 3) metoda „Topo To Raster” (TOPO)
- 4) metoda orografické interpolace (ORO)

Metoda vážené inverzní vzdálenosti (inverse distance weighted–IDW)

Jedná se o metodu deterministickou. Výpočet srážky je řešen jako vážený průměr, kdy váhou je převrácená hodnota vzdálenosti místa měření od predikovaného bodu. Výhodou této metody je poměrně jednoduchý výpočet a zachování hodnot v místech měření. Avšak měrným místům přiřazují absolutní váhu a kolem nich dochází ke generování koncentrických izolinií tzv. bull's eyes (Šercl, 2008). Metoda je vhodná především pro území menšího rozsahu s rovnoměrně rozloženými stanicemi a v určitých případech může být vhodná pro určení prostorového rozložení konvekčních srážek (Daňhelka, 2007).

Metoda ordinárního krigingu s teoretickým sférickým modelem semivariogramu (KRI)

Kriging je geostatická metoda odhadu, která je založena na tom, že prostorová proměnná má neznámou, ale konstantní střední hodnotu. Odhady jsou počítány pomocí vážených lineárních průměrů, kde je každý bod optimalizován soustavou vah tak, aby měl výsledný odhad co nejmenší chybu (rozptyl odhadu). Váhové koeficienty nejsou závislé jen na vzdálenosti, ale i na prostorových autokorelačních (statistických) vazbách mezi jednotlivými měřeními (Šercl, 2008). Proměnlivost a vnitřní korelovatelnost prostorové proměnné je charakterizována variogramem (semiovarogramem).

Výhodou krigingu je zachování statistické vazby mezi měřenými hodnotami a určení i odhadu rozptylu vypočtené hodnoty. Nevýhody spočívají ve vyhlazování lokálních extrémů nadhodnocením nízkých hodnot, podhodnocením vysokých a nezachování původních naměřených hodnot.

Metoda „Topo To Raster” (TOPO)

Tato metoda je primárně určena pro tvorbu hydrologicky korektního digitálního modelu terénu v programu ArcGIS. Používá iterativní způsob výpočtu a je optimalizována tak, aby byla výpočetně přesná jako lokální interpolační metoda IDW a zároveň zachovává

prostorovou kontinuitu, jakou mají globální metody kriging a spline. Odhad interpolované hodnoty se vypočítává pouze ze čtyř sousedních bodů.

Pro zpřesnění interpolace bodových měření srážek by bylo zapotřebí dat z většího počtu měrných stanic, než jsou v současnosti k dispozici. Metoda se pro výpočet plošného rozložení srážek dosud příliš nevyužívala, avšak dle Šercla (2008) může reálněji vystihnout rozložení srážek než předchozí dvě metody.

Metoda orografické interpolace (ORO)

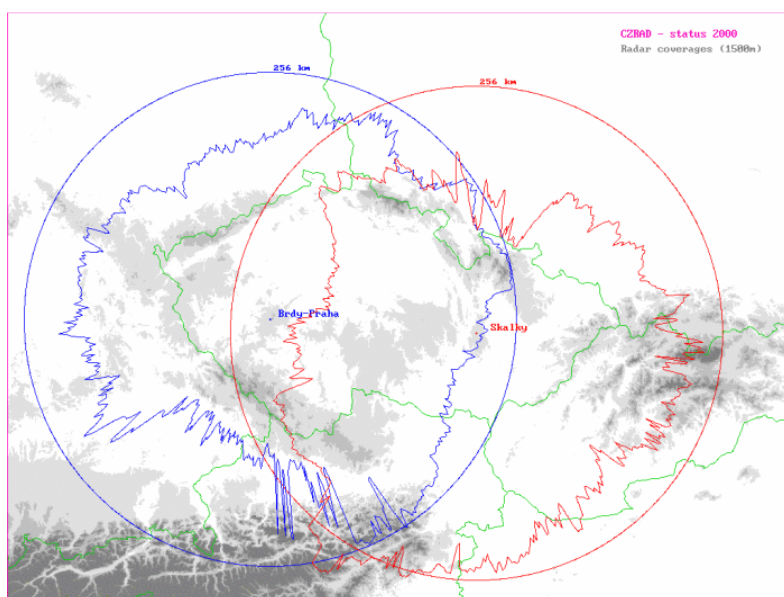
Metoda orografické interpolace byla vyvinuta Ing. Petrem Šerclem v ČHMÚ (Český hydrometeorologický ústav) a zpracována do aplikace pro software ArcGIS. Vychází z předpokladu závislosti srážkových úhrnů naměřených na určité stanici a její nadmořské výšky. Nejprve je stanoven regresní vztah obou veličin a v případě, že je mezi nimi prokazatelná závislost, se provede interpolace (Kutláková et al, 2012). Korelace nadmořské výšky stanic a výšky srážek nemusí být vždy signifikantní, neboť úhrn srážek může být ovlivňován jinými faktory, jako je např. návětrný efekt (Daňhelka, 2007). Existuje také velká prostorová proměnlivost vztahu mezi nadmořskou výškou a srážkami. Proto se v této metodě používá shlazený model terénu zvyšující nadmořskou výšku stanic v horských údolích oproti stejně položeným místům v pahorkatinách (Šercl, 2008).

3.4. METEOROLOGICKÉ RADIOLOKÁTORY

Meteorologické radiolokátory slouží ke zjišťování rozložení okamžitých intenzit atmosférických srážek a výskytu jevů spojených s oblačností do vzdálenosti řádově 100-200 km. Jejich funkce je založena na schopnosti vodních kapiček, sněhových vloček, ledových krvinek a zčásti též oblačných částic odrážet (zpětně rozptylovat) radiovlny centimetrové délky (Kráčmar, 2011).

Na území Česka se nachází dva dopplerovské radary (v provozu od roku 2000 a 1995). První radar je umístěn v pahorkatině Brdy na vrcholu Praha (860 m n. m.). Tento radar je schopen detekce cíle až do vzdálenosti 256 km. Druhý radar se nachází na vrcholu Skalka (730 m n. m.) v Dražanské vrchovině s dosahem až do vzdálenosti 260 km. Oba radary tedy pokrývají svým dosahem území celé republiky, jak je vidět na obrázku 3.3 (Kráčmar, 2011).

Meteorologická měření se obvykle skládají z cca 10 až 20 otáček antény v azimutu s proměnným výškovým úhlem. Interval měření je 5 minut. (Novák 2008).



Obrázek 3.3: Maximální dosah radarů ČHMÚ

(ČHMÚ http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/rad/info_czrad/index.html)

Pozn.: kružnice znázorňují maximální dosahy meteorologických radarů a polygony dosahy pro určení intenzity srážek do výšky 1500 m nad povrchem

3.4.1. Radarové odhady srážek

Pro výpočet radarového odhadu se využívá vertikální profil radarové odrazivosti (VPR) k odhadu hodnoty odrazivosti těsně u zemského povrchu (Sokol et al., 2003). Kvantitativní odhad srážek je spočítán pomocí Marshall-Palmerova vztahu, kde naměřená odrazivost (Z) ve výšce kolem dvou kilometrů je přepočtena na intenzitu srážek (I). Vzorec má následující tvar:

$$Z = a \cdot I^b$$

s experimentálně zjištěnými konstantami a a b . V České republice se používají hodnoty $a = 200$ a $b = 1,6$, které byly odvozeny pro vrstevnatou oblačnost středních zeměpisných šířek (Burian, 2006). Suma pro delší časové období je vypočtena integrací pětiminutových měření.

3.4.2. Chyby radarových odhadů srážek

Radarový odhad srážek není vhodné bez dalších úprav kvantitativně využít, protože radarová data jsou zatížena různými druhy chyb (Zacharov et al., 2004). Chyby radarového měření lze podle Šálka (2010) dělit na meteorologické (vznikající především proměnlivostí počasí) a ostatní chyby způsobené technikou radarového měření (jako např. kvalita radarového zařízení, tvar a šíření radarového paprsku v atmosféře apod.). Některé chyby jsou způsobené kombinací obou faktorů, např. vliv měnícího se vertikálního rozsahu oblačnosti a výšky radarového paprsku nad terénem.

Nepřesnosti v odhadu srážek mohou být způsobeny proměnlivostí aktuálního rozdělení velikosti srážkových částic, která znesnadňuje určení vztahu mezi odrazivostí a intenzitou srážek (Kráčmar, 2011). Dalším problémem je také vypařování srážkových částic v suchých, níže ležících vrstvách vzduchu, což má za následek mírné přecenění srážkových úhrnů. Při interpretaci radarových odhadů je tedy nutné znát převládající typ srážek (Šálek 2010). Výše zmíněné problémy jsou spíše podřadné v porovnání s ostatními nedostatky (Juříková, 2009).

Jeden z hlavních problémů je podceňování srážek ve velké vzdálenosti od radaru a v horských oblastech. Se vzdáleností se zvyšuje velikost útlumu radarového paprsku ve srážkách a roste i výška nejnižšího použitelného paprsku vlivem zakřivení Země. Také proměnlivá šířka radarového paprsku a jeho výška nad zemí, které narůstají se zvětšující se vzdáleností od radaru, způsobují systematické podceňování srážek (Juříková, 2009). Další nepřesnosti v odhadu srážek mohou vzniknout při zastínění vysílaného paprsku terénními překážkami, kdy může opět dojít k podhodnocení srážek. Důležité také je, aby parametry radaru byly správně nakalibrovány.

Přes všechny výše zmíněné nedostatky jsou odhady srážek získané z radarového měření se svým vysokým prostorovým i časovým rozlišením v současné době nepostradatelné v hydrologickém modelování i operativní praxi. Nekorigovaná data jsou však pro odhad intenzity srážek bez dalšího zpracování nepoužitelná.

3.4.3. Adjustace radarových dat

Oprava radarových odhadů spočívá v adjustaci (přizpůsobení) radarových srážkových odhadů údajům získaných z pozemního srážkoměrného měření. Radarový odhad by měl kvantitativně odpovídat údajům ze srážkoměru a zároveň by měla zůstat zachována horizontální struktura pole radarového odhadu (Sokol et al. 2003).

Základním předpokladem při adjustaci je, že hodnoty odvozené z radarových měření jsou kvalitativně správné, ale intenzity srážek jsou zatíženy systematickou chybou, která není prostorově homogenní. Adjustace je prováděna na základě výpočtu tzv. adjustačního koeficientu, vycházejícího ze statistických metod na odhad podílu G/R , kde G je hodnota naměřená srážkoměrem a R je radarový odhad srážkového úhrnu (Sokol et al., 2003).

Adjustační metody lze rozdělit do dvou základních skupin, které se liší především vstupními daty i způsobem jejich využití. První typ používá srážkoměrná data pouze k odvození parametrů statistického modelu a při jeho aplikaci vstupují jen data radarová (Sokol and Ř., 2001). Aby byly zohledněny změny srážkového pole, hodnota adjustačního koeficientu se v čase mění, a to vypočítáváním jeho průměru za delší časové období. Při zanedbání prostorové proměnlivosti koeficientu se radarový odhad v dané oblasti vynásobí jednou hodnotou. Přesto dojde k podstatné redukci chyb odhadu srážkového úhrnu (Wood et al., 2000). Od roku 2010 je v ČHMÚ aplikován územně proměnlivý adjustační koeficient, který je vypočten pomocí metody univerzálního krigování (Šálek 2010). Použití této metody a výsledná kvalita dat však výrazně závisí na dostupnosti dostatečného počtu srážkoměrných údajů v reálném čase.

Druhý typ metod je mnohem flexibilnější, neboť jak při odvození, tak i při vlastní aplikaci využívá jak radarové odhady srážek, tak aktuální údaje ze srážkoměrných stanic (Sokol, 2003; Šálek et al., 2004). Jedná se o metody optimálního odhadu, který se počítá jako lineární kombinace radarového odhadu a příslušných pozemních měření, přičemž hlavní zásadou je nepřímá závislost váhy srážkoměrných měření na vzdálenosti od srážkoměrné stanice. U této metody se předpokládá, že srážkoměrné měření je reprezentativní pro daný radarový územní element, a že zde platí údaj srážkoměru. Nutno také podotknout, že nevýhodou korekce radarových odhadů pomocí srážkoměrného měření je skutečnost, že i pozemní měření jsou zatíženy chybami (Květoň, 2002).

3.5. HYDROLOGICKÉ MODELOVÁNÍ

Model v nejširším smyslu slova představuje numerické zjednodušení reality. Reprezentuje určitý objekt nebo spojitý systém v prostoru a v čase. Rozvoj matematických hydrologických modelů nastal zcela přirozeně v 80. letech minulého století s rozvojem výpočetní techniky, která přináší kvalitnější měření dat a potřebný prostor pro časově náročné výpočty numerické matematiky (Hřebíček et. al, 2006) Díky tomu se výrazně zpřesnily výsledky matematických modelů a mohlo tak dojít k jejich implementaci ve vodohospodářské a hydrologické předpovědní praxi.

Každý model je nepostradatelným nástrojem pro získání rámcové představy o chování sledovaného systému, v tomto případě srážko-odtokového procesu, i když jsou pouhým zjednodušením zkušenosti a vždy jsou zatíženy chybou. Matematický model srážko-odtokového procesu představuje kvantitativní vztah mezi vstupními a výstupními veličinami určitého hydrologického systému (Daňhelka et al., 2003) a je velmi účinným nástrojem pro lepší porozumění a predikce chování vodní masy v povodí za různých podmínek. Hlavní oblastí zájmu je simulace odtoku z povodí, jeho velikosti a časového průběhu.

V hydrologii povrchových vod se matematické modely využívají pro zkoumání transformační funkce povodí, podle níž se transformuje efektivní srážka na povrchový odtok. Vedle matematických modelů existují i analogové či fyzikální modely, které se uplatňují už jen okrajově, například v některých speciálních odvětvích hydrauliky.

Existuje celá řada rozdělení matematických modelů a slouží především k orientaci v jejich uplatnění a smyslu použitelnosti (Becker and Serban, 1990). Klasifikací a vývojem hydrologických modelů se ve svých pracech zabývalo mnoho autorů, např. Beven (2012) či Feldman (2000). Z publikace Beckera and Serbana (1990) vychází i dnešní podoba klasifikace hydrologických modelů podle WMO (World Meteorological Organization), která je uvedena v práci Daňhelky et al.(2003).

3.5.1. Model HEC- HMS

Jako modelovací software byl použit v této práci HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System), který byl vyvinut v 60. letech v US Army Corps of Engineers. Je široce využíván k řešení celé řady hydrologických úkolů jak v Česku, tak i v zahraničí a patří mezi nejrozšířenější srážko-odtokové modely. Model je v současné době

k dispozici ve verzi HEC-HMS 3.5. a je volně dostupný na stránkách (<http://www.hec.usace.army.mil>) včetně uživatelských a technických manuálů. K výhodám modelu HEC-HMS patří přehlednost, nenáročné požadavky na vstupní data, možnost přímého propojení s GIS a v neposlední řadě i distribuce v licenci freeware.

Dle klasifikace WMO se HEC-HMS řadí mezi deterministické, konceptuální modely, ve kterých jsou jednotlivé části hydrologického procesu počítány matematickými vztahy. Výhodou HEC-HMS je možnost hydrologického modelování jak celistvým (lumped), tak i distribuovaným přístupem například pomocí komponenty gridded SCS CN nebo modelu ModClark (McCormick, 2003). Model se většinou využívá jako epizodní především na malých a středně velkých povodích (Jeníček, 2007).

K modelu lze využít různé extenze, které usnadňují práci s daty. Například HEC-GeoHMS slouží k přípravě a exportu vstupních dat, HEC-DSSVue se používá pro vizualizaci a zpracování hydrologických časových řad a výsledků simulací. Pro výpočet některých hydrologických parametrů lze software také propojit s GIS, např. za pomoci nástroje ArcHydro Tools.

3.5.2. Struktura modelu HEC

Model se skládá ze tří základních komponent – model povodí (*Basin Model*), meteorologický model (*Meteorologic Model*), model kontroly (*Control Specifications Manager*). Vlastní simulace je kombinací všech výše zmíněných komponent (McCormick, 2003).

Model povodí (*Basin Model*) prezentuje samotné schematizované povodí a je vytvořen pomocí vzájemně propojených hydrologických elementů (dílčí povodí, úsek toku, nádrž, soutok, zdroj atd.), k nimž se vztahují metody určující jednotlivé složky srážko-odtokového procesu. Procesy srážko-odtokového cyklu jsou v modelu rozděleny do čtyř výpočetních modulů (Feldman, 2000):

- **transformace přímého odtoku** (Direct Runoff Model)
- **výpočet objemu odtoku** (Runoff Volume Model)
- **odvození základního odtoku** (Baseflow Model)
- **korytový model** (Channel Model).

Pro jejich výpočet lze použít množství dílčích modelů, které jsou uvedeny v tabulce 3.1. Zvýrazněny jsou modely použité v této práci a jejich detailnějšímu popisu je věnována kapitola 5.4.

Tabulka 3.1: Přehled dostupných modelů pro jednotlivé části hydrologického cyklu (Feldman, 2000)

dílčí povodí (subbasin)			úsek toku (reach)
transformace přímého odtoku	výpočet objemu odtoku	odvození základního odtoku	korytový model
<i>Clark's UH</i>	<i>Deficit and Constant Rate (DC)</i>	<i>Bounded Recession</i>	<i>Kinematic Wave</i>
<i>Kinematic Wave</i>	<i>Exponential</i>	<i>Constant Monthly</i>	<i>Lag</i>
<i>ModClark</i>	<i>Green and Ampt</i>	<i>Linear Reservoir</i>	<i>Modified Puls</i>
<i>SCS UH</i>	<i>Gridded DC</i>	<i>Nonlinear Boussinesq</i>	<i>Muskingum</i>
<i>Snyder's UH</i>	<i>Gridded SCS CN</i>	<i>Recession</i>	<i>Muskingum-Cunge</i>
<i>User-Specified S-Graph</i>	<i>Gridded SMA</i>		<i>Straddle Stagger</i>
<i>User-Specified UH</i>	<i>Initial and Constant Rate</i>		
	<i>SCS Curve Number (CN)</i>		
	<i>Smith Parlange</i>		
	<i>Soil Moisture Accounting (SMA)</i>		

Meteorologický model (*Meteorologic Model*) analyzuje časoprostorové rozmístění srážky na povodí, evapotranspiraci či tání sněhové pokrývky. Srážky jsou prezentovány buď průměrnou hodnotou pro dílčí povodí, nebo ve formě gridu, který se nejčastěji používá pro radarové odhady srážek.

Model kontroly (*Control Specifications Manager*) obsahuje nastavení počátku a konce času simulace epizody a časového kroku výpočtu.

Maidment and Djokice (2000) uvádějí jako další komponentu vstupní data (*Input data*), která jsou zadávána v různé formě: *time-series data*, *paired data*, *grid data*.

3.5.3. Velikost dílčích povodí jako vstup do hydrologického modelu

Prostorová heterogenita fyzicko-geografických charakteristik povodí, jako např. sklon, půdní pokryv atd. vstupujících do modelu jako parametry, je zachycena prostřednictvím dělení povodí na několik menších subpovodí. Rozdělení modelu určuje prostorové rozlišení, které podstatně ovlivňuje výsledky simulací hydrologického modelu. Velikost dílčích povodí, která vstupují do modelu, by měla být ideálně zvolena tak, aby mohla být považována za

homogenní a zároveň i vstupní parametry by měly být reprezentativní pro toto měřítko. Čím vyšší je počet subpovodí, tím může být proces kalibrace náročnější. Jednoznačně nevhodnější dělení povodí pro semi-distibuoované modely však dosud nebylo stanovené, a to především z důvodů rozmanitosti používaných struktur modelu, velkému počtu kalibrovaných parametrů a rozdílným fyzicko-geografickým charakteristikám zájmových povodí.

Dělení povodí na subpovodí ovlivňuje velikost kulminačních průtoků a celkový objem odtoku. Ve většině případů bylo zjištěno, že velikost objemu odtoku je do značné míry necitlivá na dělení povodí. Ghosh and Hellweger (2011) využili Storm Water Management Model (SWMM) pro 50 srážkových epizod a několik variant velikostí subpovodí. Ve své studii dospěli k závěru, že větší srážkové úhrny vykazovaly pro menší počet subpovodí snížení kulminačních průtoků a nižší srážkové úhrny při menším počtu subpovodí naopak nadhodnocovaly kulminační průtok. Tím pádem vliv dělení povodí na velikost kulminace byl protichůdný v závislosti na množství srážek.

Cleveland et al. (2009) neprokázal jednoznačný vliv dělení povodí na výsledky modelu HEC-HMS. Počet subpovodí měl malý vliv na simulovaný hydrogram a ani jedna varianta neprokázala lepší výsledky simulací. Oproti tomu studie Muleta et al. (2007) uvádí, že dělení na větší dílčí povodí přineslo snížení velikosti kulminace.

Vliv dělení povodí byl také zkoumán na hodnoty kalibrovaných parametrů, popisu hydrologického procesu a následné interpretaci komponent hydrologické bilance (Zhang, 2013). Výsledky ukázaly, že většina hodnot kalibrovaných parametrů je citlivá na schéma dělení povodí a relativní význam fyzikálních procesů popsaných modelem se mění v závislosti na dělení povodí.

Jha et al. (2004) se zabývali vlivem prostorového měřítka na velikost odtoku a odnos sedimentu za použití modelu SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*). Velikost subpovodí měla velmi malý vliv na velikost odtoku, oproti tomu na odnos sedimentů byl tento vliv prokazatelný. Studie také uvádí optimální velikost subpovodí z hlediska nároků na vstupní data a následné hodnocení výsledků. Jedná se velikost dílčích povodí do 3- 5 % z celkové plochy povodí.

Lze předpokládat, že se zvyšujícím se počtem subpovodí se i zvyšuje míra přesnosti modelu. Nicméně vždy existuje prahová hodnota dělení, při které už k žádnému zlepšení výsledků nedojde. Určení vhodné úrovně dělení povodí by mělo být založeno na cíli modelování a kvalitě vstupních dat (Han, 2014).

4. CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Řeka Blanice se nachází v Jihočeském kraji a je pravostranným přítokem Otavy. Zkoumané povodí horní Blanice, které je vymezeno po hlásný profil Blanický Mlýn u obce Blažejovice, zaujímá plochu 85,21 km², což představuje 9,9 % z celkové plochy povodí (Obr. 4.1).

Pramen Blanice leží v jižní části povodí na severním úpatí Knížecího stolce u zaniklé obce Zlatá v nadmořské výšce 970,13 m. Délka toku po závěrový profil Blanický Mlýn činí 18,8 km. Levostrannými přítoky Blanice jsou Lesní potok, Dlouhohřbetský potok, Černý potok, Sněžný potok a Magdalénský potok. Nejdelším přítokem je pravostranný Puchěřský potok, který ústí do Blanice v obci Arnoštov. Z pravé strany pak dále přitékají Tetřívčí potok, Zbytinský potok a Černý potok. Povodí je orientované ve směru SSZ-JJV. Nejvyšším bodem povodí je Lysá (1228 m n. m.), nejnižším limnigrafická stanice Blanický Mlýn 743 m n. m.

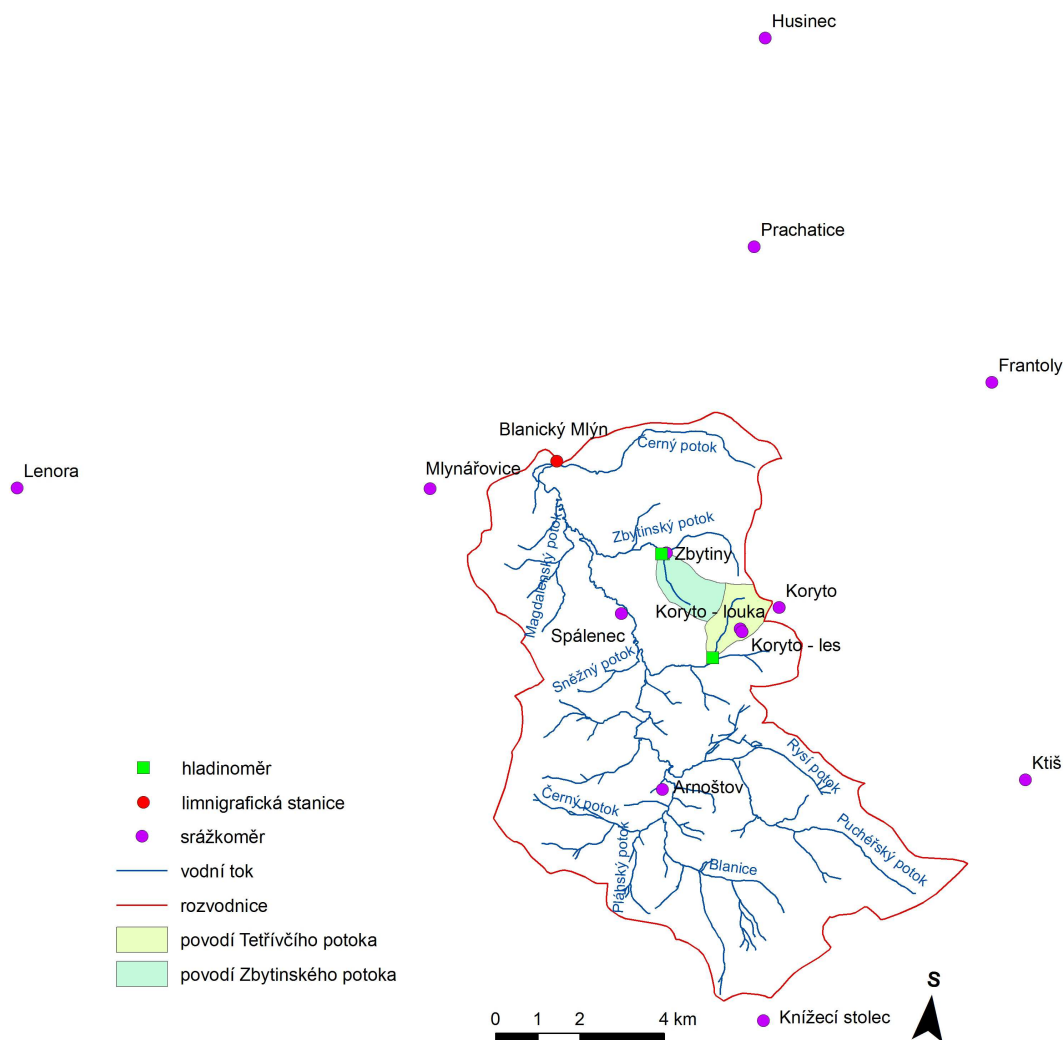
Zájmové povodí je součástí CHKO Šumava a celá jižní část povodí zasahuje do Vojenského újezdu Boletice, který je z části od roku 2006 zpřístupněn mimo pracovní dny.



Obrázek 4.1: Přehledová mapa zájmové oblasti (www.mapy.cz, vrstvy ZABAGED)

V zájmovém povodí se nachází i experimentální povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze, které byla zřízena v roce 2006. Jsou zde nainstalovány 2 hladinoměry, které měří v 10-ti minutovém kroku, a 4 automatické srážkoměry, z nichž 2 byly nainstalovány v průběhu roku 2011. V zájmovém území je také umístěn manuální srážkoměr ČHMÚ a od roku 2013 i manuální srážkoměr Povodí Vltavy (na Obr. 4.2 není zobrazen, protože se nachází v těsné blízkosti srážkoměru Spálenec).

Na Obr. 4.2 je znázorněna hydrologické síť zájmového území, poloha experimentálních povodí, rozložení srážkoměrných stanic a hladinoměrů.



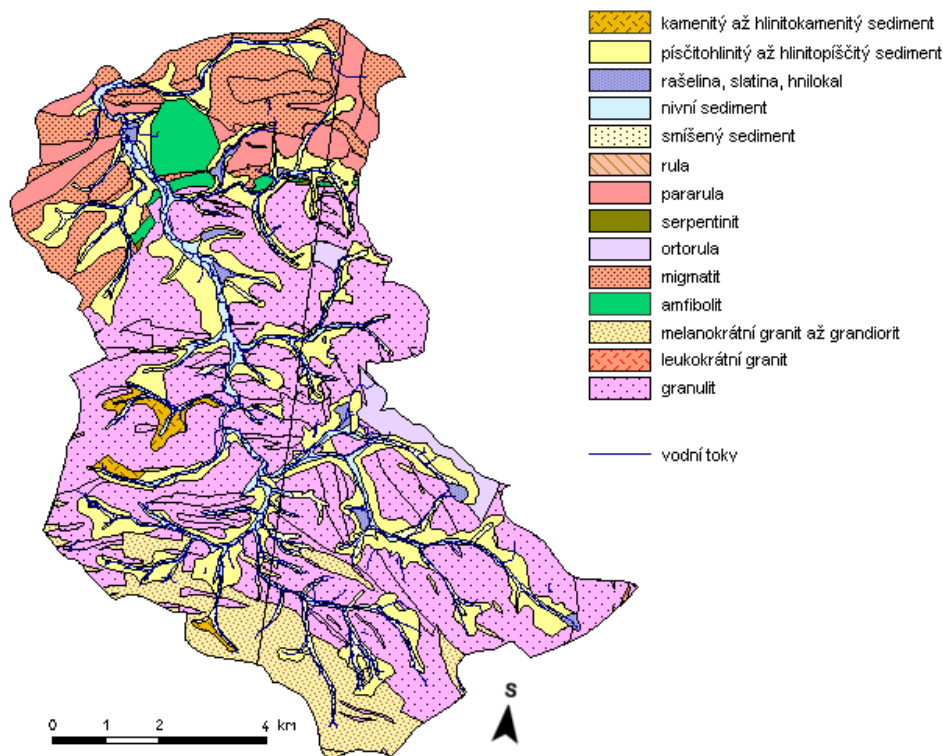
Obrázek 4.2: Hydrografická síť povodí horní Blanice (ZABAGED)

4.1. GEOLOGICKÉ POMĚRY

Z regionálně geologického hlediska je povodí horní Blanice budováno moldanubikem, které spolu s Českomoravskou vrchovinou tvoří nejstarší jádra Českého masivu. Jako moldanubikum je označován soubor středně a silně metamorfovaných hornin. V povodí jsou dominantní protetické až paleozoické metamorfity, především granulit a grandiorit. Severní část povodí je tvořena jednotvárnou sérií složenou z několika typů rul a migmatitů (Obr. 4.3).

Kvartérní uloženiny jako jsou písčito-hlinité a hlinité sedimenty se vyskytují pouze v úzkém pruhu podél vodních toků, a to díky tomu, že na horním povodí převažuje erozní činnost nad akumulací a údolí toků jsou zaříznuta.

V zájmovém území jsou vyčleňovány regionálně – geologické formace: křišťanovický granulitový masív a pluton Knížecího stolce. Křišťanovický granulitový masív je budován především granát - kyanitovými granulity. Vznik a vývoj těchto hornin je spojen s variskými orogenními procesy, a to vysokoteplotní a vysokotlakou metamorfózou. Pluton Knížecího stolce je tvořený specifickými magmatickými horninami, amfibol - biotitickým melagranitem až melasyenitem (Holub, 2012).



Obrázek 4.3: Geologické poměry v povodí horní Blanice (ČGS in Hintnaus, 2008)

Hydrogeologické poměry značí možnosti zásob podzemní vody a působení na odtokové poměry prostřednictvím základního odtoku. Povodí horní Blanice patří do hydrogeologického rajónu Krystalinikum v povodí horní Vltavy a Úhlavy. Metamorfované horniny jsou obecně málo propustné horninové komplexy, v nichž dochází k přímému povrchovému odtoku bez infiltrace. Proto také v celé oblasti odtok výrazně převažuje nad vsakováním. V granulitovém masivu je podle Albrechta et al. (2003) oběh podzemní vody soustředěn v zóně zvětrávání a podle Kříže (1983) patří krystalinikum obecně k oblastem chudším na podzemní vodu.

4.2. GEOMORFOLOGICKÉ POMĚRY

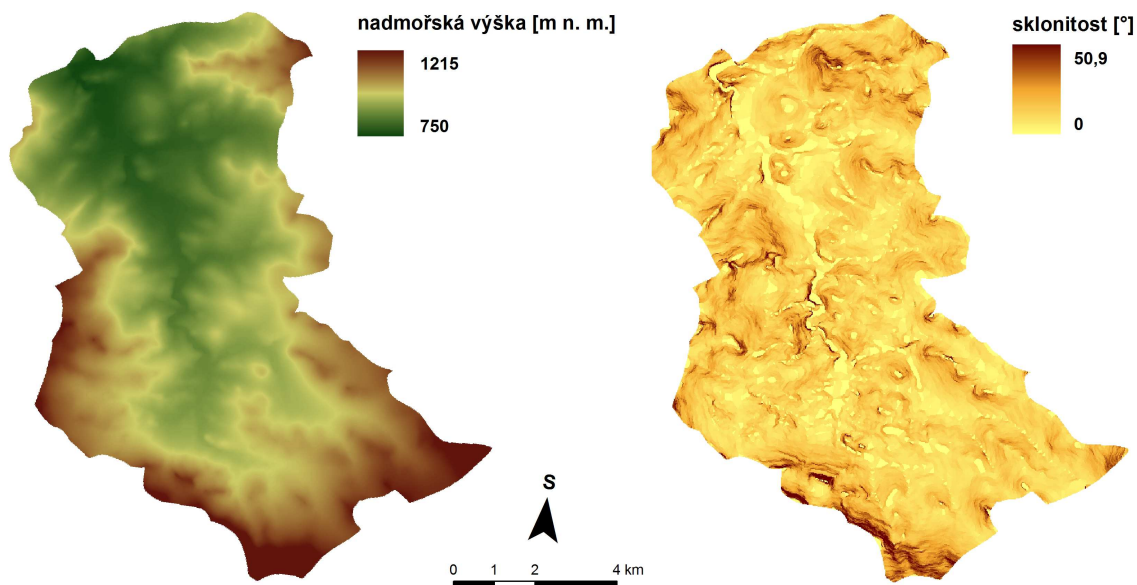
Povodí horní Blanice spadá do dvou geomorfologických jednotek. Pramenná oblast a větší část povodí podle geomorfologického členění (Balatka and Kalvoda 2006) patří do oblasti Šumavská hornatina, celku Šumava a podcelku Želnavská hornatina. Severní část pak náleží do celku Šumavské podhůří, podcelku Prachatická hornatina a okrsku Libínská hornatina. Hranice mezi dvěma podcelky protíná povodí Zbytinského potoka.

Želnavská hornatina se vyznačuje následujícími morfometrickými charakteristikami: výškové rozpětí od 693 m n. m. do 1228 m n. m., střední nadmořská výška 921,1 m, převládající relativní výšková členitost 200-500 m, střední sklon $7^{\circ} 40'$. Nejvyšším vrcholem podcelku je Lysá s 1228 m n. m. Jsou zde rovněž zachovány četné tvary periglaciálního zvětrávání. Želnavská hornatina se dále dělí na okrsek Knížecí hornatina a Křišťanovská vrchovina.

Prachatická hornatina má výškové rozpětí od 430 m n.m. do 1096 m n.m., střední výšku 675,9 m n. m., převládající relativní výškovou členitost 200-500 m, střední sklon $7^{\circ} 42'$. Podcelek Prachatická hornatina se dále dělí na okrsek Libínská hornatina. Výškové poměry povodí jsou znázorněny na Obr. 4.4.

4.2.1. Sklonitost

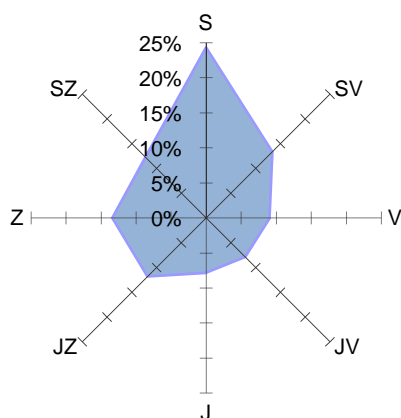
Průměrný sklon povodí je $5,24^{\circ}$. Výjimečně jsou v povodí zastoupeny sklony vyšší než 30° . Ty se nacházejí na jihu, jihozápadě území, kde vrcholy přesahují výšku 1000 m n. m. a maximální sklon dosahuje $50,9^{\circ}$ (Obr. 4.5).



Obrázek 4.4: Hypsografie a sklonitost v povodí horní Blanice (ZABAGED)

4.2.2. Expozice

Procentuelní zastoupení orientace svahů vůči světovým stranám v povodí horní Blanice je znázorněno na Obr. 4.5. Svahy jsou nejčastěji exponovány směrem na S (24 %), SV (14 %) a Z (14 %), což může mít značný vliv např. při jarním tání sněhu. J, JV a V orientace svahů je nejméně zastoupená. Vzhledem k faktu, že převládající směr proudění vzduch je v České republice od západu, leží značné část území na závětrné straně.



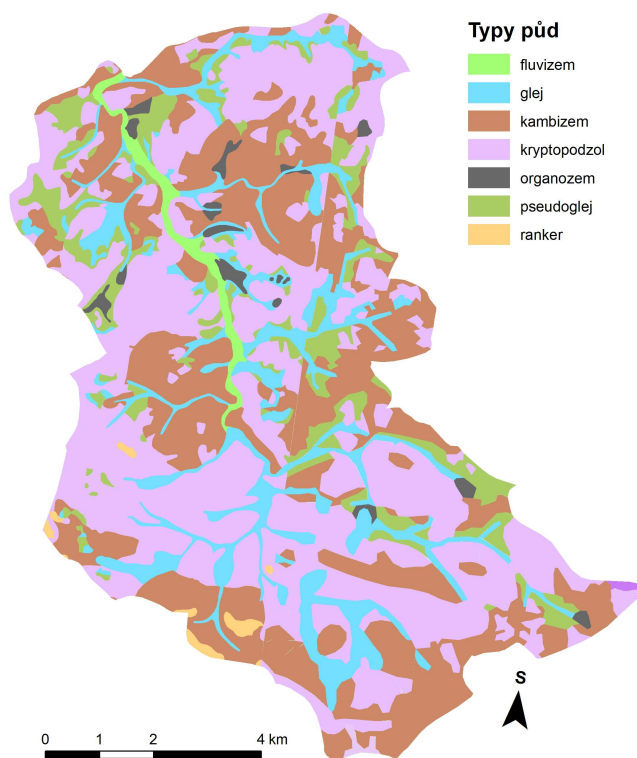
Obrázek 4.5: Relativní zastoupení ploch o dané expoziční svahů povodí horní Blanice (ZABAGED)

4.3. PEDOLOGICKÉ POMĚRY

Vznik určitého půdního pokryvu závisí na mateční hornině, reliéfu, klimatických podmínkách, vodním režimu a vegetačním pokryvu.

Nejvíce jsou na území povodí horní Blanice zastoupeny kryptopodzoly a kambizemě, které jsou obecně vázány především na členitý reliéf. S rostoucí nadmořskou výškou se zvyšuje i jejich kyselost. Kryptopodzoly se vyskytují především ve vyšších oblastech pod jehličnatými lesy. V okolí hlavního toku Blanice můžeme najít fluvizemě. V oblastech s trvale vyšší hladinou podzemních vod a terénních depresích, kde může docházet k nepravidelnému podmáčení půdy, dochází k oglelejení výše zmíněných typů půd.

Z hydromorfních půd jsou zde zastoupeny gleje a pseudogleje nacházející se v okolí koryt vodních toků. Jednotlivé půdy charakterizuje nízký stupeň vývoje se středně hlubokým až hlubokým profilem (do 60 cm) s hlavní kategorií skeletovitosti mezi 25-50 %, který přechází do matečné krystalické a metamorfované horniny (Šefrna, 2004).



Obrázek 4.6: Půdní mapa povodí horní Blanice (ČGS)

4.4. VEGETAČNÍ POMĚRY A OCHRANA PŘÍRODY

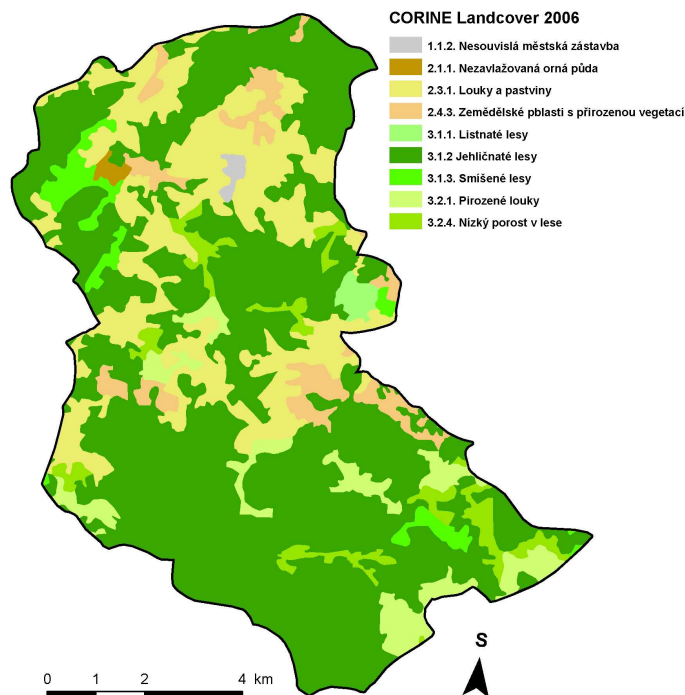
Z biogeografického hlediska se povodí horní Blanice nachází v Šumavském bioregionu. Vegetačně patří povodí Blanice do oblasti Středoevropské lesní flóry, ve které převažuje rostlinné lesní společenstvo. Většina povodí je v oblasti klimaxu bukového až bukovo-jedlového lesa. Smrkový les je zde klimaticky nepůvodní (Culek, 1996).

Převážnou část vegetačního pokryvu povodí tvoří jehličnaté lesy (61%). Druhou nejčetnější kategorií představují louky a pastviny, které spolu s přírodními loukami zaujmají 26% plochy. Nesouvislá městská zástavba se vyskytuje v okolí obce Zbytiny.

Po srovnání krajinného pokryvu z let 1990 a 2006 na základě vrstev CORINE Landcover bylo zjištěno, že došlo k výrazným změnám ve využití ploch v povodí. Největší úbytek zaznamenaly plochy nezavlažované orné půdy, který byl kompenzován nárůstem rozlohy lesa a pastvin.

V povodí Zbytinského a Tetřívčického potoka došlo podle Hintnause (2008) za posledních 60 let k rozsáhlým změnám ve využití krajiny. V povodí Tetřívčického potoka docházelo k intenzivnímu zalesňování a skoro vymizela orná půda. V průběhu 90. let pak došlo k nárůstu podílu luk a pastvin. Povodí Zbytinského potoka bylo ovlivněno především rozšiřováním obce Zbytiny, nedocházelo k tak silnému zalesňování a nezalesněné plochy byly přeměněny především na louky a pastviny, které na území dominují.

Převážná většina zájmového území se nachází v CHKO Šumava. Nachází se zde také řada chráněných oblastí. Národní přírodní rezervace Blanice vybudovaná k ochraně řeky a jejího okolí leží v úseku mezi Arnoštovem a Blanickým Mlýnem. Předmětem ochrany v této lokalitě je druh perlorodky říční (*Margaritifera margaritifera*), jejíž výskyt je unikátní i v evropském měřítku. Mezi další chráněné území patří Národní přírodní památka Prameniště Blanice, vyhlášena v roce 2008, Přírodní památka Vyšný- Křišťanov a Pod Sviňovicemi s populacemi řady ohrožených rostlin a přírodní rezervace Pod Farským lesem.



Obrázek 4.7: Vegetační pokryv v povodí horní Blanice (CORINE Landcover 2006)

4.5. KLIMATICKÉ POMĚRY

Klimatické podmínky zásadně utvářejí vodní režim v území. Základní charakter klimatu je určen polohou území v mírném klimatickém pásu a z hlediska výskytu srážek jeho umístěním na závětrné straně Šumavy s převládajícím západním prouděním vzduchu. Na chod teplot a srážek se významnou měrou podílí i nadmořská výška a členitost reliéfu.

Z hlediska klimatických poměrů patří povodí horní Blanice na základě nejpoužívanější klasifikace dle Quitta (1971) do oblasti chladného klimatu CH7. Tato oblast je charakterizována krátkým létem, které je mírně chladné a vlhké. Přechodné období je dlouhé s mírně chladným jarem a mírným podzimem. Zima je dlouhá, mírná, mírně vlhká s dlouhým trváním sněhové pokrývky. Podrobnější charakteristika oblasti je uvedena v tabulce 4.1.

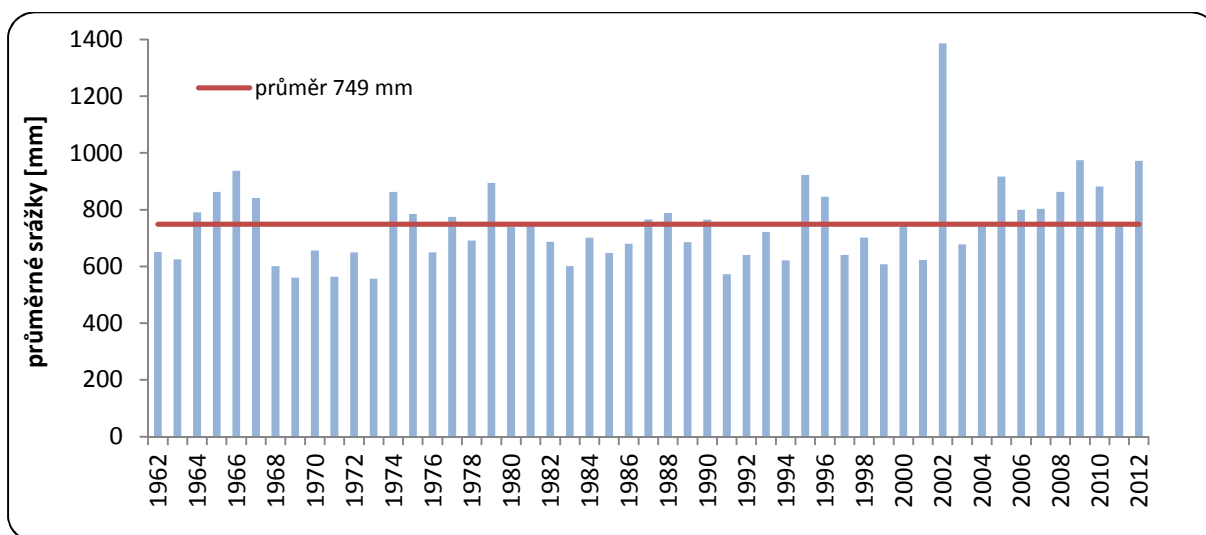
Tabulka 4.1: Charakteristiky vybrané klimatické oblastí dle Quitta (Tolasz et al., 2007)

Klimatické charakteristiky	CH7
Počet letních dnů	10-30
Počet dnů s průměrnou teplotou 10°C a více	120-140
Počet mrazových dnů	140-160
Počet ledových dnů	50-60

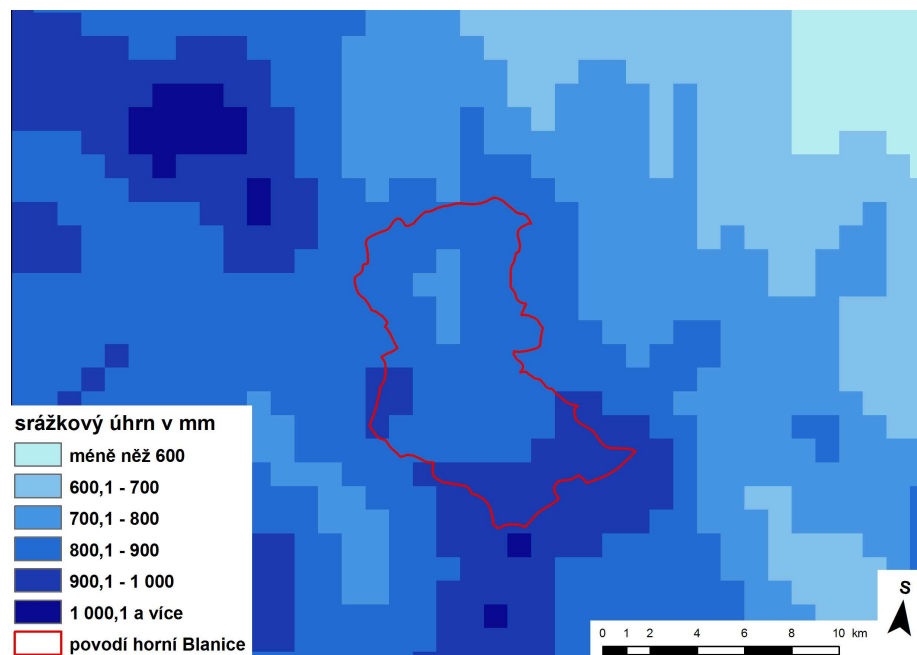
Průměrná teplota v lednu (°C)	(-3)-(-4)
Průměrná teplota v červenci (°C)	15-16
Průměrná teplota v dubnu (°C)	4-6
Průměrná teplota v říjnu (°C)	6-7
Průměrný počet dnů se srážkami 1 mm a více	120-130
Srážkový úhrn ve vegetačním období (mm)	500-600
Srážkový úhrn v zimním období (mm)	350-400
Počet dnů se sněhovou pokrývkou	100-120
Počet dnů zamračených	150-160
Počet dnů jasných	40-50

4.5.1. Srážky

Průměrný roční úhrn srážek ve stanici Spálenec v období od 1962 do 2012 je 744,2 mm. Největší množství srážek bylo zaznamenáno v roce 2002 (1386,1 mm), naopak v roce 1973 byl nejnižší úhrn 557 mm. Z grafu ročních úhrnů srážek (obr. 4.8) je patrný mírný vzestupný trend od roku 2005, kdy všechny roky byly srážkově nadprůměrné oproti dlouhodobému normálu. Průměrný srážkový úhrn z let 1990 - 2011 vypočtený z pěti stanic a pomocí metody orografické interpolece převeden do prostorové interpretace (Obr. 4.9).



Obrázek 4.8: Roční úhrn srážek ve stanici Spálenec (SPA) v období 1961-2012 (ČHMÚ)



Obrázek 4.9: Plošné rozložení srážek v povodí horní Blanice 1990-2012

4.5.2. Teploty vzduchu a ostatní klimatické charakteristiky

Průměrné teploty vzduchu se v povodí pohybují kolem 4 až 6 °C. Ve vrcholových polohách jako je Lysá a Knižecí stolec a chladnějších okrcích sahají nejnižší průměrné teploty ke 3 °C. Nejchladnějším měsícem roku je leden s průměrem -3 °C a ve vyšších oblastech na jihu povodí teploty klesají až k -5 °C. V zimním období zde vznikají příznivé podmínky pro vytváření vícedenních inverzí. Dny, jejichž průměrná teplota je nižší nebo rovna 0 °C, začínají v této oblasti koncem listopadu a končí začátkem března. V nejteplejším měsíci v roce (červenci) průměrné teploty nepřesahují 15,5 °C. Letních dnů, při kterých je maximální teplota větší nebo rovna 25 °C, se v této oblasti nevyskytuje více než dvacet (Tolasz et al., 2007).

Odtokové poměry jsou ovlivněny výškou a vodní hodnotou sněhové pokrývky. Ve stanici Spálenec jsou tyto údaje zaznamenány od roku 1986. Průměrná sezónní výška sněhové pokrývky je 9 cm. Nejvyšší průměrné hodnoty byly zaznamenány v roce 2006 (40,6 cm), kdy nastala povodňová událost v důsledku tání sněhové pokrývky. Nejnižší průměrná sněhová pokrývky (1,8 cm) byla zjištěna v roce 1990 (Hintnaus, 2011). Naměřené vodní hodnoty přibližně odpovídají výšce sněhu. Smíšené povodně zapříčiněné táním sněhu a dešťovými srážkami jsou nejčastějším druhem povodní na našem území. V zájmovém povodí jsou největší průměrné průtoky naměřeny právě v období jarního tání (Obr. 4.8).

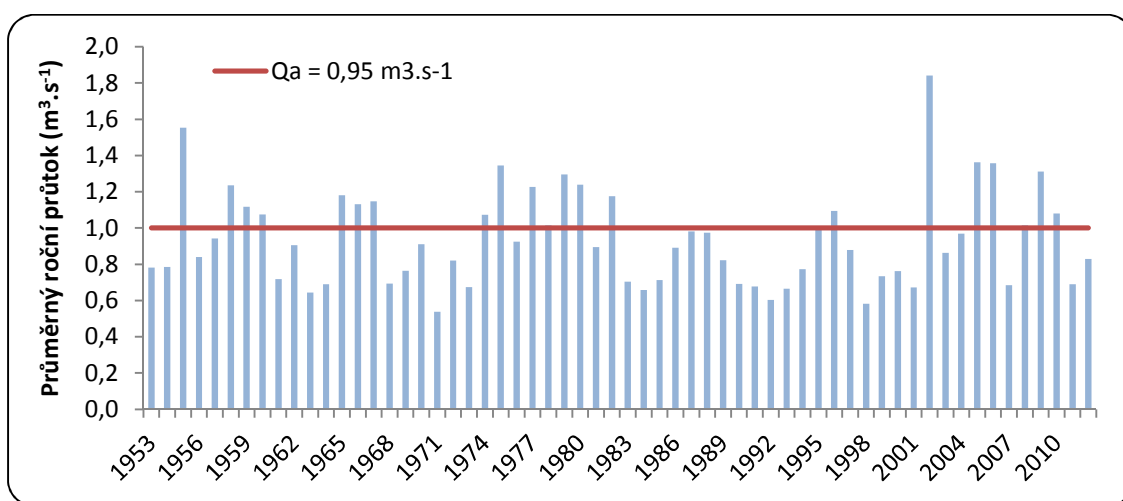
Vítr je faktor ovlivňující prostorové rozložení sněhové pokrývky a společně s teplotou vzduchu nad 0°C urychluje její tání. Ve stanici Zbytiny byl spolu se srážkoměrem a hladinoměrem nainstalován i anemometr měřící směr a sílu větru v desetiminutovém kroku. Z naměřených dat vyplývá, že v zimním období převažuje jihozápadní až západní proudění směru větru (Hintnaus, 2011).

4.6. ODTOKOVÉ POMĚRY

Pro analýzu odtokových poměrů byly použity průměrné denní průtoky ze stanice ČHMÚ Blanický Mlýn, která je závěrovým profilem zájmového území. K dispozici byla data z hydrologických let 1953 – 2012.

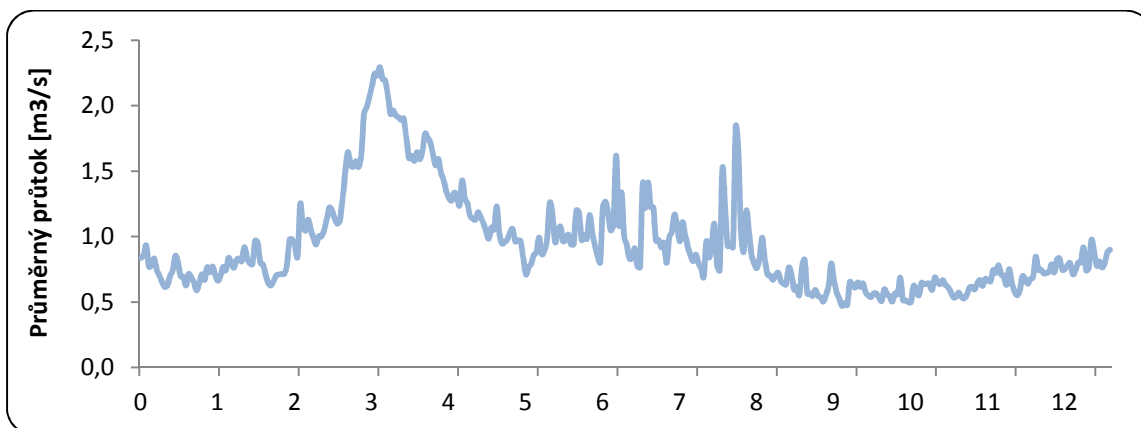
V zájmovém území jsou od roku 2006 také umístěny dva hladinoměry KFGG Přf UK. Na levostranném přítoku Zbytinského potoka je nainstalován automatický hladinoměr na bázi ultrazvukové sondy pořizující záznamy v desetiminutovém kroku. V roce 2008 bylo přidáno tlakové čidlo pro kontrolu stavu hladiny. Druhý hladinoměr (ultrazvuková sonda) je umístěn spolu s přelivem typu Thomson-Poncelet na pravostranném přítoku Tetřívčího potoka (Malý, 2009). Poloha hladinoměrů je znázorněna na obrázku 4.2.

Dlouhodobý průměrný průtok z profilu Blanický Mlýn je $0,950 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, což odpovídá vodnímu stavu 49 cm (ČHMÚ). Specifický odtok $11,15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a odtoková výška 352 mm. V horských oblastech jsou tyto hodnoty v povodí obvykle vyšší. Nejvodnatějšími byly hydrologické roky 2002, 1955 a 1979, naopak nejméně vodnými roky byly 1971, 1998 a 1994 (obrázek 4.8).

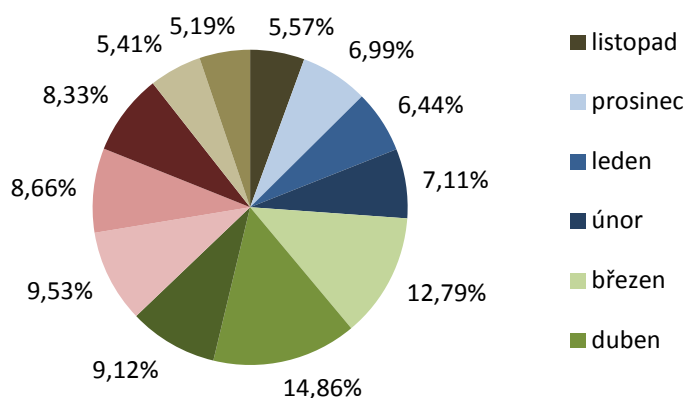


Obrázek 4.8: Chod ročních průtoků v Blanickém Mlýnu (1953-2012) (ČHMÚ)

Podle grafu průměrných denních průtoků (Obr. 4.9) lze odtokový režim charakterizovat jako jednoduchý s dvěma maximy v době jarního tání sněhu a na konci léta. Druhé maximum je však nevýrazné a může být způsobeno extrémními průtoky při povodních v srpnu 2002, kdy tyto průtoky výrazně ovlivnily celkový průměr průtoků v tomto období. Minimální průměrné denní průtoky jsou spojeny s koncem léta a podzimem.



Obrázek 4.9: Průměrné denní průtoky ve stanici Blanický Mlýn (1952-2011) (ČHMÚ)

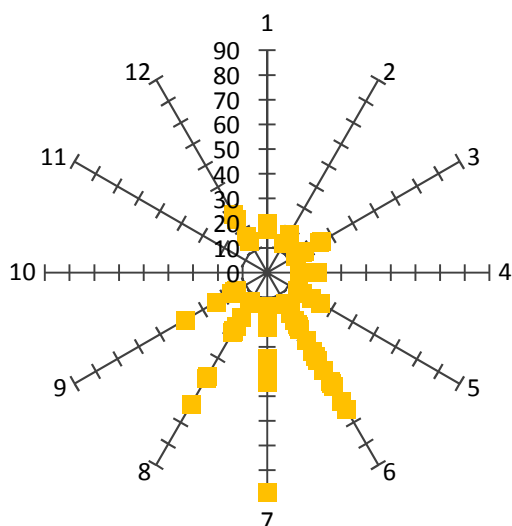


Obrázek 4.10: Podíly dlouhodobých průměrných měsíčních průtoků na celkovém ročním odtoku na stanici Blanický Mlýn (1953 – 2009) (ČHMÚ)

Z hlediska rozložení odtoku během roku bylo zjištěno, že nejvyšší hodnotu vykazuje jarní období (36,7 %). Nejméně vody odtéká na podzim (16,2 %). Tání sněhové pokrývky nejvíce ovlivňuje vodní stavy, proto největší podíl mezi dlouhodobými průměrnými

měsíčními průtoky na celkovém ročním odtoku z období 1953 - 2011 má duben se 14,9 % a březen s 12,8 % (Obr. 4.10).

Výskyt povodní, které jsou podle Matějčíka and Hladného (1999) definované jako hydrologické situace, při nichž množství protékající vody z nejrůznějších důvodů překročí kapacitu koryta, je v povodí horní Blanice vázán především na vegetační část roku (květen-říjen). Od roku 1953 bylo v Blanickém Mlýnu celkem zaznamenáno 83 situací, kdy došlo k překročení kulminačního průtoku hodnoty jednoletého průtoku ($Q_1 = 13 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ – údaj ČHMÚ). Letní povodně jsou způsobené především přívalovými srážkami souvisejícími s výskytem tlakové níže v blízkosti České republiky. 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. Zimní povodně, které jsou většinou spojené s táním sněhu doprovázeným silnými dešťovými srážkami, se nejčastěji vyskytovaly v březnu. Absolutně nejvyšší naměřený kulminační průtok byl zaznamenán při srpnové povodni 2002, který dosáhl $202,1 \text{ m}^3/\text{s}$ není v grafu (obrázek 4.11) zaznamenán. Téměř 79 % všech povodňových situací nepřesáhlo průtok pětileté vody ($Q_5 = 35 \text{ m}^3/\text{s}$ – údaj ČHMÚ). V podzimních měsících říjnu a listopadu se povodně nevyskytují.



Obrázek 4.11: Sezonalita povodní na stanici Blanický Mlýn (1953 – 2011) (ČHMÚ)

Vybrané povodňové události z let 2002 – 2013 pro potřeby hydrologického modelování jsou popsány v kapitole 5.2.

4.7. VÝZKUM V ZÁJMOVÉM ÚZEMÍ

Od roku 2006 probíhá v zájmovém území výzkum párových experimentálních povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka. Je zde především sledován kontinuální monitoring srážek a odtoku s hodnocením vlivu odlišného využití krajiny v obou povodích. Této problematice se ve své práci věnoval Malý (2009).

Hintnaus (2009) zkoumal změny ve vývoji krajiny v pramenné oblasti Blanice. Povodí je výrazně ovlivněno antropogenní činností za posledních 50 let. A to především budováním plošného zemědělského odvodnění a úpravou koryt toků. Tyto změny vedly ke zvýšení vodní eroze a snížení retenční schopnosti krajiny. V diplomové práci se Hintnaus (2011) zabýval prostorovým rozložením a hodnocením sněhové pokrývky v experimentálních povodích. Z fyzicko-geografických faktorů, které ovlivňují sněhovou pokrývku, byl prokázán největší vliv vegetace.

Odtokovou odezvou v závislosti na krajinném pokryvu se v povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka věnoval Královec et al. (2012). Na základě pedologického průzkumu byla sestavena mapa retenčního potenciálu obou povodí. Větší retenční kapacitou se vyznačuje povodí s převažujícím zastoupením lesa (Tetřívčí potok). Dále bylo zjištěno, že z povodí Zbytinského potoka (převážně louky a pastviny) ročně odtéká o 12 % více vody a v průběhu roku zde dochází k častější fluktuaci průtoku. Z tohoto pohledu se po většinu roku jeví lesní povodí rezistentnější a vyrovnanější.

Analýzou trendů odtoku, srážek, teplot vzduchu a výšky sněhové pokrývky za pomoci různých statistických testů v Krušných horách, Jeseníkách a na Šumavě se zabýval Kliment et al. (2011). Pro odtokový režim za poslední půlstoletí je charakteristické zřetelné navýšení podílu odtoku v zimních měsících zejména od druhé poloviny 70. let a postupný úbytek odtoku v letních měsících (až na rok 2002). Za jednu z přirozených příčin změn odtokového režimu autoři považují odchylky ve vývoji teplotních poměrů. V souvislosti s tím se od konce 80. let projevuje snižování výšky sněhové pokrývky a pokles počtu dní se sněhovou pokrývkou. Kromě přírodních faktorů se na změnách odtoku ve vybraných šumavských povodích mohly podílet i antropogenní zásahy do krajiny. Především rozsáhle meliorační systémy, upravování říční sítě a konstrukce podpovrchových drenážních systémů (Kliment et al., 2009)

Langhammer (2004) hodnotil antropogenní zásahy do říční sítě a údolní nivy v povodí Otavy. Dopady antropogenní činnosti na průběh povodní jsou veskrze negativní. Napřimování a výrazné zkrácení délky říční sítě vede ke zrychlení odtoku z území při povodni, zemědělské

využívání údolní nivy má za následek zmenšení retenční kapacity krajiny a přítomnost umělých stupňů v korytě představuje překážku přirozeného proudění. Jihočeská Blanice po profil Blanický Mlýn však nevykazuje žádný z výše zmíněných zásahů člověka.

Jeníček (2009) se věnoval změnám krajinného pokryvu a jejich vlivu na průběh povodní. Výsledky prokázaly rozdílnou reakci povodí při různém krajinném pokryvu. Se vzrůstající extremitou se stává však vliv vegetace zanedbatelný. Také při vyšším počátečním nasycení povodí vlivem předchozích srážek má vegetace na výslednou povodeň výrazně nižší vliv než v případě nasycení nižšího.

Matoušek (2009) analyzoval tři povodňové situace (dvě ze srpna roku 2002, a jednu z roku 2007) v horním povodí Blanice z hlediska velikosti přímého odtoku. Součinitel přímého odtoku udává, jak velká část srážky se přeměňuje na přímý odtok. V povodí horní Blanice dosahuje maximální možné hodnoty při úhrnu kolem 80 mm. Při nasyceném povodí dosahuje maxima již při úhrnu kolem 35 mm.

Vlasák (2008) se věnoval rozboru povodňového mechanismu Otavy. Analýzou jednoletých kulminačních průtoků od roku 1888 do 2006 ze stanice Písek a ostatních vodoměrných profilů na Otavě došel k následujícím poznatkům. Patrný je častější výskyt povodní v letním hydrologickém půlroce, které se vyznačují rovnoměrným rozložením srážek, a na jejich objemu průtoku se více podílejí Blanice a Volyňka než ostatní toky v povodí. Největší objem odtoku se v povodí uskutečňuje v jarních měsících. Z povětrnostních příčin u letních povodní převažovaly synoptické typy C, B, Ec, Sec a NEc se severním prouděním. Relativně malý je také vliv lokálních bouřkových přívalů na povodňové ohrožení na Otavě v Písku. Tento typ povodní však může ohrozit povodí Volyňky a Blanice nad Husineckou přehradou.

Historickým povodním na řece Blanici se taktéž věnoval Vlasák (2005). Autor vytvořil archiv nejvýznamnějších povodní pro vodoměrnou stanici Heřmaň od roku 1950 s popisem základních rysů povodňového mechanismu. Z hlediska sezonality výrazně převažují povodně v letních měsících, a to z důvodu polohy povodí na závětrné straně při západním prouděním v zimním půlroce. U dvou třetin povodní se vyskytly severní a severovýchodní cyklonální situace. Západní cyklonální situace dominovaly u zimních povodní. Nebyla prokázána závislost polohy jader příčinných srážek na jednotlivých povětrnostních typech. Byla však zjištěna vysoká citlivost povodí Blanice na letní povodně způsobené přívalovými srážkami souvisejícími s výskytem tlakové níže v blízkosti České republiky. Katalog povodní nebyl od roku 2005 dále rozšiřován.

Sitař (2007) se za pomoci modelu zabýval mírou ovlivnění průběhu povodní vlivem antropogenních úprav koryta jihočeské Blanice. Výsledky prokázaly vliv antropogenních zásahů do koryt vodních toků a přilehlého inundačního území na proudění vody při povodních. Na zpomalení proudění a následné transformaci povodňové vlny se podílí mosty a násypy komunikací. Naopak jezy postup povodně urychlují. Byl potvrzen rovněž negativní vliv komplexních úprav koryta, které proběhly v 1. polovině 20. století.

Bímová (2010) se ve své práci věnovala ekohydrologickému průzkumu kvality vodního toku v povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka. Na základě vyhodnocení jakosti povrchových vod z pohledu chemismu bylo zjištěno, že většina toků v horním povodí Blanice spadá do I. a II. třídy jakosti, dále byl zjištěn výskyt bodového znečištění v obci Zbytiny a přítomnost rašelinišť v pramenných oblastech.

Práce Altmanna (2013) je zaměřená na hodnocení kvality vody v povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka. Povodí Zbytinského potoka bylo v minulosti podstatně zasaženo zemědělskou činností a z hydromorfologického hlediska je antropogenně ovlivněno. Na kvalitu vody má především vliv ČOV v obci Zbytiny. Naopak povodí Tetřívčího potoka představuje přírodě blízkou lokalitu, která nebyla v minulosti zemědělstvím příliš zasažena a kvalita vody je ve srovnání s druhým povodím lepší.

5. MATERIÁL A METODY

5.1. ZDROJOVÁ DATA A POUŽITÝ SOFTWARE

Pro zpracování mapových výstupů byla použita Základní báze geografických dat v měřítku 1: 10 000 (ZABAGED), Digitální báze vodohospodářských dat (DIBAVOD) a vrstvy z geoportálu CENIA. Dále pak mapy Infiltrační schopnosti půd a retenční vodní kapacity půd z Vodohospodářského výzkumného ústavu (VÚMOP). Mapa půdních typů byla vytvořena částečně z digitalizovaných dat České geologické služby a částečně samotnou digitalizací Půdní mapy 1 : 25 000.

Srážková data pro vybrané epizody ze stanic Spálenec, Markov, Ktiš, Frantoly, Mlynářovice a Prachatic byla poskytnuta z ČHMÚ. Rovněž byla z ČHMÚ získána adjustovaná radarová data z radaru Brdy a průtoky v hodinovém kroku z limnigrafické stanice Blanický Mlýn. Data ze stanic Husinec a Arnoštov byla získána ze státního podniku Povodí Vltavy. Pro dvě epizody byla také k dispozici data ze státního podniku Vojenské lesy a statky ČR, divize Horní Planá (VLS) ze stanice umístěné na vrcholu Knížecího stolce. Použita byla též data ze srážkoměrů (Zbytiny, Koryto) a hladinoměrů (Zbytinský potok, Tetřívčí potok) instalovaných Katedrou fyzické geografie a geoekologie PřF UK.

Statistické zpracování dat, výpočet nejrůznějších fyzickogeografických charakteristik a následná vizualizace do grafů a tabulek probíhalo v MS Excel 2007. Software ArcGIS 10 firmy ESRI byl využit pro tvorbu mapových výstupů i pro preprocessing prostorových dat vstupujících do modelu. Byly použity extenze Spatial Analyst Tools, která slouží k prostorovému modelování a k analýze prostorových dat, dále také ArcHydro Tools pro hydrologickou analýzu. Schematizace povodí, výpočet parametrů vstupujících do modelu (např. doby koncentrace) a následný export hydrologického modelu povodí se uskutečnil v extenzi Geo-HMS. K výpočtu pole srážek z bodových měření při uplatnění nadmořské výšky a ke korekci radarového měření byla využita aplikace AGHydroInterpolace pro ArcGIS 10.x vyvinuta Ing. Petrem Šerclem. Zásadní práce probíhala v samotném modelu HEC-HMS.

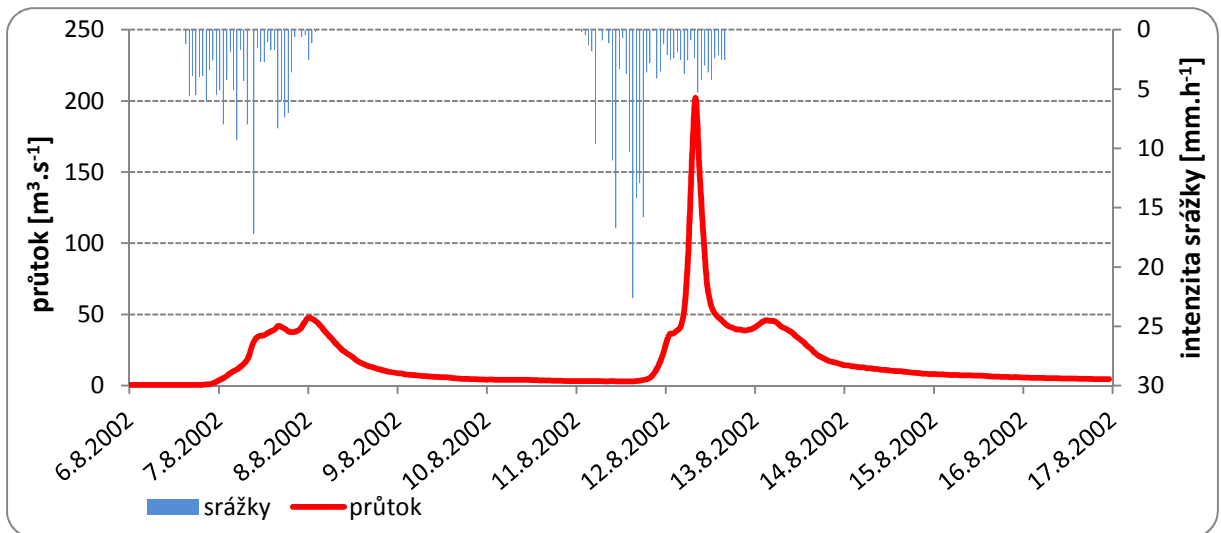
5.2. ZVOLENÉ SRÁŽKO-ODTOKOVÉ UDÁLOSTI

Zvolené události byly vybrány podle několika kritérií. Prvním byl extrémní vzestup vodní hladiny v profilu Blanický Mlýn. Druhým kritériem byla dostupnost dat z meteorologických radiolokátorů (tzn. od roku 2000). Zvolena byla období s výskyty přívalových srážek konvekčního typu i regionálních dešťů. V neposlední řadě byl výběr událostí omezen množstvím poskytovaných dat z radarového oddělení ČHMÚ. Na základě výše zmíněných kritérií byly vybrány epizody, které jsou níže popsány. Jako povodeň byly označeny epizody, které přesáhly druhý stupeň povodňové aktivity ($19,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) v profilu Blanický Mlýn.

6. – 16. srpna 2002

Dvě mimořádně vydatné vlny srážek ve dnech 6. 8. – 8. 8. 2002 a 11. 8. – 13. 8. 2002, které zasáhly postupně téměř celé území povodí Vltavy, byly zapříčiněny postupem dvou výrazných tlakových níží a s nimi spojenými frontálními systémy (Povodí Vltavy, 2002). Druhá tlaková výše se značným tlakovým gradientem měla za následek zesílení srážek na návětrné straně hor. Srážky první vlny způsobily význačné nasycení půdního profilu srážky druhé vlny již neměly možnost infiltrace (Povodí Vltavy, 2002). Z hlediska extremity spadlých srážek se během první vlny jednalo o 50-ti až 100leté úhrny na omezeném území jižních Čech. Během druhé vlny došlo v pramenné oblasti Blanice k výskytu extrémních srážek s více než stoletou dobou opakování (Stehlík, 2004).

Z hlediska pozorovaného průtoku v závěrovém profilu se jednalo taktéž o extrémní událost. První kulminační vlna ze 7. na 8. 8. dosáhla $48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Druhý kulminační průtok přesáhl stoletou dobu opakování s hodnotou $202 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a nastal v ranních hodinách 12. 8. Celkový průběh hydrogramu je znázorněn na Obr. 5.1.

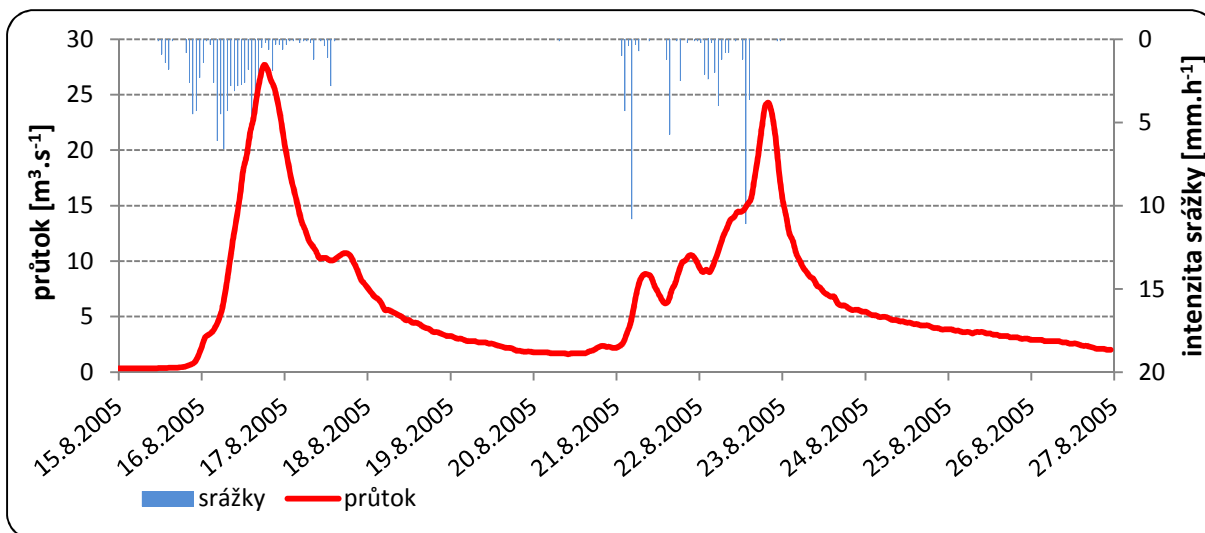


Obrázek 5.1: Průtoková vlna ve stanici Blanický Mlýn a úhrn srážek ze stanice Spálenec 6. – 16. 8. 2002

15. – 26. srpna 2005

Událost ze srpna 2005 probíhala opět ve dvou vlnách. První souvisela s okluzní frontou přicházející od jihozápadu a při změně směru srážkového systému směrem na západ (Povodí Vltavy, 2005). Dne 15. srpna došlo k vypadávání trvalých srážek s celkovými úhrny přes 80 mm (za tři dny) ve stanici Spálenec. Následovaly tři dny beze srážek (18. – 20. 8. 2005). Druhá vlna měla obdobný charakter, neboť opět souvisela s postupem tlakové níže, srážky byly ale více bouřkového charakteru. Srážková událost trvala dva dny od půlnoci 20. 8. Ve stanici Spálenec byl zaznamenán úhrn 57 mm.

V povodí horní Blanice probíhala povodeň ve dvou vlnách odpovídající hodnotě Q_2 (Obr. 5.2). Kulminace první vlny byla 16. 8. v 18:00 s průtokem $28 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Při vlně druhé kulminoval průtok 22. 8. ve 20:00 na $24 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Z hlediska průběhu povodně se dvěma oddělenými srážkovými epizodami a kulminacemi bylo zapotřebí každou vlnu simulovat v modelu zvlášť.

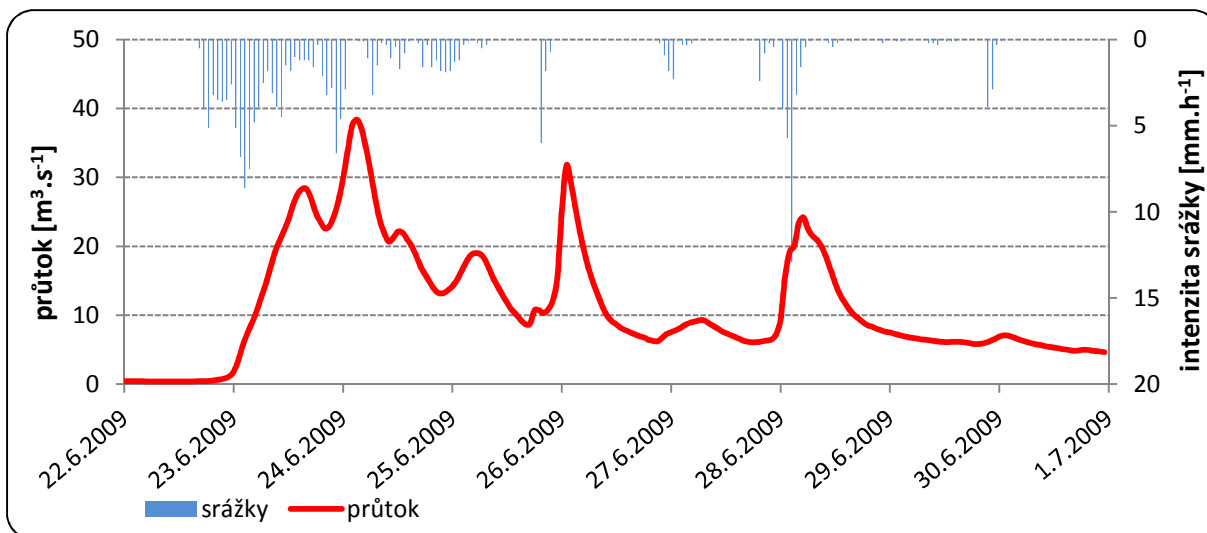


Obrázek 5.2: Průtoková vlna ve stanici Blanický Mlýn a úhrn srážek ze stanice Spálenec 15. – 26. 8. 2005

22. – 30. června 2009

Povodňová událost na přelomu června a července 2009 na horním toku Blanice byla nejdříve způsobená deštěm trvalého charakteru a následně opakovanou bouřkovou činností v nadcházejícím týdnu. Z meteorologického hlediska ovlivňovala počasí od jihu teplá fronta spojená s tlakovou níží nad Balkánským poloostrovem. Mimořádná byla tato událost také výskytem východní cyklonální situace (Ec), která trvala po celou dobu povodní. Jejím přechodu do chladné severovýchodní cyklonální situace (NEc) zabránila blokuující tlaková výše nad severní Evropou (ČHMÚ, 2009; Povodí Vltavy, 2009). Srážky ve dnech 22. - 24. 6., které zasáhly povodí horní Blanice, byly orograficky zesílené. Za 48 hodin byl naměřen ve stanici Spálenec úhrn 130 mm.

Maximální průtok byl na Blanickém Mlýně zaznamenán 24. 6. v ranních hodinách a dosahoval $38,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Vzhledem k stále probíhající srážkové činnosti neprobíhal pokles průtoků rovnoměrně, ale se značnými výkyvy (Obr. 5.3). Ve dnech 26. a 28. června došlo ještě ke dvěma význačnějším vzestupům hladiny při průtoku $31,7$, resp. $24,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

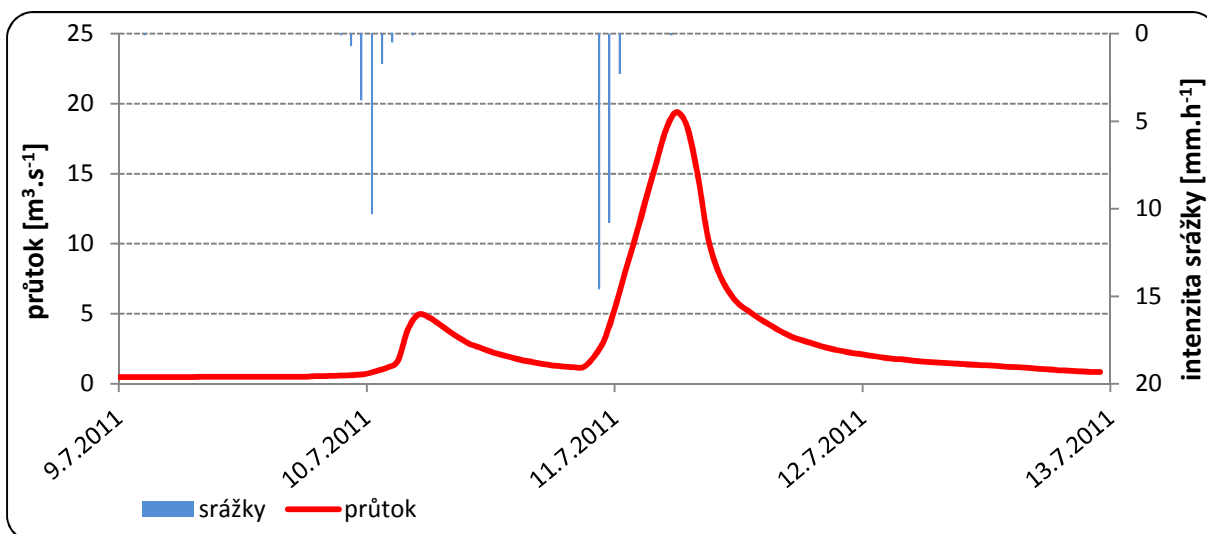


Obrázek 5.3: Průtoková vlna ve stanici Blanický Mlýn a úhrn srážek ze stanice Spálenec 22. – 30. 6. 2009

9. – 12. července 2011

Povodňová situace v České republice v červenci 2011 probíhala ve dvou vlnách. První vlna probíhala ve dnech 10. až 11. 7. vlivem bouřkové činnosti a zasáhla povodí horní Blanice. Počasí u nás ovlivňovalo zvlněné frontální rozhraní od západu (Povodí Vltavy, 2011). Ve stanici Spálenec byl zaznamenán srážkový úhrn 51 mm během 48 hodin. Druhá vlna, která proběhla ve dnech od 19. – 21.7, již povodí horní Blanice nezasáhla.

Epizoda z hlediska extremity je nejnižší ze všech vybraných událostí. Kulminační průtok byl zaznamenán 11. 7. v ranních hodinách s hodnotou $19,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Průtok dosáhl těsně pod hranici Q_2 (Obr. 5.4).

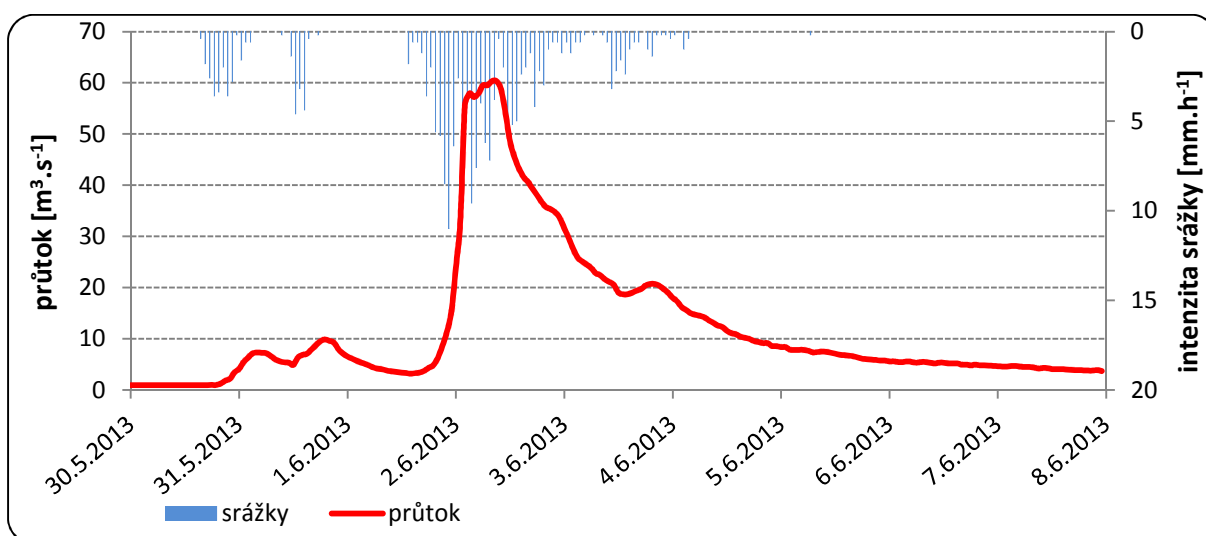


Obrázek 5.4.: Průtoková vlna ve stanici Blanický Mlýn a úhrn srážek ze stanice Spálenec 9. – 12. 7. 2011

30. května – 7. června 2013

Počasí koncem května u nás určovala tlaková níže a s ní spojená okluzní fronta, na které vypadávaly vydatné srážky. Povodí v jihozápadní části republiky, horní povodí Blanice nevyjímaje, byla již 27. 5. poměrně silně nasycená a srážky, které v následujících dnech vypadly, ještě nasycení půdy zvýšily (Povodí Vltavy, 2014). Od 1. do 3. 6. bylo naměřeno 150, 3 mm srážek ve stanici Spálenec. Celý měsíc květen byl z dlouhodobého průměru srážkově nadprůměrný (ČHMÚ, 2013).

V profilu Blanický Mlýn došlo k velice prudkému vzestupu průtoků s kulminací 2. června v ranních hodinách, při kterém byl zaznamenán průtok $60,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Obr. 5.5). Hydrologicky odpovídal kulminační průtok hodnotě $Q_{10} - Q_{20}$. Prudký nástup povodňové vlny byl zapříčiněn již výše zmíněným velkým nasycením půdy. Podle typizace povodní patří tato povodeň mezi letní povodně způsobené dlouhotrvajícími regionálními dešti, místy zesílena povodněmi způsobenými krátkodobými srážkami velké intenzity.



Obrázek 5.5: Průtoková vlna ve stanici Blanický Mlýn a úhrn srážek ze stanice Spálenec 30. 5. – 7. 6. 2013

Pro zpracování časových řad a srážek a průtoků byla využita následující data z různých zdrojů:

- průměrné denní úhrny srážek ze stanic Frantoly, Prachatice, Spálenec, Ktiš, Mlynářovice (do roku 2009), Markov (do roku 2011), Husinec

- hodinové úhrny srážek ze stanic Ktiš, Lenora, Knížecí stolec (od roku 2009), Arnoštov (od roku 2011), Husinec (od roku 2011), Zbytiny a Koryto (od roku 2009)
- hodinové průtoky ze stanic Blanický Mlýn, Zbytinský a Tetřívčí potok
- data z radaru Brdy – kombinace adjustovaných radarových odhadů hodinových úhrnů srážek a srážkoměrů

Rozmístění jednotlivých měřicích stanic v okolí zájmového území je znázorněno na Obr. 4.2.

5.3.1. Zpracování srážkových dat

Jednoznačně nejvýznamnějším vstupem do hydrologických modelů jsou srážky. Pro správný výpočet modelu je proto nutná co nejpřesnější časová i prostorová distribuce srážek (Daňhelka et al, 2003).

Před samotným zpracováním časových řad srážek a průtoků byla provedena vizuální kontrola dat. A to především dat z Vojenských statků a lesů ČR a dat ze stanic PřF UK. Pro vybrané události nebyly zjištěny žádné chybějící údaje či nereálné hodnoty s porovnáním ze stanic ČHMÚ a PVL, která jsou kontrolována, a lze tedy předpokládat, že jsou korektní. Systematickým chybám v měření, jako např. nevhodné umístění srážkoměru, či měření extrémních intenzit, se nelze vyvarovat, a proto srážková data vstupují do modelu s určitou nejistotou.

Pro epizodní srážko-odtokové simulace bylo nezbytné modifikovat časový krok u srážkových dat, kdy byly upraveny denní hodnoty na hodinový interval. Vycházelo se z předpokladu, že denní rozložení srážek je do jisté míry podobné dennímu rozložení nejbližší srážkoměrné stanice s hodinovým krokem. Nejdříve byla určena nejbližší stanice pomocí metody Thiessenových polygonů v programu ArcGIS. Poté byly z těchto stanic spočítány váhy pro každou hodinu jako poměr hodinového a denního úhrnu. Následně byly výslednou vahou vynásobeny denní úhrny a určeny hodinové srážky požadované stanice. Nedostatky zvolené metody se projeví zejména při přívalových srážkách vzniklých konvekcí, které mají omezenou prostorovou působnost a naměřené hodnoty se proto na různě vzdálených stanicích mohou výrazně lišit.

5.3.2. Výpočet průměrné hodnoty srážkového úhrnu na povodí

Pro interpolaci srážek za použití metod popsanych v kapitole 3.2.2. nebylo k dispozici dostatek srážkoměrných stanic. Především pak v jižní části zájmového území, kde byla stanice v majetku VLS nainstalována až v průběhu roku 2009, by výsledky interpolace byly značně zkresleny. V úvahu připadala orografická interpolace, která ale není vhodná pro hodinový krok, používá se především pro časový úsek denní a větší.

Srážkoměrná síť nemůže zpravidla nikdy vystihnout charakter srážkového pole. Zejména však při srážkách konvekčního typu, kde nejintenzivnější srážky vypadnou mimo lokalitu měření, je hustota stanic nedostačující. Pro uspokojivou prostorovou interpretaci těchto situací by bylo potřebné množství stanic minimálně 1 na 1 km² (Daňhelka et al., 2003). V těchto případech je právě vhodné využití odhadů úhrnu srážek z meteorologického radaru. Problémem však je, že radarová měření bývají zatížena někdy i značnou chybou.

Na základě konzultace s Ing. Petrem Šerclem, PhD. z ČHMÚ byla pro výpočet průměrné srážky na povodí (*mean areal precipitation – MAP*) u vybraných situací vybrána právě metoda kombinace radarových odhadů srážek a pozemního měření. Ke korekci radarových úhrnů byla použita aplikace pro ArcGIS, vyvinutá Ing. Petrem Šerclem, PhD., která je založena na výpočtu korekčního koeficientu v místě měření vůči radarovému odhadu, následné plošné interpolaci korekčního koeficientu a vynásobení pole radarových měření hodnotami interpolovaného koeficientu (Šercl 2011, příručka). Jako vstupní data byla použita rastrová vrstva odhadů srážek a bodová vrstva stanic s polem obsahující hodnoty srážek. Radarová data byla dodána ve formátu *.grd a souřadnicovém systému S-42. Nejprve bylo tedy nutné provést převod rastru na formát podporovaný programem ArcGIS za použití funkce *Float To Raster*. Vzhledem k velkému objemu dat byla využita dávková konverze napsáním skriptu v Pythonu. K urychlení samotného výpočtu korigovaných rastrů bylo opět přistoupeno k napsání skriptu v Pythonu.

Pro výpočet MAP bylo využito několik funkcí v programu ArcGIS. Skript v programu Python obsahoval funkce *Zonal Statistics as a Table* pro spočtení průměrného úhrnu a následně *Ad Field* k vytvoření nových sloupců tabulky. Výsledkem byly časové řady s hodnotou hodinových úhrnů srážek pro každou událost reprezentující jednotlivá povodí, která byla zobrazena v MS Excel. Část skriptu je uvedena na Obr. 5.6.

```

gp = arcgisscripting.create()
rok = "2013"
try:
    finalTable = "C:/skripty/vystup/radar3" + rok + ".dbf"

    gp.createtable("C:/skripty/vystup", "radar3" + rok + ".dbf")
    gp.addfield(finalTable, "HydroID", "LONG")
    gp.deletefield(finalTable, "Field1")

    rows = gp.insertcursor(finalTable)
    for i in range(1, 46):
        row = rows.newrow()
        row.HydroID = i
        rows.insertrow(row)
    rows = 0

    f = open(rok + ".txt", "r")
    dates = f.read().splitlines()
    for date in dates:

```

Obrázek 5.6: Část skriptu pro tvorbu časových řad srážkových úhrnů z radarových dat

5.4. PŘÍPRAVA VSTUPNÍCH DAT DO MODELU

Před samotným zadáváním parametrů do modelu bylo nutné zpracování dat v programu ArGIS. Výsledky a samotná kvalita modelu jsou do velké míry závislé na kvalitě vstupních dat. Důležitá je i samotná interpretace těchto dat, kdy některá data jsou z bodového měření a je potřeba je převést na hodnoty plošné. Na výsledné simulace má vliv přesnost zpracování jednotlivých vstupních dat a výpočty z nich odvozených parametrů. Tabulka parametrů vstupujících do modelu je uvedena v příloze 1.

5.4.1 Digitální model terénu

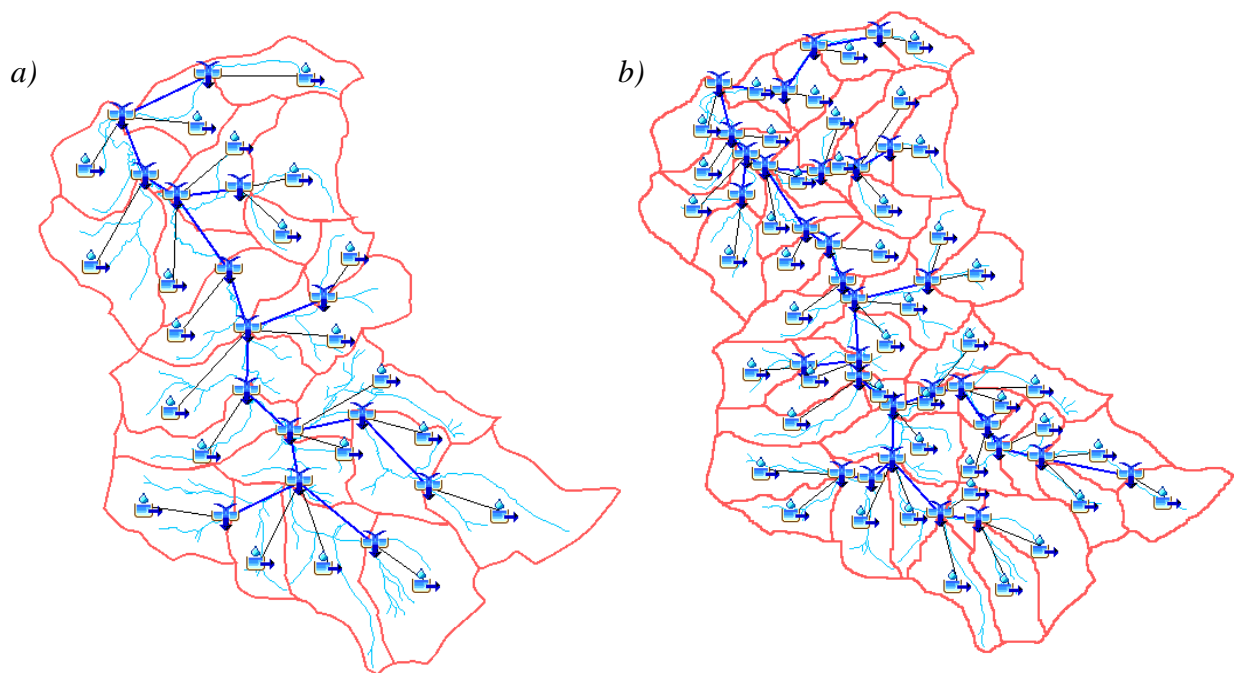
K vytvoření digitálního modelu terénu (DMT), ze kterého vychází další prostorové analýzy povodí, byl použit vektorový model vrstevnic ZABAGED s výškovým intervalem vrstevnic 5 m. Z liniové vrstvy byla vytvořena triangulační síť a funkcí *TIN a Topo To Raster* byl vytvořen rastrový model terénu s rozlišením 50 m. Pomocí funkce *Slope* byla vypočítána sklonitost svahů v povodí. Průměrný sklon v % pro dílčí povodí pak slouží k výpočtu doby koncentrace *Tc*.

K dalším analýzám vycházejících z DMT byly využity nástroje extenze ArcHydro Tools. Nejprve bylo nutné pomocí funkce *Assign HydroID* přiřadit jednotlivým vrstvám jednoznačný identifikační kód. Dále byl vytvořen hydrologicky korektní model terénu nástrojem *Fill Sinks*, který odstraní bezodtoké deprese a docílí toho, že spadlé srážky musí dotéci do závěrového profilu. Pomocí funkce *Flow Direction* byly zjištěny směry odtoku vody z každého pixelu principem největšího lokálního sklonu v kroku 3 x 3 pixely (Maidment, Djokic, 2000). Následně byl vytvořen rastr akumulace odtoku nástrojem *Flow Accumulation*. Pro výpočet parametrů Clarkova jednotkového hydrogramu byly dále využity funkce *Longest Flow Path* (vygenerování nejdelsí dráhy odtoku z povodí), *Construct 3D Line* a *Longest Flow Path Parameters*.

5.4.2 Vytvoření dílčích povodí

Následovala práce v nadstavbě HEC-GeoHMS pro ArcGIS. Jednalo se o rozdělení zájmového území do jednotlivých subpovodí. K tomu bylo nejprve využito funkce *Stream Definition*. Na základě zadání prahové hodnoty a rastru akumulace odtoku vytvoří gridovou vrstvu toku. Na zvolené velikosti prahové hodnoty pak závisí konečný počet subpovodí. Čím větší hodnota, tím menší počet subpovodí. Funkce *Stream Segmentation* přiřadila jednotlivým částem toku jedinečný identifikátor a byly určeny soutoky oddělující jednotlivé úseky toku. Vygenerování výsledných subpovodí bylo provedeno pomocí *Catchment Grid Delineation*. Nakonec byla gridová vrstva subpovodí a úseků převedena na vektorovou (*Catchment Polygon Processing* a *Drainage Line Processing*).

Při dělení povodí na dílčí povodí je potřeba brát zřetel na velikost celého povodí, zachování prostorové odlišnosti jednotlivých charakteristik povodí a v neposlední řadě také na náročnost zpracování dat do výsledného modelu. Byly zvoleny dvě varianty dělení povodí. Nejprve bylo povodí rozděleno do dílčích povodí o velikosti do 5 km², čímž vzniklo 21 subpovodí. V druhém případě byla zvolena průměrná velikost povodí do 2 km² a výsledkem bylo rozčlenění zájmového území na 45 dílčích povodí (Obr. 5.7). Přičemž v obou případech bylo zachováno vymezení experimentálních povodí Tetřívčího a Zbytinského potoka.



Obr. 5.7: Schéma povodí horní Blanice v modelu HEC-HMS pro 21 subpovodí (a) a 45 subpovodí (b)

5.4.3 Model přímého odtoku

Zvolená metoda Clarkova jednotkového hydrogramu (*Clark Unit Hydrograph*) patří mezi nepoužívanější metody pro kvantifikaci přímého odtoku v modelu HEC-HMS. Metoda počítá s transformací přímého odtoku, což má za následek snížení jeho maxima v důsledku krátkodobého zadržetí vody v povodí (Beven, 2012).

Vstupními parametry do modelu jsou T_c – doba koncentrace (*Time of Concentration*) a R_c – retenční konstanta (*Storage Coefficient*). Retenční konstanta reprezentuje dobu zdržení vody v povodí (Šercl, 2007). Doba koncentrace je jednou z nejdůležitějších parametrů povodí. Vyjadřuje čas, po který trvá netransformovaný povrchový odtok a určuje tím rychlost nástupu povodňové vlny. Na odvození hodnot doby koncentrace existuje řada vzorců. V této práci byly odvozeny z metodiky SCS (*Soil Conservation Service*), která k výpočtu využívá dobu doběhu T_{lag} . Jedná se o rozdíl času v hodinách mezi výskytem maxima příčné srážky a kulminačního průtoku v závěrovém profilu. Výpočet proběhl podle následujícího vzorce:

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

kde L je maximální délka toku v povodí ve stopách, S je potenciační maximální retence půdy v palcích vypočtené z CN křivky (metodika popsána v následující kapitole) a Y je průměrný sklon povodí v %.

Doba koncentrace je vypočtena ze vztahu:

$$T_{lag} = 0,6 \cdot T_c \text{ [hod]}$$

Retenční konstanta byla stanovena podle vzorce USGS (U. S. Geological Survey):

$$R_c = A \cdot L^B \cdot S_{1085}^C,$$

kde L je maximální délka údolnice v mílech, S_{1085} je sklon ve stopách na míle mezi 10 % a 85 % maximální délky údolnice. A , B , C jsou koeficienty, které byly původně odvozené pro malá povodí v USA. Pro Česko platí koeficienty upravené na ČHMÚ: $A = 80$, $B = 0,342$ a $C = -0,79$ (Šercl, 2007).

Výpočtu jednotlivých parametrů předcházela příprava dat v programu ArcGIS, jak je popsáno výše. Výstupy byly poté zpracovány pomocí programu Excel.

5.4.4 Model odtokové ztráty

Pro odhad odtokové ztráty v modelu HEC-HMS byla použita metoda CN křivek (SCS CN - *Soil Conservation Service Curve Number*) vyvinuta Službou na ochranu půd v USA (dnes NRCS - *Natural Resources Conservation Service*). Metoda byla primárně určena pro potřeby odhadu rozsahu eroze zapříčiněnou přívalovými srážkami a velikosti přímého odtoku ze zemědělských ploch ve Spojených státech. Výsledné vztahy jsou empirické, odvozené právě na studiu malých povodí v USA. Metoda našla však uplatnění i v jiných zemích včetně Česka. Podle čísla CN křivky, které reprezentuje půdní vlastnosti, předchozí vláhové podmínky a vegetační kryt, je srážka rozdělena na ztráty a efektivní srážky (Janeček et al., 2007).

Principem metody je stanovení celkového přímého odtoku vyvolaného efektivní srážkou jako funkce kumulativní srážky, vlastnosti půd, předchozího nasycení, vegetačního krytu a využití území (USACE, 1994).

Metoda je založena na vztahu:

$$P_e = \frac{(P-I_a)^2}{P-I_a+S} \text{ [mm]},$$

kde P_e je kumulativní efektivní úhrn srážek v čase t , P je kumulativní úhrn srážek v čase t , I_a je počáteční ztráta a S je potenciální maximální retence půdy, vypočtena dle následující rovnice z průměrných hodnot CN křivek:

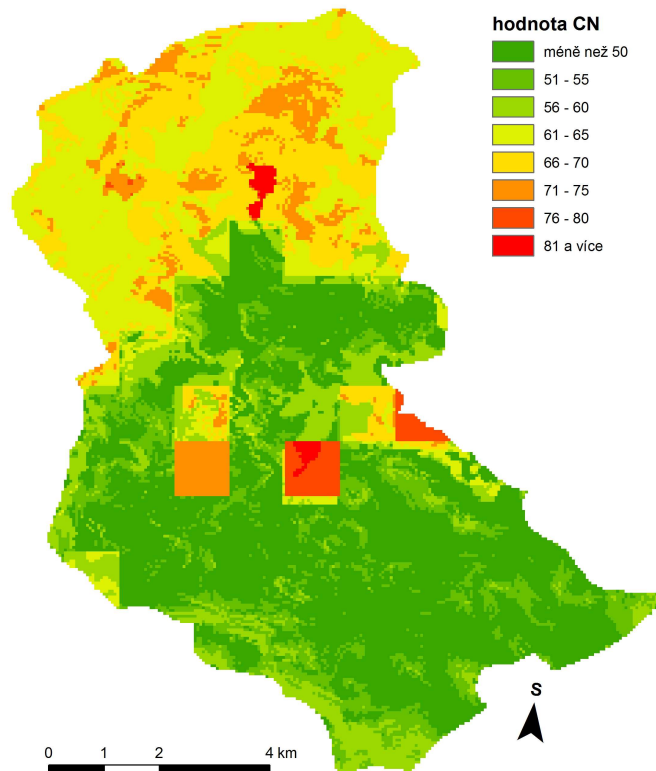
$$S = \frac{25400-254 \cdot CN}{CN} \text{ [mm]},$$

Počáteční ztráta I_a představuje vodu zachycenou intercepční a akumulovanou v mikrodepresních polohách reliéfu, než dojde k přímému odtoku. Hodnoty počáteční ztráty byly určeny implicitně z analýz prováděných na malých povodích, a proto je pak vhodné hodnoty upravit kalibrací:

$$I_a = 0,2 \cdot S$$

Stanovení jednotlivých hodnot CN křivek v zájmovém území vycházelo z metodiky Šercla (2006). Číslo CN křivky vzniká kombinací půdních vlastností (hydrologické skupiny půd – HSP) a vegetačního pokryvu (Corine Land Cover). Každé kategorii krajinného pokryvu lze přiřadit jednu ze 4 skupin HSP: A, B, C, D. Skupina A představuje půdy s nejrychlejší infiltrací, zatímco D jsou půdy s velmi nízkou rychlostí infiltrace.

K zpracování výsledných hodnot CN byla zapotřebí rastrová data retenční kapacity půd a infiltrační schopnosti půd (příloha 3), sklonitosti území a krajinného pokryvu. Nejprve byla překlasifikována vrstva sklonitosti do kategorií se sklonem 0-2 % (A), 2-5 % (B), 5-10 % (C) a více jak 10 % (D). Dále byly postupně sloučeny HSP s vrstvou vegetačního pokryvu. Vznikly tak tři vrstvy, kterým byla přiřazena hodnota CN s použitím tabulky v příloze 2. Poté byl z těchto třech vrstev spočítán průměr hodnot CN. Aby byl zdůrazněn vliv infiltrační rychlosti na koncentraci odtoku, byla výsledná rastrová vrstva (Obr. 5.8) určena jako vyšší z hodnot průměru CN a hodnoty CN určené z HSP dle infiltrace. Následně byly spočítány průměrné hodnoty CN za jednotlivá povodí, které vstupovaly do modelu.



Obrázek 5.8: Výsledné hodnoty CN_{II} pro horní povodí Blanice

Čísla odtokových křivek je vhodné dále upravit podle předchozího nasycení povodí. Výše odhadnuté hodnoty (CN_{II}) jsou uvažovány pro průměrné nasycení půdy předchozími srážkami (nasycení půdy vodou odpovídá přibližně retenční vodní kapacitě), které je označováno jako PVP II (předchozí vláhové podmínky). Vlhkost půdy je určována na základě pěti, popřípadě 30-ti denního úhrnu předcházejících srážek (Janeček et al., 2007). Hodnoty CN pro období sucha (PVP I) a pro značně vlhké období (PVP II) byly odhadnuty na základě vztahu (Kovář, 2000 sec. Růžičková, 2009):

$$CN_I = \frac{CN_{II}}{2,334 - 0,011334 \cdot CN_{II}} \quad CN_{III} = \frac{CN_{II}}{0,4036 + 0,005964 \cdot CN_{II}}$$

Pro každou událost zvlášť byly podle předchozích srážek určeny správné hodnoty CN a vypočteny průměrné hodnoty v rámci dílčích povodí.

Hodnoty CN se teoreticky pohybují v rozmezí od 0 do 100, kdy hodnota blízká 100 značí téměř nepropustný povrch. V praxi se však hodnoty pohybují v rozmezí 45 – 98. Podle Janečka et al. (2007) čísla CN stanovují podíl povrchového a podpovrchového odtoku na celkovém odtoku. Čím je hodnota CN vyšší, tím je vyšší pravděpodobnost, že jde o

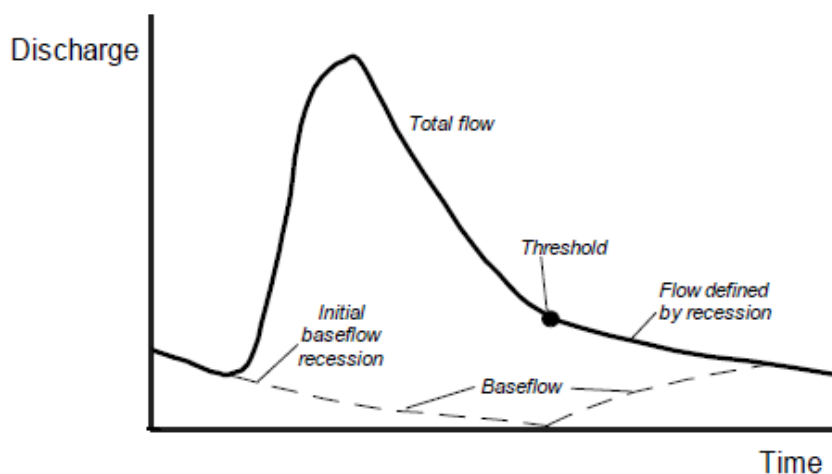
povrchový odtok. Předností použité metody CN křivek je jednoduchost její aplikace, nenáročnost na vstupní data i průhlednost metodických postupů. Na druhé straně mezi nedostatky patří nerespektování změn odtokových podmínek při různých intenzitách deště, tj. při stejném celkovém úhrnu metoda počítá stejnou odtokovou ztrátu bez ohledu na časové rozložení deště. Dále také nezohledňuje klasickou teorii o proudění v nenasycené zóně.

5.4.5 Model podzemního odtoku

Pro stanovení základního odtoku byla použita metoda exponenciálního poklesu (*Recession*). Tato metoda definuje velikost podzemního odtoku pomocí počátečního základního odtoku (Q_0) a exponenciální poklesové konstanty (k). Poklesová konstanta je určena podílem mezi počátečním, a koncovým odtokem v daném čase a představuje tak rychlost poklesu (Feldman, 2000). Vzorec pro výpočet základního podzemního odtoku z hydrogramu je následující:

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

Z obrázku 5.9 je patrné, že dochází k separaci hydrogramu, kdy se odděluje základní odtok od přímého. Základní odtok vstoupí do simulace hned dvakrát. Poprvé na začátku události a podruhé se jako zpožděný podpovrchový odtok připojuje ke korytovému odtoku. Uživatelem zadaná prahová hodnota (*Threshold*) určuje čas, od kterého dochází ke zvýšenému základnímu odtoku na poklesové větvi hydrogramu. Tato prahová hodnota může být určena jako průtok nebo jako poměr ke kulminačnímu průtoku (Feldman, 2000).



Obrázek 5.9: Schéma metody exponenciálního poklesu (Feldman, 2000)

Do modelu se zadávají následující parametry pro každé povodí zvlášť: počáteční minimální průtok (*Initial Discharge*), poklesová konstanta (*Recession Constant*) a prahová hodnota (*Threshold Type*). Počáteční průtok byl stanoven jako podíl velikosti dílčího povodí a hodnoty průtoku na začátku události ze závěrového profilu. Asi nejvhodnější je stanovení základního odtoku metodou, která vychází z předpokladu, že v době výskytu nejnižších průtoků jsou vodní toky napájeny převážně podzemními vodami. Metoda je založena na výpočtu průměru z denních průměrných průtoků z období třiceti po sobě jdoucích dní s nejnižšími průtoky v jednom roce. Z takto získaných hodnot za 10 let se vypočte aritmetický průměr, který představuje podzemní odtok z celého povodí (Kříž, 1983). Výše zmíněná data však nebyla pro práci k dispozici. Hodnoty poklesové konstanty byly stanoveny podle manuálu na 0,85. Prahová hodnota byla určena jako velikost průtoku vzhledem ke kulminaci a nastavena podle manuálu na 0,1. Oba tyto parametry bude následně vhodné pozměnit kalibrací.

5.4.6 Korytový model

Pro stanovení parametrů korytového modelu byla vybrána metoda Muskingum-Cunge, která se vztahuje k jednotlivým úsekům toku (*Reach*). Model vyžaduje zadání parametrů délky říčního úseku [m], jeho sklon [$\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$], tvar příčného profilu, Manningův součinitel drsnosti pro koryta a levý i pravý břeh. Délka a sklon toku byly odvozeny pomocí programu ArcGIS.

Tvar příčného profilu byl vybrán jako osmibodový (*Eight Point*). Pro hlavní tok Blanice byla data obdržena od RNDr. Michala Jeníčka, PhD. a část byla zaměřena v terénu. Manningovy součinitele drsnosti byly odhadnuty v terénu podle Just et al. (2005). Tyto hodnoty lze později také kalibrovat, ale vzhledem k tomu, že vliv doby postupu vody korytem je v porovnání s ostatními složkami srážko-odtokového cyklu spíše podřadný, byly hodnoty ponechány bez kalibrace.

5.4.7 Časové řady

Do modelu vstupují různé časové řady dat. V tomto případě jimi byly zpracované údaje o srážkách a průtoku v hodinovém kroku. Odvozením průměrných srážek na povodí je

blíže věnována kapitola 5.3.1. Hodnoty průtoků byly k dispozici ze závěrového profilu Blanický Mlýn a rovněž z hladinoměrů PřF UK Zbytnského a Tetřívčského potoka.

5.5 KALIBRACE MODELU

Kalibrace modelu je proces hledání optimálních vstupních parametrů s cílem co nejpřesněji přiblížit simulované události pozorovaným a připravit tím srážko-odtokový model pro další použití. Zpřesňování parametrů může probíhat opakovaně až do doby, kdy se průběhy obou hydrogramů co nejvíce shodují (Daňhelka et al., 2003).

Kalibrace je komplexní a poměrně zdlouhavý proces a často jsou její výsledky nejednoznačné. Může se stát, že kalibrace má více řešení a zvýšením hodnoty jednoho z parametrů se dá vykompenzovat snížením jiného parametru. Také se může jevit jako problém fakt, že vliv parametrů na výsledný průtok zdaleka není vždy lineární. Model HEC – HMS umožňuje jak manuální, tak i automatickou kalibraci parametrů. Nejprve bylo přistoupeno k manuální kalibraci, a poté byla využita automatická kalibrace pomocí metody *Univariate Gradient* s využitím funkce *Peak-Weighted RMS Error* pro určení shody simulovaných a pozorovaných veličin.

Pro hodnocení úspěšnosti kalibrace je potřeba zvolit vhodná kritéria, která určují míru přesnosti jednotlivých kombinací parametrů. Žádné kritérium není univerzální a nevyhovuje všem účelům simulace, proto je vhodné kombinovat více kritérií. Při modelování povodňových událostí je důležitý tvar povodňové vlny, hodnota a čas kulminačního průtoky (Daňhelka et al., 2002). Posouzení shody hydrogramů lze hodnotit vizuálně a především výpočtem tzv. objektivního kritéria. Nejčastěji se používá objektivní kritérium Nash-Sutcliffe (E), které nabývá hodnot od $-\infty$ do 1 a za uspokojivou shodu lze považovat hodnoty nad 0,5. Dalšími z mnoha kritérií, která byla v této práci použita, jsou směrodatná chyba odhadu (RMSE), relativní chyba kulminace (MF) a relativní chyba objemu (VE) (Daňhelka, 2003). Pro poslední dvě zmiňovaná kritéria platí, že čím více se hodnota blíží k nule, tím je chyba nebo rozdíl mezi hydrogramem simulovaným a pozorovaným menší. Vztahy pro výpočet kritérií jsou uvedeny níže.

Nash-Sutcliffe:
$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^N (Q_i - \bar{Q})^2}$$

S je simulovaný průtok

Q je pozorovaný průtok

\bar{Q} je průměrný pozorovaný průtok

směrodatná chyba odhadu:
$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (S_i - Q_i)^2}{N}}$$

S je simulovaný průtok

Q je pozorovaný průtok

N je počet honot

relativní chyba kulminace:
$$MF = \frac{S_{max,i} - Q_{max,i}}{Q_{max,i}}$$

S_{max} je maximální simulovaný průtok

Q_{max} je maximální pozorovaný průtok

relativní chyba objemu:
$$VE = \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - Q_i)}{\sum_{i=1}^N Q_i}$$

S je simulovaný průtok

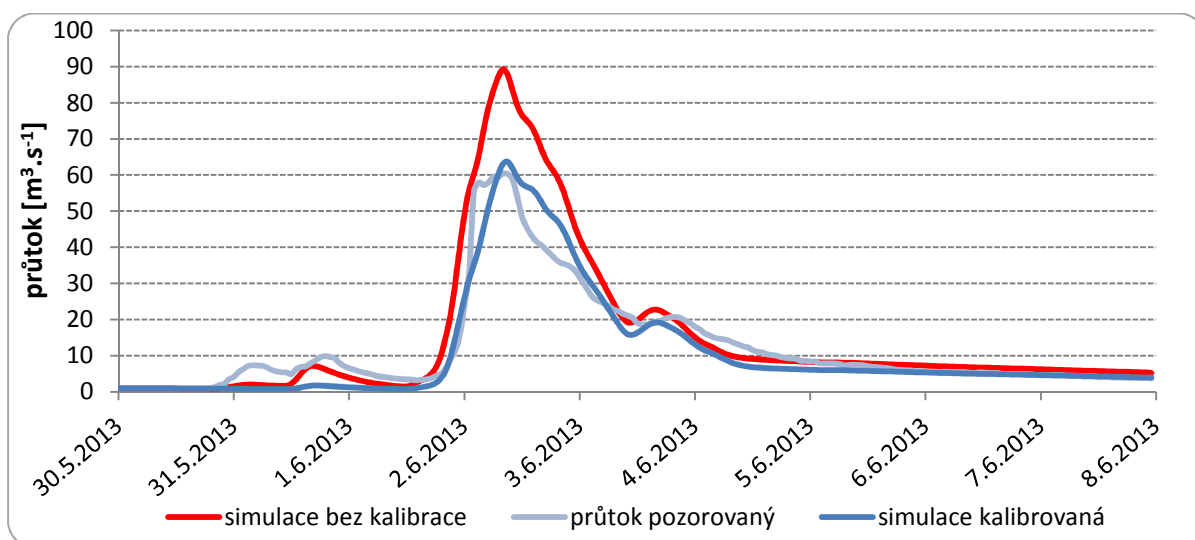
Q je pozorovaný průtok

Simulované události se od sebe liší charakterem, časovým i prostorovým rozložením srážek, objemem a velikostí kulminačního průtoku. Model byl nakalibrován pro událost z června 2013 a verifikován pro událost 15. – 20. 8. 2005. Model vykazoval dobrou shodu, avšak ostatní simulace byly ještě upraveny novou kalibrací, aby se dosáhlo co největší shody modelovaného a pozorovaného průtoku.

6. VÝSLEDKY

6.1. PROSTOROVÁ STRUKTURA MODELU

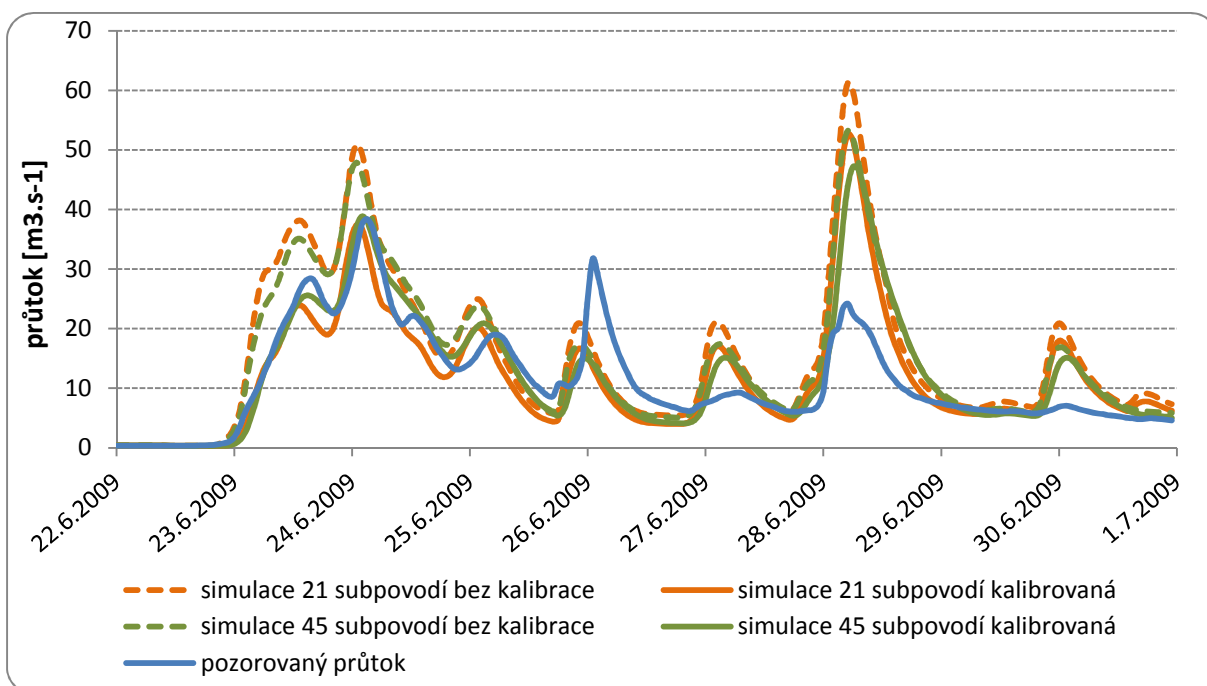
Simulace všech vybraných událostí proběhla ve dvou variantách. V první variantě bylo zájmové povodí rozčleněno na 21 subpovodí a druhá varianta obsahovala 45 subpovodí. Nejprve bylo nutné model nakalibrovat pro všechny situace, aby simulovaný průtok dosahoval co nejlepší shody s pozorovaným. Jako první byla zvolena událost 2013. Z porovnání hydrogramu simulovaného a pozorovaného průtoku bylo patrné, že model objem průtoku a velikost kulminace nadhodnotil (obr. 6.1). Jinak lze konstatovat, že průběh modelovaného hydrogramu relativně dobře odpovídal průběhu reálného hydrogramu. Kalibrované byly nejdříve manuálně parametry objemu přímého odtoku. Průměrné hodnoty CN křivek byly sníženy, snížena byla i velikost počáteční ztráty a upraveny byly i hodnoty retenční konstanty. Automatická kalibrace hodnot poklesové konstanty a prahová hodnota průtoku nepřinesla žádné výrazné zlepšení simulace. Při zvýšení hladiny a zvětšení průtoků se zvětší odpor a tím i hodnoty Manningova koeficientu. Vliv doby postupu korytem však není s porovnáním s ostatními parametry tak významný, a proto byly hodnoty ponechány bez kalibrace.



Obrázek 6.1: Hydrogramy pro epizodu 30. 5. – 7. 6. 2013, varianta 45 subpovodí

Výsledné opravené parametry pro obě varianty počtu subpovodí byly použity pro simulování zbylých událostí a popřípadě mírně upraveny, aby se hydrogramy co nejvíce

shodovaly. Pozměněny byly hodnoty předchozího nasycení půdy podle vypočítaných hodnot předchozích srážek a sníženy o stejné procento, jako při události 2013. Upraveny byly i hodnoty základního průtoku, podle počátečního průtoku každé události. Při modelování varianty s 45 subpovodími se simulované hodnoty blížily pozorovaným mnohem více než u první varianty s 21 povodími. Parametry druhé varianty bylo proto možné snadněji nakalibrovat. Výsledné nakalibrované simulace pro obě varianty jasně prokázaly lepší vizuální shodu hydrogramů pro model s 45 subpovodími. Pro ilustraci je zde uveden jen graf pro epizodu z června 2009 (Obr. 6.2)



Obrázek 6.2: Hydrogramy pro 2 varianty prostorového členění povodí horní Blanice (pro epizodu 22. – 30. 6. 2009)

Po kalibraci všech událostí pro obě varianty bylo přistoupeno k hodnocení úspěšnosti simulací podle objektivních kritérií. Hodnoty kritéria Nash-Sutcliffe, směrodatné chyby odhadu, relativní chyby kulminace a relativní chyby objemu jsou uvedeny v tabulce 6.1. Ve většině případů vykazovalo rozčlenění na 45 subpovodí zlepšení přesnosti simulace co se týče kritéria Nash- Sutcliffe a směrodatné chyby odhadu. Relativní chyba objemu a kulminace už tak jednoznačné výsledky nepřinesla. U více jak poloviny simulací udávalo lepší hodnoty dělení na 21 subpovodí. Hodnoty se však od sebe výrazně nelišily.

Nejhorší shody bylo dosaženo u epizody ze srpna 2002, kdy se projeví nedostatky použitého modelu odtokové ztráty při simulaci dvou oddělených srážkových epizod. Pokud by se brala v úvahu jen první srážková epizoda, hodnoty Nash-Sutcliffe byly 0,912 resp. 0,938 pro první resp. druhou variantu a hodnoty směrodatné chyby odhadu 0,111 resp. 0,051 pro první resp. druhou variantu. Epizoda ze srpna byla z toho důvodu dále simulovaná jako 2 samostatné události.

Tabulka 6.1: Hodnocení vlivu prostorového členění povodí Blanice (Blanický Mlýn) podle objektivních kritérií

	Nash-Sutcliffe	RMSE	MF	VE
6. - 16. 8. 2002				
21 subpovodí	0,130	41,280	-0,169	0,618
45 subpovodí	0,332	35,907	-0,233	0,577
15. - 19. 8. 2005				
21 subpovodí	0,904	5,678	0,005	-0,103
45 subpovodí	0,949	3,148	-0,021	-0,117
20. - 26. 8. 2005				
21 subpovodí	0,609	3,453	-0,005	0,346
45 subpovodí	0,852	3,048	0,028	0,209
22. - 27. 6. 2009				
21 subpovodí	0,751	11,064	0,007	-0,132
45 subpovodí	0,840	6,660	0,009	-0,073
9. - 12. 7. 2011				
21 subpovodí	0,929	0,188	-0,083	0,045
45 subpovodí	0,791	2,068	-0,051	0,117
30. 5. - 7. 6. 2013				
21 subpovodí	0,893	10,190	-0,008	-0,199
45 subpovodí	0,900	5,829	0,060	-0,114

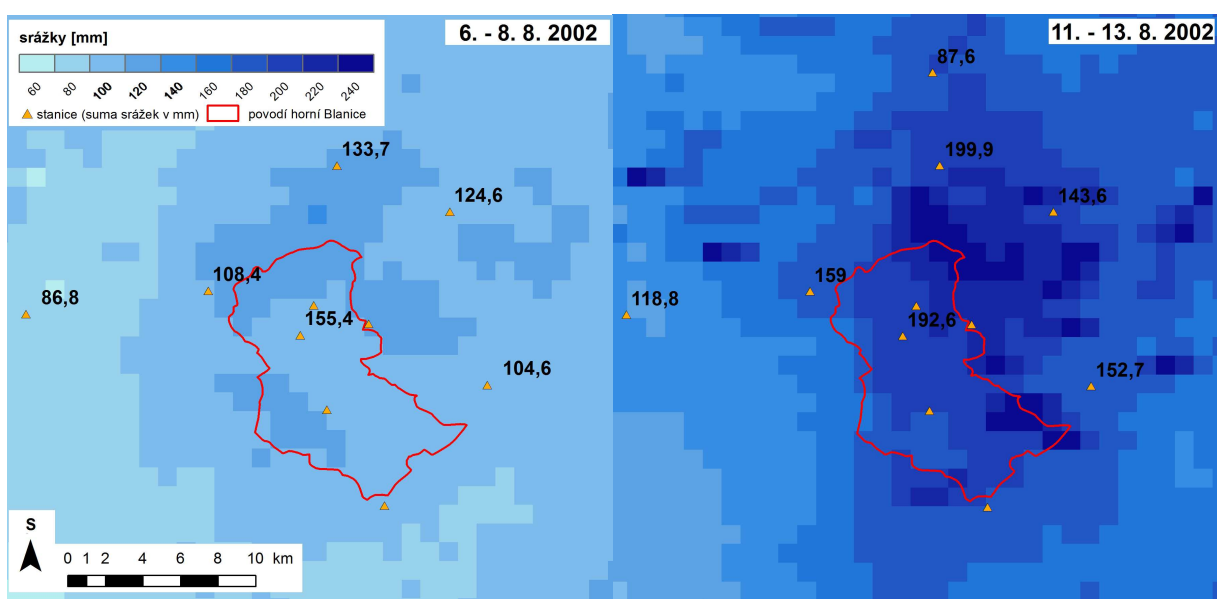
Výsledky simulací jsou do jisté míry ovlivněny kalibračním procesem. Porovnávání mezi sebou byly modely, které byly nakalibrovány zvlášť. Zvolení optimálnějších parametrů mohlo být dosaženo v některých případech pro povodí s menším počtem subpovodí, které pak ve výsledku vykazovalo lepší hodnoty některých objektivních kritérií. Pro podrobnější analýzu epizod byl vybrán model s 45 subpovodími. Pro prostorové hodnocení odtoku je vhodnější průměrná velikost dílčího povodí do 2 km², která poskytuje větší homogenitu území z hlediska fyzicko-geografických parametrů. Nash-Sutcliffe a RMSE nabývalo lepších hodnot, až na jeden případ, a tím i větší shody pozorovaného a simulovaného průtoku.

6.2. ANALÝZA VYBRANÝCH EPIZOD

Jednotlivé epizody byly hodnoceny z hlediska příčných srážek a následné odtokové odezvy. Bylo využito radarových odhadů srážek a výstupů z modelu HEC-HMS. Prostorové hodnocení odtoku bylo provedeno za pomoci odtokových koeficientů pro jednotlivá dílčí povodí. Parametry charakterizující vybrané epizody jsou shrnuty v příloze 4 a denní prostorové rozložení srážek na základě radarových odhadů je v přílohách 5 – 9.

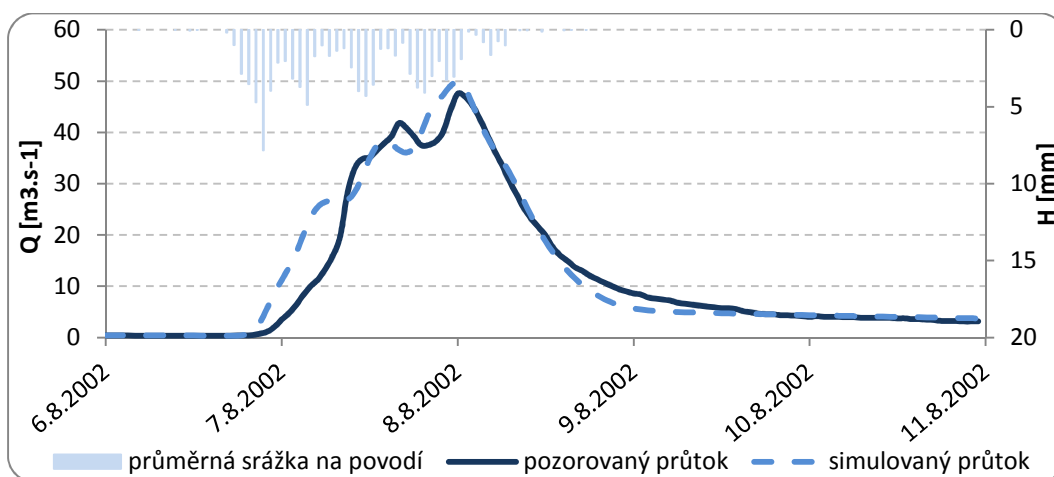
6. – 16. srpna 2002

Povodeň v srpnu 2002 je v porovnání s ostatními analyzovanými epizodami výjimečná podstatně větším kulminačním průtokem a extremitou srážek. Byla způsobena dvěma srážkovými vlnami v krátkém sledu za sebou. Příčné srážky dosahovaly v prvním případě (6. – 8. 8. 2002) padesátiletého a v druhém případě (11. – 13. 8. 2002) úhrnu stoletého. Nejvyšší úhrny srážek při první vlně se vyskytovaly na severu a západě zájmového území, naopak v druhé vlně nejvyšší úhrny byly zaznamenány na severovýchodu a jihovýchodu povodí (Obr. 6.3). Jak je patrné z obrázku, adjustované radarové úhrny srážek se ne vždy shodují s naměřenými daty. Může to být zapříčiněno nedokonalou metodou adjustace, či nepřesným měřením srážkoměrných stanic. První vlna způsobila nasycení půdního profilu a srážky druhé vlny pak neměly téměř možnost infiltrace a významně vzrostl podíl povrchového odtoku.

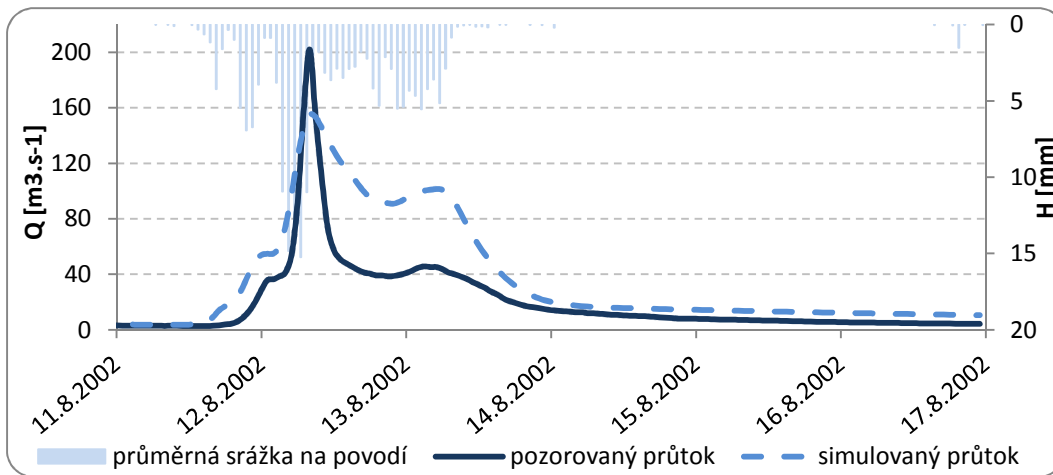


Obrázek 6.3: Rozložení srážek v pramenné oblasti Blatná 6. – 8. 8. 2002 a 11. – 13. 8. 2002 (hodinové radarové odhady srážek)

S ohledem na dvě srážkové epizody s odstupem tří dnů, byla povodeň 2002 simulována pro každou epizodu zvlášť. Během první povodňové události (6. – 10. 8.2002) nastala kulminace v půlnoci ze 7. na 8. srpna s průtokem $47,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Simulace nadhodnotila maximální průtok jen o 5 % bez časového posunu. Celkový objem povodňové vlny byl modelem nadhodnocen o 18 % (Obr. 6.4). Oproti tomu simulace druhé vlny byla objemově výrazně nadhodnocena o 70 % a rozdíl kulminačních průtoků činil 23 %. Při druhé povodňové vlně (11. – 17. 8.2002) se nepodařilo modelem vystihnout sestupnou větev hydrogramu, i když proběhlo několik kalibrací (Obr. 6.5). Pomalejší pokles u simulované křivky může být způsoben rychlejším povrchovým odtokem v reakci na typ příčné srážky a nižším vlivem základního odtoku. První kulminace nastala 32 hodin od prvního zaznamenaného úhrnu srážek nad sledovaným povodím. Druhý kulminační průtok byl zaznamenán po uplynutí 19 hodin od počátku druhé srážkové vlny. Zkrácení intervalu kulminace bylo způsobeno větším objemem srážek a především vyšším předchozím nasycením.

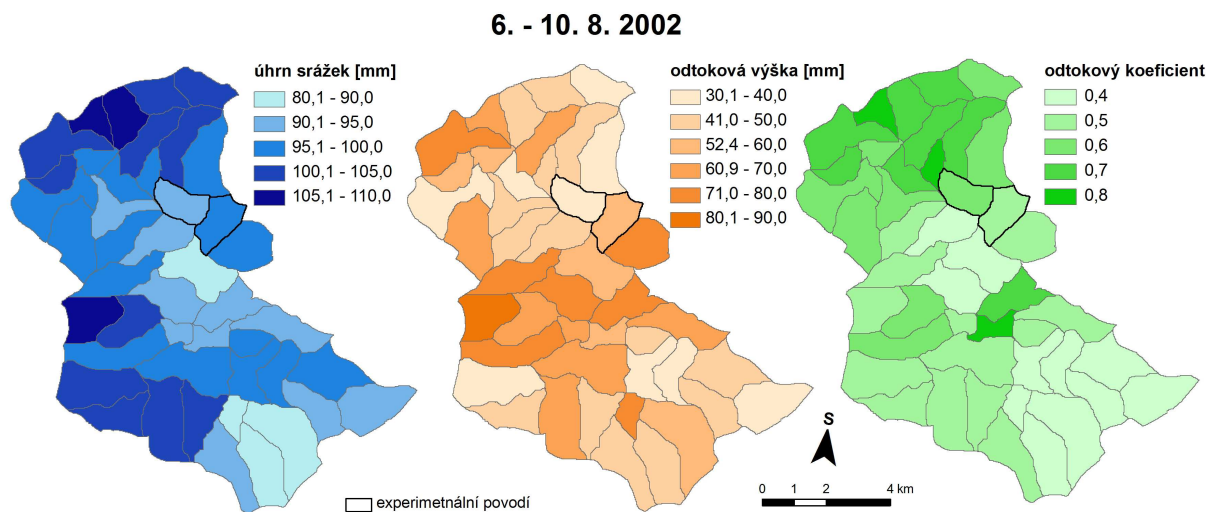


Obrázek 6.4: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 6. – 10. 8. 2002

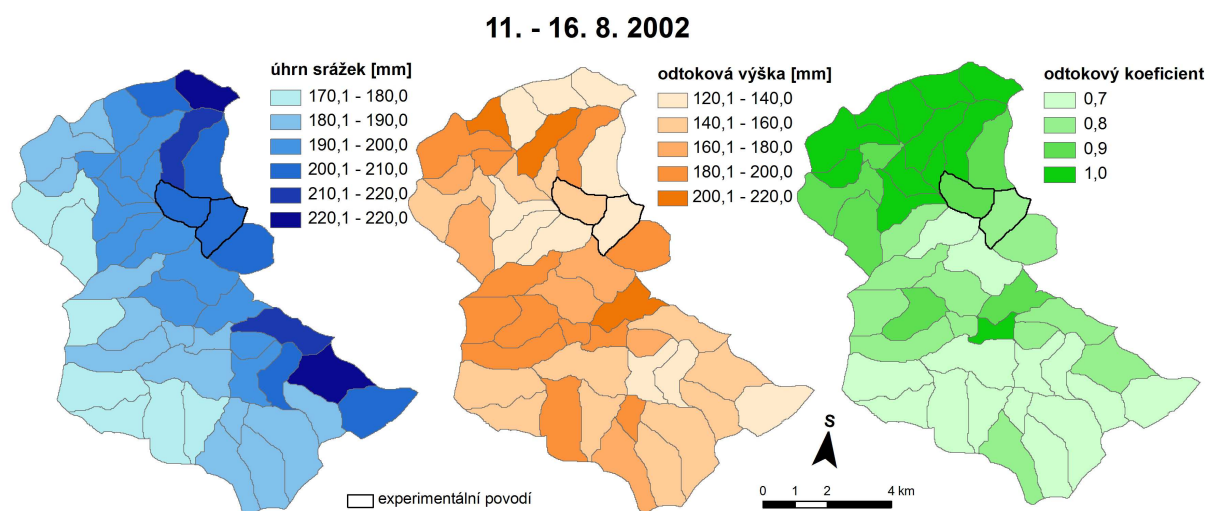


Obrázek 6.5: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 11. – 16. 8. 2002

Odtokový koeficient pro každé dílčí povodí byl spočten na základě průměrného úhrnu srážek na povodí a odtokové výšky spočítané modelem. Nejvyšších hodnot dosahoval v obou případech koeficient v severní části povodí a v jednom subpovodí v centrální části (Obr. 6.7 a 6.8). Při druhé vlně nabýval koeficient vysokých hodnot a v některých povodích se rovnal 1, což znamená, že by po dobu trvání epizody odtekla všechna voda ze spadlých srážek. V praxi se tato situace příliš často nevyskytuje. Mohlo dojít k nadhodnocení odtoku, které bylo způsobeno nedostatečnou shodou simulovaného a pozorovaného průtoku, kdy model význačně nadhodnotil objem povodňové vlny.



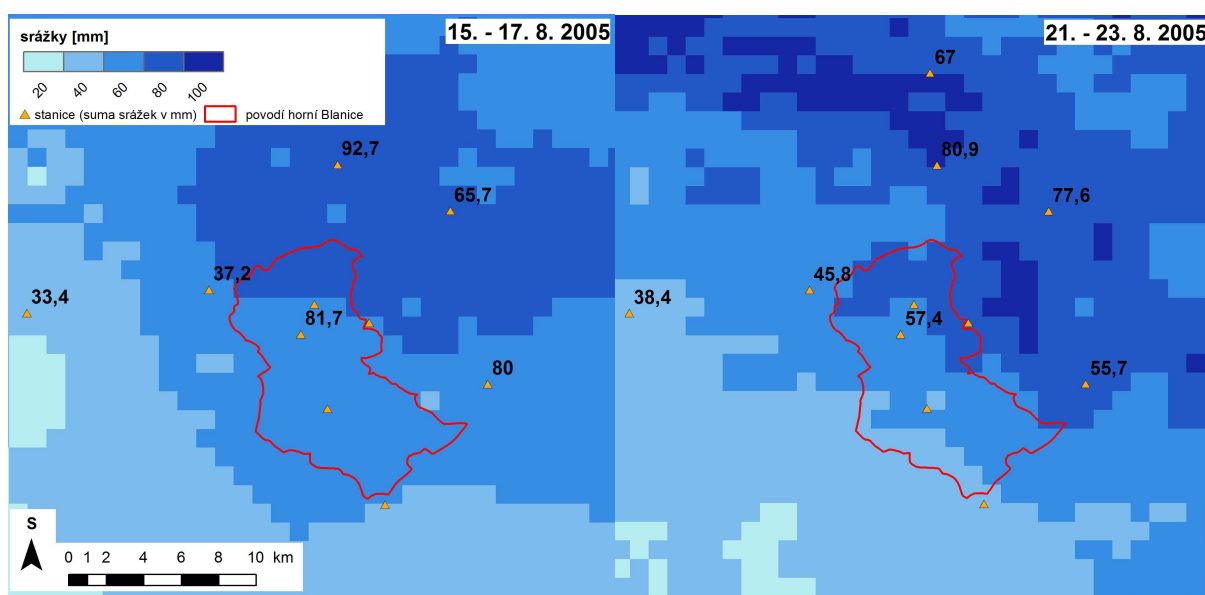
Obrázek 6.7: Průměrný srážkový, odtoková výška úhrn a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 6. – 10. 8. 2002



Obrázek 6.8: Průměrný srážkový úhrn, odtoková výška a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 11. – 16. 8. 2002

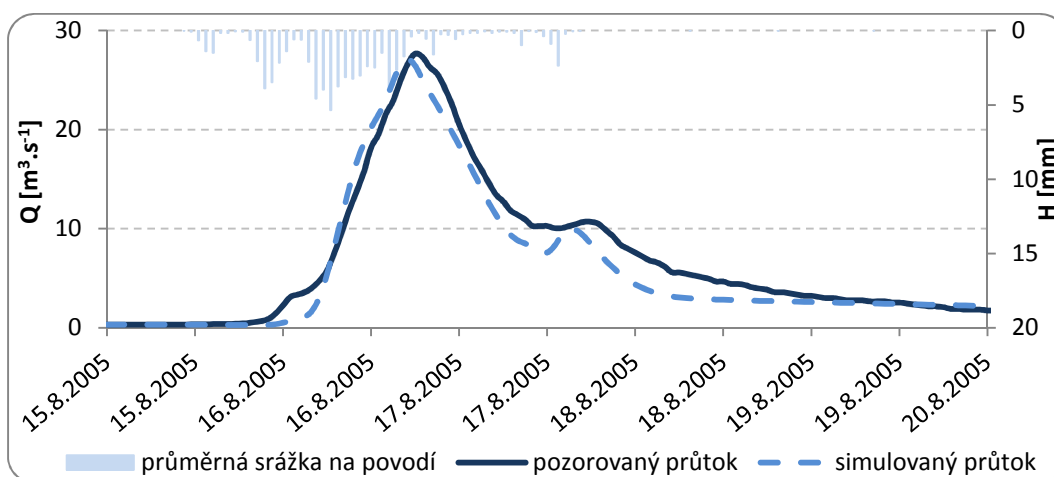
15. – 26. srpna 2005

Epizoda ze srpna 2005 probíhala opět ve dvou vlnách s třídním odstupem. Srážkové úhrny byly v podstatě rovnoměrně rozmístěny v rámci povodí s největšími úhrny v severní a jižní části povodí. První srážková vlna (15. – 17. 8. 2005) byla v rámci zájmového povodí celkově vydatnější. Naměřené hodnoty z pozemních stanic ne přesně korespondovaly s radarovými odhady, odchylky však nebyly tak výrazné, jak tomu bylo u epizody ze srpna 2002 (Obr. 6.9).

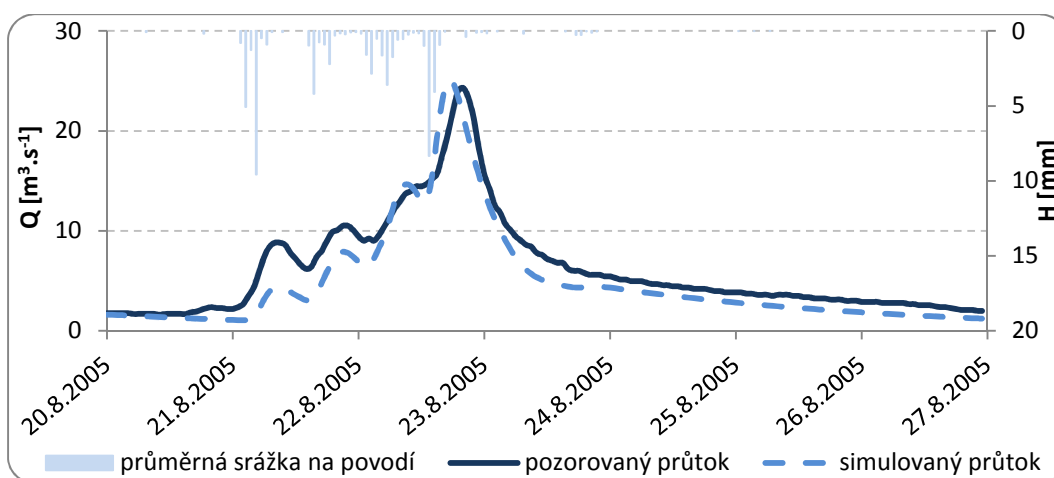


Obrázek 6.9: Rozložení srážek v pramenné oblasti Blanice 15. – 17. 8. 2005 a 21. – 23. 8. 2005 (hodinové radarové odhady srážek)

Epizoda byla opět simulována zvlášť pro každou srážkovou vlnu, 15. – 19. 8. a 20. – 27. 8. 2005. Při simulaci první povodňové vlny došlo ke shodě velikosti kulminačního průtoku. Z časového hlediska však u simulovaného průtoku nastala kulminace o 2 hodiny dříve. Model relativně dobře vystihl tvar povodňové vlny, i její sestupnou část. Povodňová vlna měla prudký vzestup a relativně pozvolnou sestupovou část s menším výkyvem v důsledku vypadávání srážek (Obr. 6.10). Oproti tomu druhá vlna měla pozvolný nástup s několika výkyvy a velmi prudký sestup (Obr. 6.11). Opět došlo k relativně dobré shodě hydrogramů, i když model podhodnotil objem odtoku o 26 % a kulminace nastala o 4 hodiny dříve. První kulminace nastala 33 hodin od prvního zaznamenaného úhrnu srážek nad sledovaným povodím. Druhý kulminační průtok byl naměřen po uplynutí 44 hodin od počátku druhé srážkové vlny.

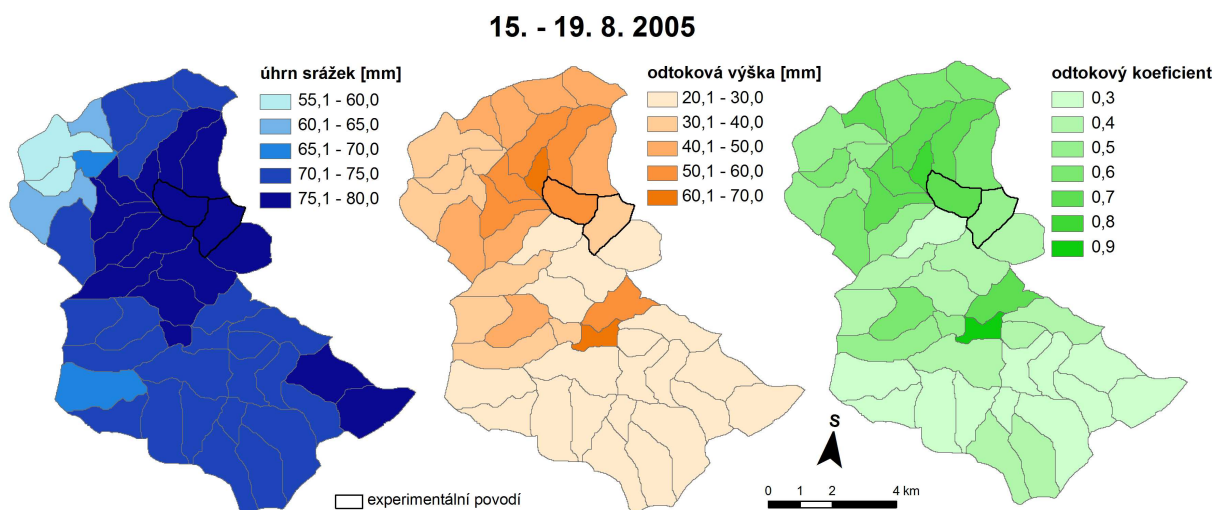


Obrázek 6.10: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 15. – 19. 8. 2005

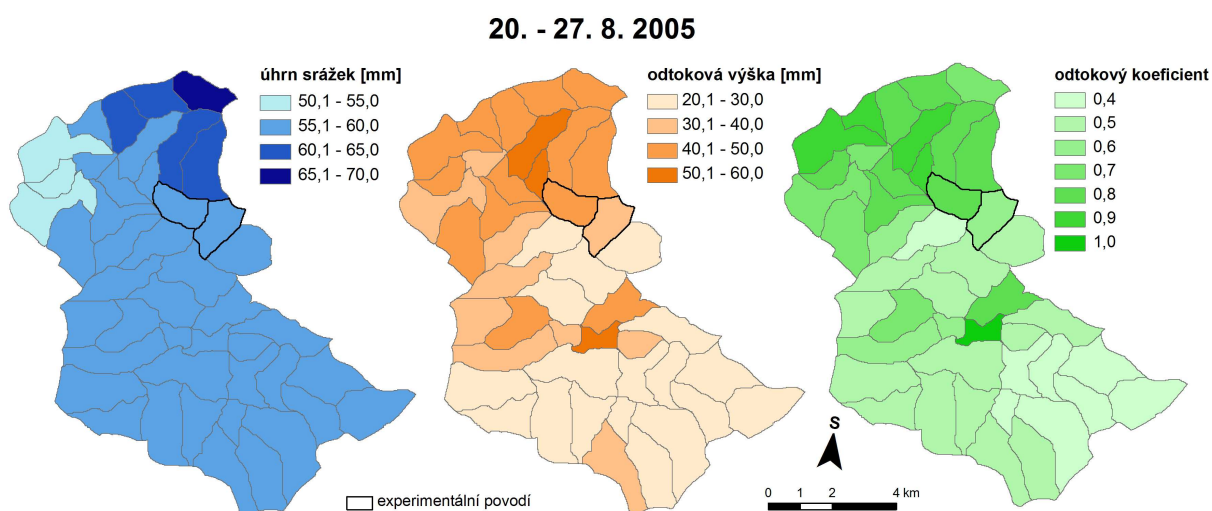


Obrázek 6.11: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 20. – 26. 8. 2005

Odtokový koeficient byl značně rozkolísaný. Nabýval hodnot od 0,3 do 0,9 respektive 0,4 až 1 (Obr. 6.12 a Obr. 6.13). Ve vrcholové části povodí (jižní část) byly opět zaznamenány nejnižší hodnoty koeficientu. Dílčí povodí v centrální části vykazovalo, stejně jako u epizody z roku 2002, nejvyšší hodnoty, kdy 90 % - 100 % srážky za celou epizodu odteče a jen zanedbatelné množství se infiltruje.



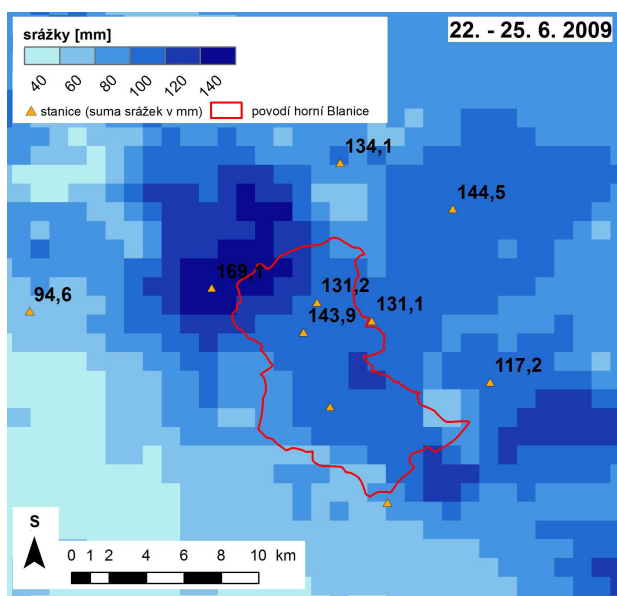
Obrázek 6.12: Průměrný srážkový úhrn, odtoková výška a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 15. – 19. 8. 2005



Obrázek 6.13: Průměrný srážkový úhrn, odtoková výška a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 20. – 27. 8. 2005

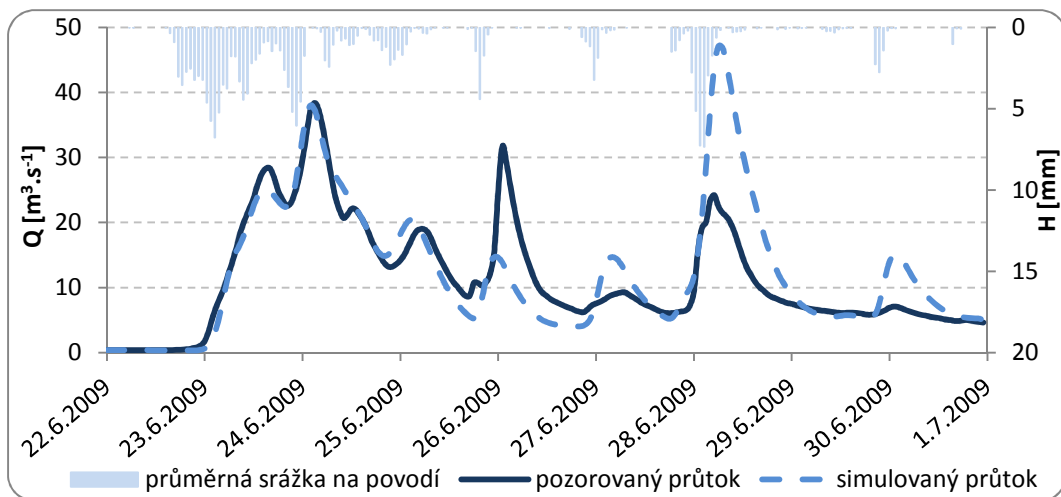
22. – 30. června 2009

Tato epizoda se od předešlých dvou lišila z hlediska doby trvání srážek. Srážky vypadávaly po celou dobu trvání epizody a během prvních čtyř dnů zasáhly severozápad a střed zájmového povodí (Obr. 6.14). Srážky byly orograficky zesíleny a radarem mírně podhodnoceny. Prostorové rozložení srážek za celou epizodu je znázorněno na Obr. 6.16. Nejvyšších úhrnů dosahovala severozápadní a západní subpovodí.



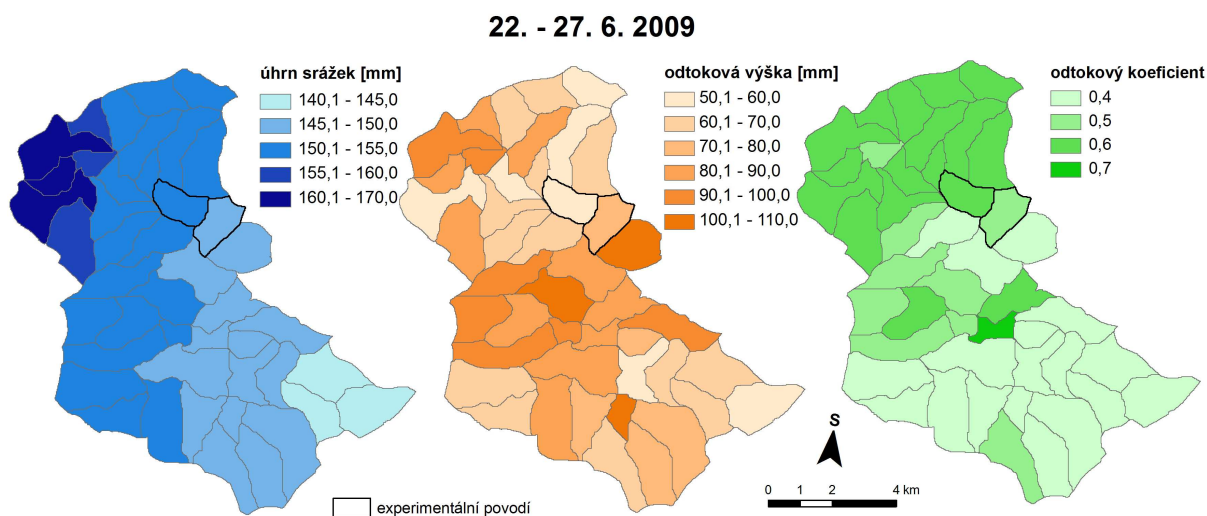
Obrázek 6.14: Rozložení srážek v pramenné oblasti Blanice 22. – 25. 6. 2009 (hodinové radarové odhady srážek)

Při porovnání hydrogramů je patrné, že model značně nadhodnotil objem povodňové vlny a nevystihl ani čas a kulminaci průtoku (Obr. 6.15), což mohlo být zapříčiněno přívalovou srážkou s vysokým úhrnem srážek od půlnoci 28. června. Z toho důvodu bylo hodnocení výšky odtoku a srážek provedeno jen pro období od 22. – 27. 6., kdy model relativně dobře vystihl charakter odtokových křivek. Bereme-li v potaz zkrácení epizody o 3 dny, nastala shoda v čase i velikosti kulminace obou hydrogramů. Maximální průtok byl naměřen 36 hodin po zaznamenání prvního srážkového úhrnu na povodí. Pokles průtoků probíhal se značnými výkyvy, a to vzhledem již výše zmíněné stále probíhající srážkové činnosti.



Obrázek 6.15: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 22. – 30. 6. 2009

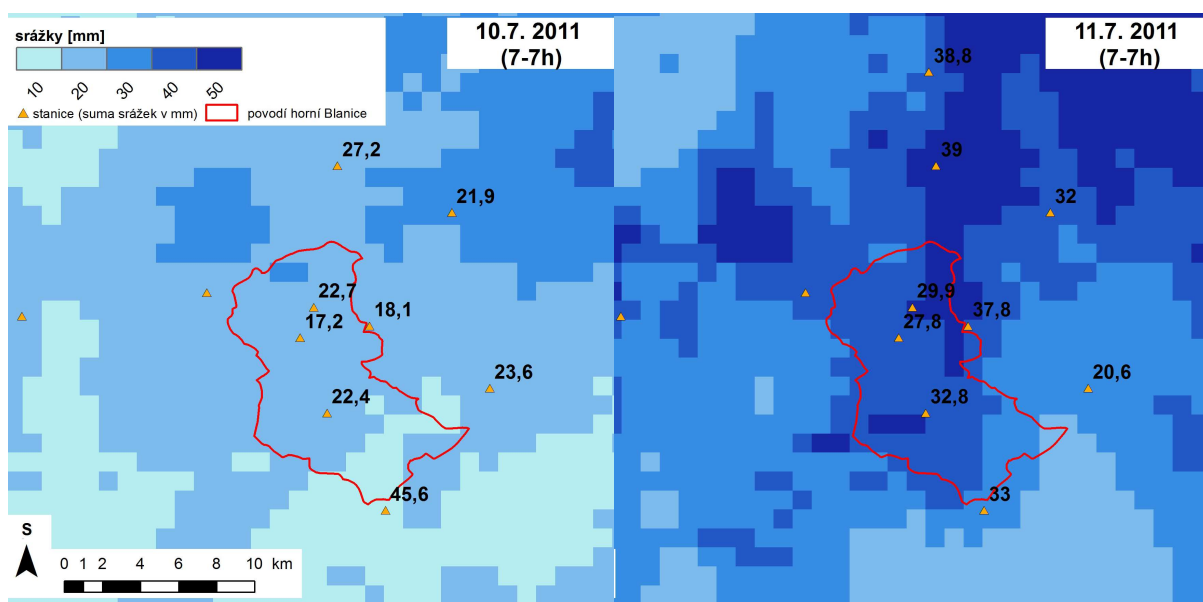
Hodnoty odtokového koeficientu nevykazovaly takovou variabilitu, jako u epizod z roku 2002 a 2005. Opět zde vystupuje dílčí povodí ve střední části zájmového území s nejvyšší hodnotou odtokové výšky.



Obrázek 6.16: Průměrný srážkový úhrn, odtoková výška a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 22. – 27. 6. 2009

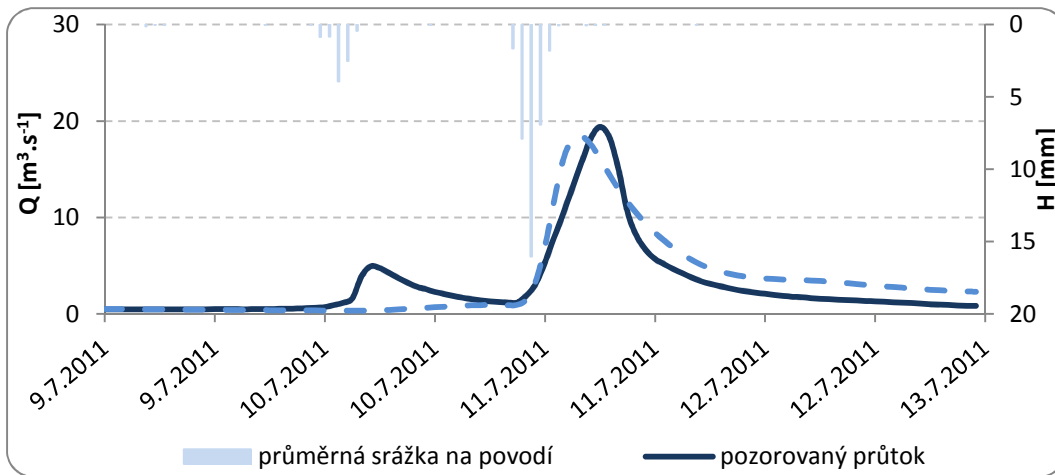
9. – 12. července 2011

Epizoda z července 2011 měla ze všech analyzovaných situací nejkratší dobu trvání i nejmenší kulminační průtok. Byla způsobena dvěma po sobě jdoucími přívalovými srážkami s odstupem 15-ti hodin. Prostorové rozmístění srážek v oblasti zájmového území je pro obě srážkové epizody zobrazeno na Obr. 6.17. Srážkové jádro se v obou případech nacházelo na severu a severovýchodě povodí. Naměřené úhrny srážek se s odhadnutými radarovými nejvíce lišily ve stanici Knížecí stolec. Mohlo to být zapříčiněno buď vlivem orografického zesílení srážek, neboť stanice se nachází v nadmořské výšce 1150 m, nebo i chybou v měření.



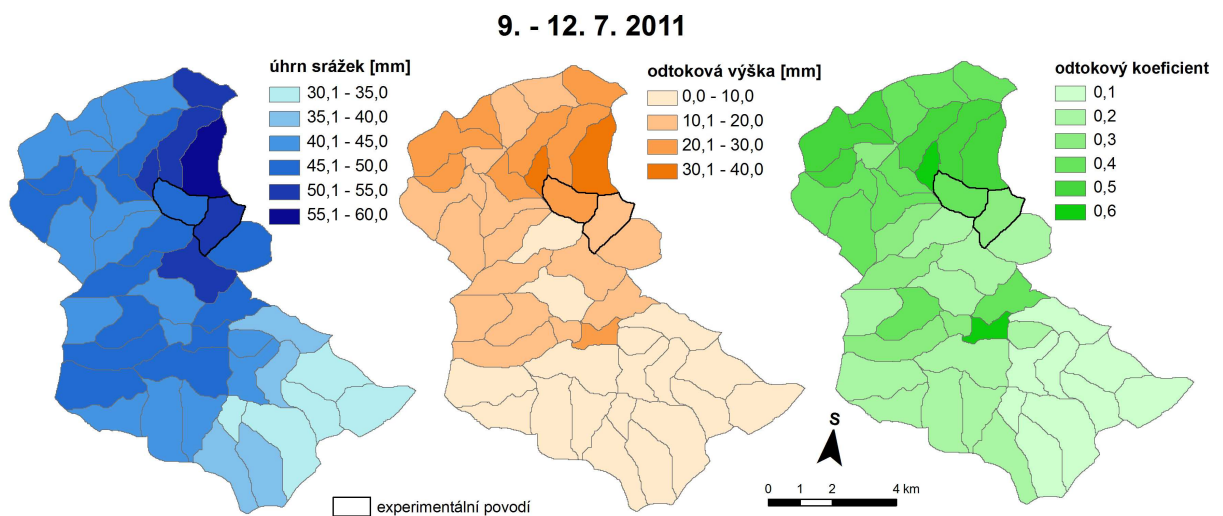
Obrázek 6.17: Rozložení srážek v pramenné oblasti Blanice 10. 7. 2011 (od 7-7h) a 11. 7. 2011 (od 7-7h) (hodinové radarové odhady srážek)

Simulace průtoku nebyla provedena pro každou srážkovou událost zvlášť, neboť neproběhly s dostatečným časovým odstupem. Model nevystihl první zvýšení průtoků a tím bylo dosaženo rozdílu především v objemu odtoku, který se lišil o 11 % s naměřenými průtoky (Obr. 6.18). Čas kulminace se lišil o 3 hodiny a velikost kulminačního průtoku o $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.



Obrázek 6.18: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 9. – 12. 6. 2011

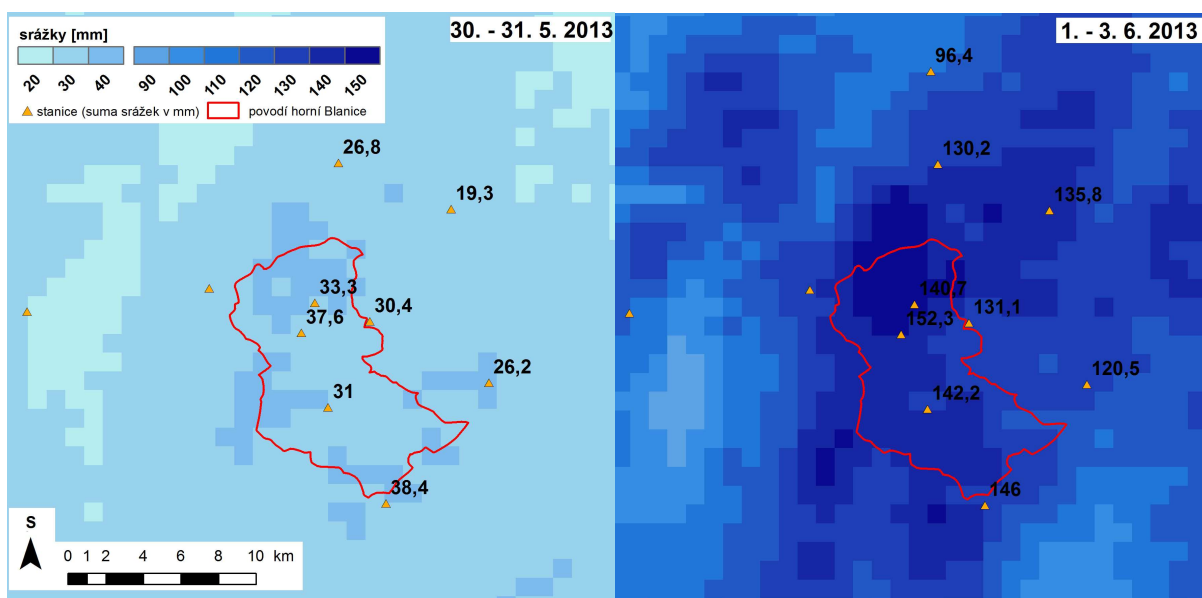
Odtokový koeficient měl mezi dílčími povodími velkou variabilitu. V severní části povodí a v centrálním dílčím povodí opět nabýval nejvyšších hodnot, jak tomu bylo i u předchozích situací (Obr. 6.19)



Obrázek 6.19: Průměrný srážkový úhrn, odtoková výška a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 9. – 12. 7. 2011

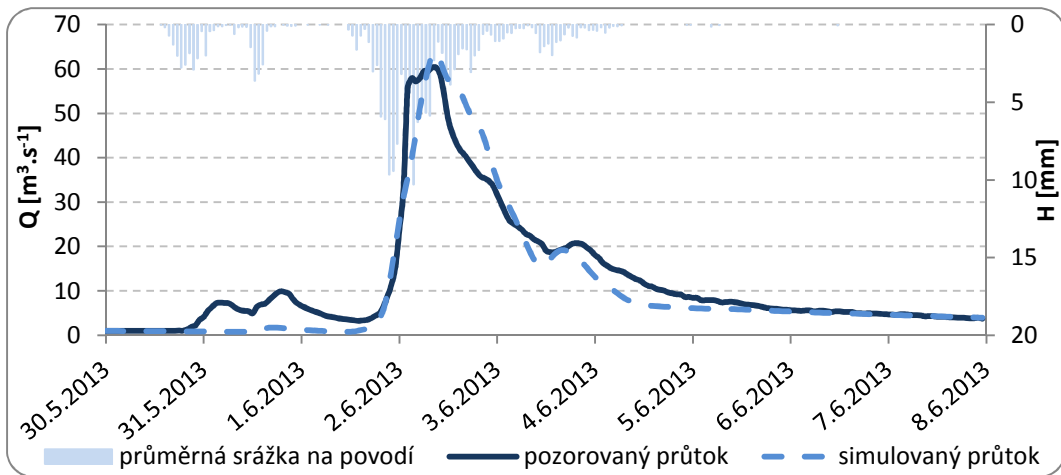
30. května – 7. června 2013

Povodeň z června 2013 byla způsobena především třídní srážkovou epizodou od 1. do 4. června. V předchozích dnech byly zaznamenány relativně menší srážkové úhrny, které zapříčinily nasycení povodí a tím i rychlejší nástup povodně. Srážkové jádro zasahovalo nad severní a severozápadní část povodí. Naměřené srážky a odhady z radarových měření spolu dobře korespondovaly (Obr. 6.20).



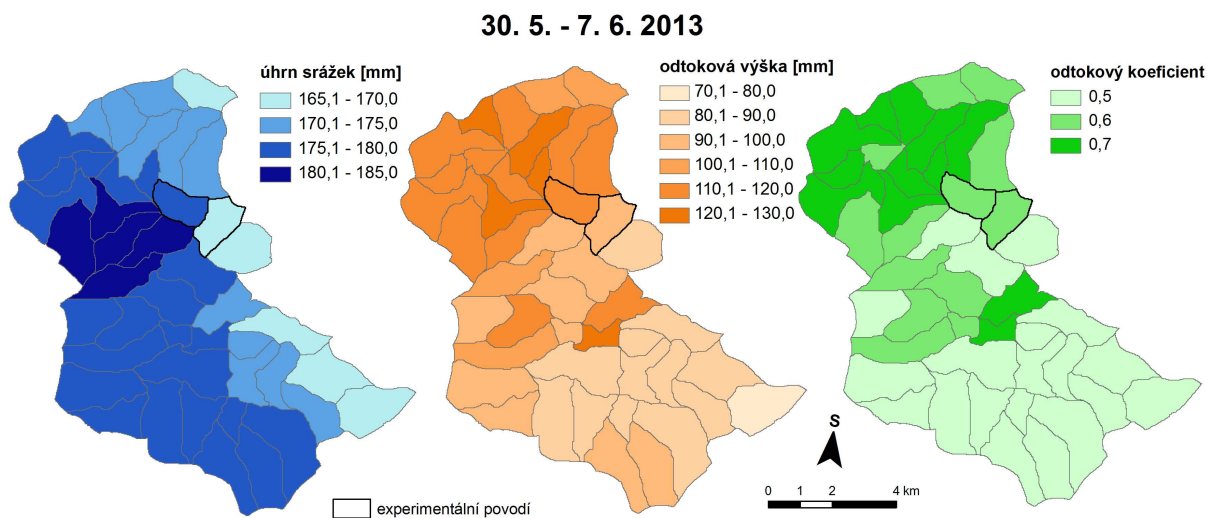
Obrázek 6.20: Rozložení srážek v pramenné oblasti Blanice 30. – 31. 5. 2013 a 1. – 3. 6. 2013 (hodinové radarové odhady srážek)

Při porovnání odtokových křivek je patrná poměrně dobrá shoda simulovaných a měřených průtoků (Obr. 6.21). Model však nevystihl první zvýšení průtoků. Kulminační průtok v obou případech nastal ve stejnou hodinu a hodnoty se od sebe lišily o $3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Kulminace nastala až po 65 hodinách od prvního zaznamenaného úhrnu srážek nad sledovanou částí povodí. Objem povodňové vlny model nadhodnotil o 12 %. Povodňová vlna měla velmi prudký vzestup a sestupová větev hydrogramu byla relativně pozvolná a poměrně dobře vystižena simulací.



Obrázek 6.21: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 30. 5. – 7. 6. 2013

Variabilita odtokových koeficientů byla nejnižší ze všech vybraných epizod. Stejně tak jako u předchozích epizod nejmenších hodnot dosahoval koeficient v jižní části povodí a nejvyšší byl v severní části a v subpovodí v centrální části (Obr. 6.22).



Obrázek 6.22: Průměrný srážkový úhrn, odtoková výška a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 30. 5. – 7. 6. 2013

6.3. ZBYTINSKÝ A TETŘÍVČÍ POTOK

Pro události, kdy byla dostupná naměřená data z hladinoměřů experimentálních povodí, bylo provedeno srovnání průtoků pozorovaných a simulovaných modelem. Jednalo se o epizody z června 2009, července 2011 a června 2013. I když model nebyl nakalibrován na tyto události, dalo se předpokládat, že bude do jisté míry možné porovnat simulovaný a pozorovaný průtok.

V tabulce 6.2 jsou uvedeny hodnoty objektivních kritérií ukazujících úspěšnost simulace. V povodí Tetřívčího potoka byla docílena uspokojivá shoda koeficientu Nash-Sutcliffe pouze u epizody z června 2013. Pro ostatní epizody byla shoda velmi malá pro obě povodí. Simulace průtoků z povodí Zbytinského potoka vykazovala vždy podstatně menší shodu než u Tetřívčího potoka. Z hlediska objemu odtoku by se dalo říci, že lépe vycházela simulace Tetřívčího potoka. Podle výsledků uvedených na Obr. 6.23, 6.24, 6.25 a objektivních kritérií v tabulce 6.2 se výsledky modelací v obou povodích liší. Model měl problémy i s vystižením poklesu průtokových vln.

Tabulka 6.2: Objektivní kritéria simulace Tetřívčího a Zbytinského potoka

	2013		2011		2009	
	Zbytinský	Tetřívčí	Zbytinský	Tetřívčí	Zbytinský	Tetřívčí
Nash - Sutcliffe	0,18	0,61	-6,66	-0,80	-1,27	0,36
VE (%)	5,24	-9,79	211,02	110,40	105,56	38,67
MF (%)	-5,10	-37,03	89,38	-16,25	43,18	-34,65

Experimentální povodí se od sebe odlišuje převážně vegetačním pokryvem. Povodí Zbytinského potoka je pokryto pastvinami a loukami, zatímco v povodí Tetřívčího potoka převažuje les. Při všech epizodách byl kulminační průtok lesnatého povodí dvojnásobně větší, než u povodí lučního. Model vždy nadhodnotil odtok z povodí Zbytinského potoka. Je však možné, že hodnoty pozorovaných průtoků mohou být mírně nadhodnoceny. Průtoky z obou profilů byly odvozeny na základě konsumpční křivky z naměřené výšky hladiny. Nebylo však provedeno dostatek měření při vyšších vodních stavech, především u Tetřívčího potoka, kdy největší naměřený průtok byl $0,235 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Proto je nutné uvažovat i možnou nejistotu vstupní dat. Z hlediska časového průběhu je z grafů patrné, že model nadhodnocuje sestupnou větev hydrogramu především u lesnatého povodí. Ve skutečnosti však odtok probíhá mnohem rychleji, což může být způsobeno vlivem povrchových a podpovrchových drenáží a výskytem

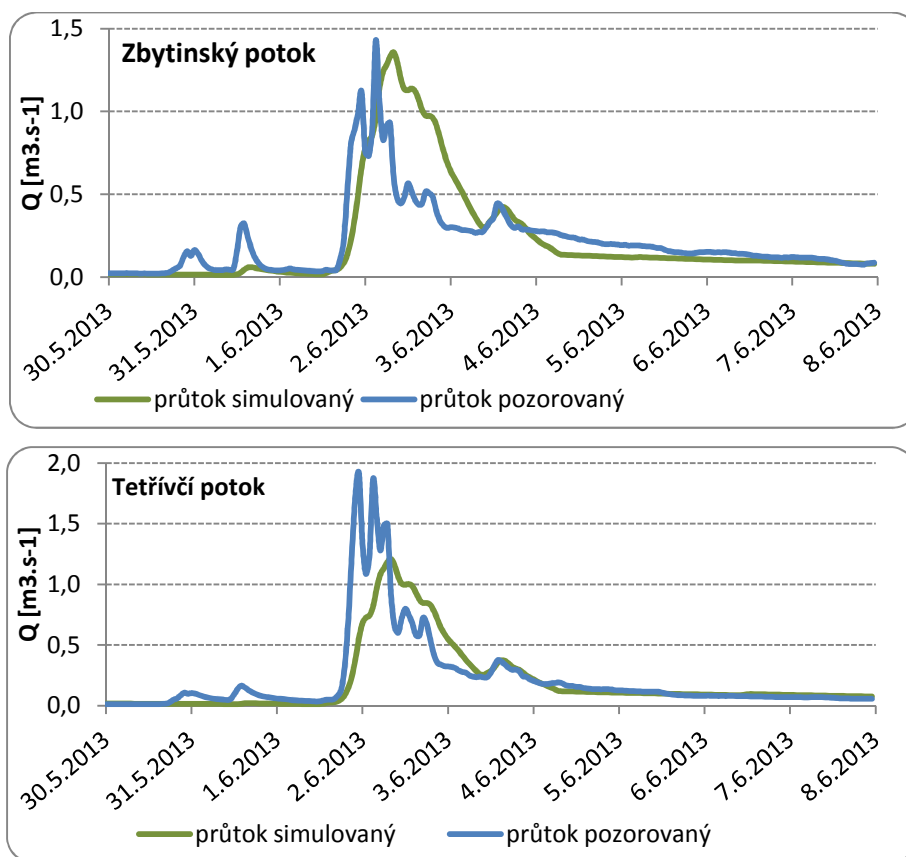
pomáčených ploch v povodí. Grafy průtoků pro jednotlivé epizody jsou znázorněny na Obr. 6.20., 6.21., 6.22.

Zhodnocen byl též koeficient odtoku, který byl vypočten jednou podle naměřených průtoků a podruhé podle průtoků na základě výstupu z modelu. Z tabulky 6.3 je patrné, že koeficient odtoku byl v roce 2009 a 2011 velice nadhodnocen, více pro povodí Zbytinského potoka. V roce 2013 však dosahoval stejných hodnot, což mohlo být zapříčiněno velmi vysokým nasycením půdy před epizodou. Lze předpokládat, že skutečné hodnoty odtokového koeficientu se mohou lišit i v ostatních dílčích povodích.

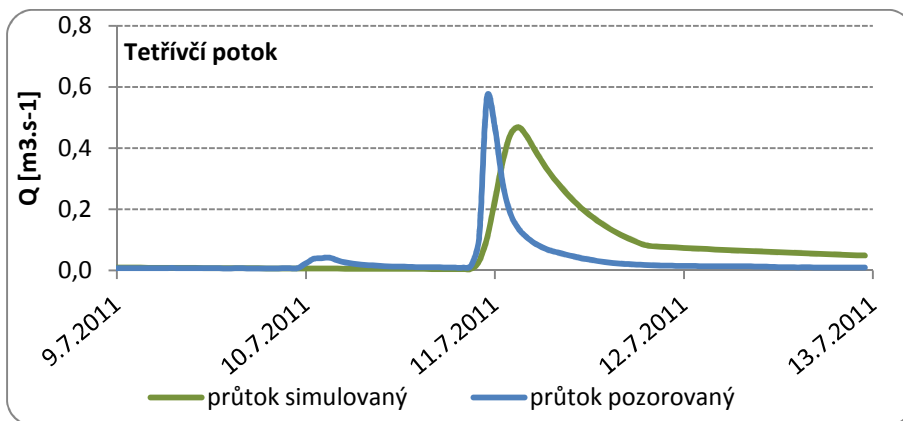
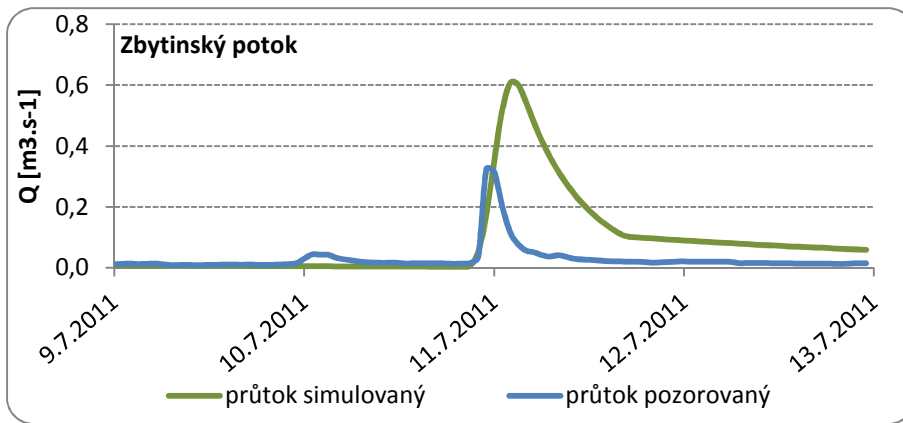
Tabulka 6.3: Koeficient odtoku, odtoková výška, úhrn srážek Zbytinského a Tetřívčího potoka

	koeficient odtoku				odtoková výška [mm]				úhrn srážek [mm]	
	Zbytinský		Tetřívčí		Zbytinský		Tetřívčí		Zbytinský	Tetřívčí
	nam.	sim.	nam.	sim.	nam.	sim.	nam.	sim.		
2009	0,3	0,6	0,3	0,5	42,19	86,71	51,14	70,92	152,2	146,9
2011	0,1	0,4	0,1	0,3	6,55	20,38	7,56	15,91	47,6	52,5
2013	0,6	0,6	0,6	0,6	109,44	115,17	104,58	94,35	176	169,1

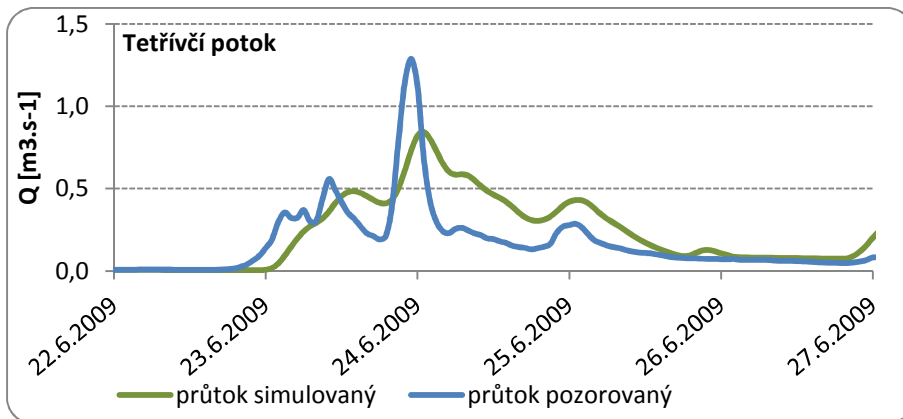
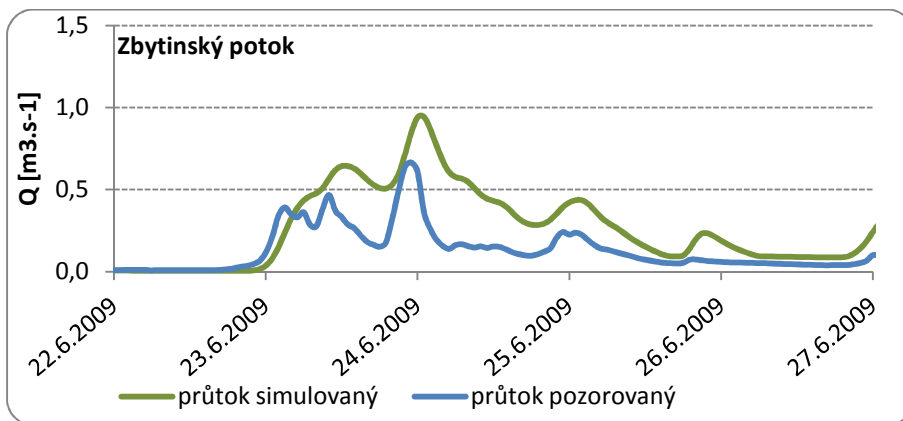
Poznámka: nam..= naměřené hodnoty, sim. = simulované hodnoty



Obrázek 6.23: Hydrogramy 22. – 30. 6. 2013 pro Zbytinský a Tetřívčí potok



Obrázek 6.24: Hydrogramy 9. – 13. 7. 2011 pro Zbytinský a Tetřívčí potok



Obrázek 6.25: Hydrogramy 22. – 27. 6. 2009 pro Zbytinský a Tetřívčí potok

7. DISKUZE

7.1. NEJISTOTY A POTENCIÁLNÍ ZDROJE CHYB

Modelování srážko-odtokového procesu pomocí hydrologického modelu je spojeno s mnoha nejistotami. Každá metoda výpočtu dílčích složek hydrologického cyklu v sobě nesla určitou generalizaci skutečnosti. Pro sestavení modelu bylo zpracováno množství dat, z kterých vyplývají také určité nejistoty a chyby, jak při jejich měření, tak při jejich zpracování. Kvalitní popis fyzicko-geografických charakteristik území a parametrů z něho odvozených závisí především na podrobnosti mapových a datových podkladů.

Pro výpočet odtokové ztráty byla zvolena empirická metoda CN křivek, která je hojně používaná v zahraničí i v ČR. Výhodou této metody podle Feldmanna (2000) je její jednoduchost a dobrá dostupnost dat. Nevýhodou je zanedbání intenzity srážek a podhodnocení průtoků způsobené rostoucím nasycením půdy při neměnné hodnotě CN (Misha and Singh, 2003). Metoda závisí na jednom parametru odvozeném z hydrologické skupiny půd, krajinného pokryvu a předchozího nasycení. K dispozici byla digitální data infiltrační a retenční schopnosti půd s prostorovým měřítkem 1 x 1 km. Rozlišovací schopnost mapových podkladů použitých k odvození hodnot CN křivek není vzhledem k velikosti dílčích povodí ideální (Jeníček, 2009). Zároveň není zohledněn výskyt odvodňovacích opatření či podmáčených ploch v určitých částech povodí. Průměrné hodnoty CN pro dílčí povodí byla spočítány podle metodiky Šercla (2006). Výsledky simulací výrazně ovlivňuje i nastavení počáteční nasycení půdního profilu, které bylo odhadnuto podle Janečka (2002) na základě indexu předchozích srážek ze stanice Spálenec.

Největším zdrojem chyb vstupujících do modelu jsou časové řady srážek. Chybami jsou zatíženy, jak použitá data ze srážkoměrných stanic, tak radarové odhady srážek. Na základě konzultace s Ing. Petrem Šerclem, PhD. se jevílo jako nejvhodnější pro reprezentaci prostorového rozložení srážek použití adjustovaných radarových odhadů srážek opravených o data z dostupných srážkoměrů. Ve srovnání s interpolací pozemních měření radarová data zachovávají strukturu srážkového pole (Juříková, 2009). Chybám radarových odhadů srážek se blíže věnuje kapitola 3.4.2. Se zvětšující se vzdáleností od radaru dochází k systematickému podceňování srážek a při orografickém zesílení srážek na návětrných stranách mohou způsobit chybu odhadu až několik desítek procent (Juříková, 2009). Kvůli nedostatečnému počtu srážkoměrných stanic, především ve vrcholové jižní části povodí,

nemohl být orografický efekt dobře postihnout. Od podzimu roku 2009 je nainstalovaná stanice na Knížecím stolci provozovaná Vojenskými lesy a statky ČR. Data ze stanic mimo síť ČHMÚ a Podniků povodí je však třeba brát s rezervou, neboť nemusí docházet k jejich systematické kontrole a případné opravě chyb. Využití radarových dat v hydrologickém modelování lze však označit za progresivní přístup nejen v operativní praxi (Daňhelka, 2003).

Chybou jsou též zatížena průtoková data, která mohla být způsobena technickými nedostatky. Například při povodni 2002 byl poničen limnigraf ve stanici Blanický Mlýn a průtoky pak byly zpětně odvozeny. Průtoková data z hladinoměřů Zbytinský a Tetřívčí potok jsou odvozena na základě konsumpční křivky, která byla sestavena s využitím hydrometrických měření. Pozorované průtoky však u všech událostí přesahují naměřené hodnoty. Vztah mezi vodním stavem a průtokem získaný pomocí extrapolace konsumpční nemusí proto do jisté míry odpovídat skutečnosti. Zásadním způsobem by se však tento vztah od reality lišit neměl.

Dalšími nejistotami jsou zatíženy údaje o charakteristikách koryta, kdy je obtížné určit reprezentativní profil každého dílčího úseku a správně určit hodnoty Manningova koeficientu drsnosti. Tyto parametry však nemají na výsledky simulací velký vliv. Při simulacích byl také zanedbán proces evapotranspirace. Z důvodu nedostatku vstupních datových podkladů i faktu, že při epizodách nemá evapotranspirace zásadní vliv na odtok z povodí.

7.2. ZHODNOCENÍ VÝSLEDKŮ

Dílčím cílem práce bylo nalezení vhodného prostorového měřítka parametrů vstupujících do modelu. Původně bylo zamýšleno použití distribuovaného přístupu, který model HEC-HMS nabízí. Největší výhodou distribuovaného modelování je zamezení „ztráty“ dat při prostorovém a časovém zprůměrování. Po konzultaci s Matthew Flemिंगem z USACE bylo ale zjištěno, že distribuovaný přístup je podporován pouze u dat s kartografickou projekcí omezenou na Spojené státy. Bylo proto přistoupeno k rozčlenění povodí na 21 a 45 subpovodí s průměrnou velikostí čtyři a dva kilometry čtvereční. S přihlédnutím k měřítku hlavních vstupních dat jako srážky a půdní charakteristiky nebylo uvažováno dělení povodí na menší subpovodí. Větší množství subpovodí přináší také větší množství odvozených parametrů a s ním spojený nárůst chyb. Více parametrů vyžaduje i náročnější kalibraci modelu (Rouhani et al., 2009). Hodnocení výsledků simulací různých epizod pro obě varianty dělení bylo provedeno podle objektivních kritérií: koeficientu Nash-

Sutcliffe a směrodatné chyby odhadu. Dělení na 45 povodí přineslo lepší shodu simulace s pozorovaným průtokem. Z hlediska relativní chyby objemu však dělení nepřineslo prokazatelné zlepšení. Výsledky však nemusely být ovlivněny pouze použitím rozdílného počtu subpovodí. Parametry simulace byly nakalibrovány pro obě varianty zvlášť a mírně poupraveny pro každou simulaci. Mohlo se tak stát, že u některé simulace byly zvoleny přesnější parametry pro danou variantu dělení.

U všech epizod bylo zjištěno, že srážková jádra se nejčastěji vyskytovala v severní, severovýchodní a severozápadní části povodí. Při situacích orograficky zesílených stratiformních srážek v horských oblastech jsou radarové odhady značně podhodnoceny, jak uvádí Šercl (2008). Ve vrcholové části povodí do roku 2009 nebyla k dispozici žádná srážkoměrná stanice, proto nemohlo dojít k dostatečnému zpřesnění radarových odhadů u většiny epizod. Do budoucna by bylo dobré využití stanice na Knížecím stolci či instalování nové stanice pro zpřesnění prostorového rozložení srážek ve vrcholové části povodí.

Hodnoty koeficientu odtoku, které byly spočítány pro každé dílčí povodí na základě výstupů z modelu, se lišily od předpokladu. Dalo se předpokládat, že vyšších hodnot bude dosahovat ve vrcholové části povodí, které je více sklonité. To se ale nepotvrdilo. Nejvyšších hodnot při všech událostech dosahovaly subpovodí v severní části a jedno subpovodí v centrální části. Jeníček (2009) ve své práci zabývající se vlivem vegetace na odtok došel ke stejnému zjištění, kdy odtokové výšky v jižní části povodí byly nižší než v severní. Hodnocením této skutečnosti se však nezabýval. Výsledky simulací byly především ovlivněny použitím podkladových dat půdních charakteristik pro výpočet hodnot CN křivek uvedené v příloze 2. V jižní části povodí převládají půdy s vysokou infiltrační schopností a nízkou retenční vodní kapacitou s vyšším obsahem skeletu. Centrální subpovodí pak spadalo do jiné hydrologické skupiny půd z hlediska infiltrace a retence než většina subpovodí. V současnosti však nejsou k dispozici podrobnější podklady vztahující se k retenci a infiltraci půd než 1 km². V experimentálních povodích se kontinuálně měří objemová půdní vlhkost a proběhl zde také podrobný hydrologický průzkum, na jehož základě byla sestavena mapa retenčního potenciálu povodí (Královec et al. 2011).

Simulace výrazně nadhodnotila průtoky u Zbytinského potoka a naopak podhodnotila průtoky Tetřívčího potoka. Model nebyl nakalibrován pro závěrové profily, kde jsou umístěny hladinoměry. Na základě hodnocení jen třech epizod a výše zmíněné faktu, nelze proto vyvozovat závěry s všeobecnou platností. Odlišný průběh sestupné větve u simulovaného a pozorovaného hydrogramu může být zapříčiněn existencí podpovrchového odvodnění či výskytu podmačených ploch vykazující nulovou retenci, které nejsou modelem uvažovány.

Obecný předpoklad, že les zásadně ovlivňuje povodňové stavy na malých tocích a přispívá tak k tlumení odtokové vlny (Krečmer et al., 2003) nebyl u vybraných epizod prokázán. Z pozorovaných hydrogramů je patrný rychlejší průběh odtoku v Tetřívčím povodí, které je zalesněné. Lesní povodí také vykazovalo vyšší průtoky. Na základě třech epizod nelze však toto tvrzení brát za všeobecně platné. Královec et al. (2011) se ve své studii věnovali hodnocení 40 srážko-odtokových událostí rozdělených podle příčinných podmínek. Kulminační průtoky všech epizod nepřesahovaly průtoky ověřené hydrometrickým měřením. Při dlouhotrvajících regionálních srážkách z vrstevnaté oblačnosti, které dopadají na nenasycené povodí, byly zaznamenány vyšší průtoky právě v lesním povodí.

8. ZÁVĚR

Předložená práce se zabývá časovým a prostorovým rozložením srážek a odtoku vybraných epizod v povodí horní Blanice. Epizody byly vybrány na základě extremity průtoků a dostupnosti dat z meteorologického radaru Brdy. Hodnocení prostorové variability odtoku bylo provedeno s využitím modelovacího systému HEC-HMS.

Pro simulaci byly nejprve zvoleny dvě varianty schematizace povodí. Vliv členění povodí na simulaci odtoku byl hodnocen pomocí objektivních kritérií. Obě varianty přinesly uspokojivou shodu, kdy až na rok 2002 koeficient Nash-Sutcliffe dosahoval hodnot vyšších než 0,6. Členění s průměrnou velikostí subpovodí do dvou km^2 přineslo ve většině případů zlepšení simulace a bylo dále použito k hodnocení odtokové výšky. S podrobnějším členěním povodí však roste náročnost na vstupní data. Limitním faktorem a zdrojem nejistot byla především data o půdních podmínkách, která byla dostupná s rozlišením $1 \times 1 \text{ km}^2$.

Využití adjustované radarových odhadů srážek se jeví jako vhodné zejména v povodích, kde není dostatečná síť srážkoměrů. Ve vrcholové pramenné oblasti zájmového území nebyl až do nedávna nainstalován žádný srážkoměr. Data budou v budoucnu cenným podkladem pro detailnější studium srážkových poměrů v této oblasti. Ve většině epizod se srážkové jádro vyskytovalo nad severní a střední částí povodí. Území je tak při extrémních srážko-odtokových událostí dotováno vyššími úhrny srážek v severní polovině.

Hodnoty odtokových koeficientů, které byly odvozeny ze simulací, ukázaly, že převážně jižní část povodí dokáže zadržet více vody ze spadlých srážek. Dílčí povodí v severní části naopak vykazovala vyšší hodnoty odtokového koeficientu.

Simulace v porovnání s naměřenými průtoky v závěrových profilech experimentálních povodí nadhodnotila průtoky v povodí Zbytinského potoka a podhodnotila průtoky v povodí Tetřívčího potoka. V parametrech modelu nejsou zohledněny především antropogenní zásahy v podobě drenážních systémů. Ve všech třech vybraných epizodách byla také pozorována výraznější reakce odtoku na srážky v lesnatém povodí oproti povodí s převahou luk a pastvin.

Hydrologický model je pouze zjednodušením reality a nemůže zcela vystihnout složitost přírodních procesů. Poskytuje však účinný nástroj pro studium srážko-odtokových poměrů území a jejich dynamiky v čase.

9. SEZNAM LITERATURY A DALŠÍCH ZRDOJŮ

9.1. LITERATURA

- ALBRECHT, J. (Ed.) (2003): Českokobudějovicko. In: Mackovčín, P., Sedláček, M. (eds.): Chráněná území ČR, svazek VIII. AOPK ČR a EkoCentrum Brno, Praha, 808 s.
- ALTMANN, M. (2013): Hodnocení kvality vody a fyzického habitatu vodního toku ve vazbě na společenstva makrozoobentosu. Bakalářská práce, PřF UK, Praha, 64 s.
- BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie Praha, Praha, 79 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. (2012): Rainfall-runoff modelling: the primer. 2nd ed. Chichester: Wiley-Blackwell, xxix, 457 s.
- BÍMOVÁ, T. (2010): Ekohydrologický průzkum kvality habitatu vodních toků - aplikace na modelové povodí Zbytinského potoka, Bakalářská práce, ÚŽP UK, Praha, 59 s.
- BRATH, A., MONTANARI, A. TOTH, E. (2004): Analysis of the effects of different scenarios of historical data availability on the calibration of a spatially-distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*, 291: 232-253.
- BURIAN, P. (2006). Odhady základních veličin měřených dopplerovským meteorologickým radarem. *Meteorologické zprávy: Meteorological Bulletin*. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 59 (6) : 141-150.
- CLEVELAND, T. G., LUONG, T., THOMPSON, D. B. (2009): Watershed subdivision for modeling, *World Environmental and Water Resources Congress 2009, Great Rivers*, 1-10.
- CULEK, M. (Ed.) (1996): Biogeografické členění České republiky. AOPK. Praha, 589 s.
- ČHMÚ - Český hydrometeorologický ústav (2013): Zpráva o povodni v jižních Čechách v červnu 2013 [online]. [cit. 2014-02-18]. Dostupné z: <http://www.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/pruvodce/povodnove_zpravy/cb_2013_06.pdf>.
- ČHMÚ - Český hydrometeorologický ústav (2009): Vyhodnocení povodní v červnu a červenci 2009 na území České republiky [online]. [cit. 2013-10-18]. Dostupné z: < <http://voda.chmi.cz/pov09/doc/01.pdf>>.
- DAŇHELKA, J., KREJČÍ, J., ŠÁLEK, M., ŠERCL, P., ZEULÁK, J. (2003): Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR. ČZU, Praha, 214 s.
- DAŇHELKA, J. (2007): Operativní hydrologie: Hydrologické modely a nejistota předpovědí. Český hydrometeorologický ústav. Praha, 104 s.
- DONG, X., DOHMEN-JANSSEN, C. M., BOOIJ, M. J. (2005): Appropriate Spatial Sampling of Rainfall or Flow Simulation. *Hydrological Sciences Journal*. 50 (2): 279-297.

- FELDMAN, A. D. (Ed.) (2000): Hydrologic Modeling System HEC-HMS, Technical Reference Manual. USACE, Davis, 155 s.
- GHOSH, I. AND HELLWEGER, F. L. (2011): Effects of spatial resolution in Urban hydrologic simulations, *Journal of Hydrology Engineering*, 17(1): 129–137.
- GOOVAERTS, P. (2000): Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, 228: 113-129.
- HAN, J. C., HUANG, G. H. ZHANG, H., LI, Z., LI, Y. P. (2014): Effects of watershed subdivision level on semi-distributed hydrological simulations: case study of the SLURPmodel applied to the Xiangxi River watershed, China. *Hydrological Sciences Journal*, 59(1): 108-125.
- HINTNAUS, I. (2008): Změny ve vývoji krajiny v pramenné oblasti Blanice. Bakalářská práce, PřF UK, Praha, 59 s.
- HINTNAUS, I. (2011): Vliv sněhové pokrývky na odtok vody z povodí v zalesněném a nezalesněném prostředí. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 143 s.
- HLADNÝ, J. (Ed.) (1998): Vyhodnocení katastrofální povodňové situace v červenci 1997. MŽP, Praha, 165 s.
- HOLUB, J. (Ed.) (2012): Příloha technické zprávy Boletice - Strukturně – petrografická charakteristika lokality [online]. 12 s., [cit. 2013-07-10], Dostupné z: <<http://www.zdravektisko.cz/dokumenty-uloit/category/43-studie-o-umistni-hlubinneho-uloit-na-chlumu?download=103%3A002etzpriloha>>.
- HŘEBÍČEK, J., ŠKRDLA M. (2006): Úvod do matematického modelování. Brno: Masarykova Univerzita, 83 s.
- JANEČEK, M. (Ed.) (2007): Ochrana zemědělské půdy před erozí: metodika. Vyd. 1. Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, 76 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. (2009): Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany. Disertační práce, PřF UK, Praha, 128 s.
- JENÍČEK, M. (2011): Modelování hydrologických procesů I., Podpovrchový odtok z povodí – materiál k cvičení, PřF UK, Praha.
- JHA, M., GASSMAN, P. W., SECCHI, S., GU, R., ARNOLD, J. (2004): Effect of watershed subdivision on SWAT flow sediment, and nutrient predictions. *Journal of the American Water Resources Association*, 40 (3), 811–825.
- JUŘÍKOVSKÁ, L. (2009): Porovnání různých metod využívajících radarová a srážkoměrná měření. In: 16. ročník mezinárodního symposia GIS Ostrava 2009–Sborník [online]. [cit. 2013-08-14]. Dostupné z: <http://gis.vsb.cz/GIS_Ostrava/GIS_Ova_2009/sbornik/Lists/Papers/004.pdf>
- JUŘÍKOVSKÁ, L., HORÁK (2007): Využití interpolačních metod pro odhad srážkoměrných úhrnů [online]. [cit. 2013-8-14]. Dostupné z: <<http://gis.vsb.cz/zsv/images/stories/publikace/>>

jurikovska_horakMikulov2007>.

- JUŘÍKOVSKÁ, L., ŠEDĚNKOVÁ, M. (2008):. Odhad plošných srážek pro povodí Olše. Symposium GIS Ostrava 2008, 27.-30.1.2008, VŠB-TU Ostrava, Ostrava.
- JUST, T. (2005): Vodohospodářské revitalizace a jejich uplatnění v ochraně před povodněmi. Český svaz ochránců přírody, Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Ministerstvo životního prostředí. Praha, 359 s.
- KAŠPÁREK, L., KRÁTKÁ, M. (2004): Analýza vlivů fyzicko-geografických charakteristik na tvorbu povodňového odtoku a sestavení publikace o povodni 2002. Výzkumný ústav vodohospodářský T.G. Masaryka, Praha, Praha, 110 s.
- KEMEL, M. (2000): Klimatologie, meteorologie a hydrologie. ČVUT Praha, 289 s.
- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2006): Monitoring odtokového režimu v experimentálních povodích v pramenné oblasti Blanice. In: Langhammer, J. (Ed.): Změny krajiny jako ovlivňující faktor průběhu a projevů extrémních povodní. PřF UK, Praha, s. 245-251.
- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2009): Runoff changes in the Šumava Mountains (Black Forest) and foothill regions: Extent of influence by Human Impact and Climate Changes. *Water Resources Management*, 23: 1813–1834.
- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M., LEDVINKA, O., KRÁLOVEC, V. (2011): Trend analysis of rainfall-runoff regimes in selected headwater areas of the Czech Republic. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 59 (1): 36-50.
- KODÁDKOVÁ, I. (2010): Hodnocení srážko-odtokového režimu v pramenné oblasti Blanice se zřetelem na významné epizody. Bakalářská práce, PřF UK, Praha, 65 s.
- KOVÁŘ, P. (2000): Využití hydrologických modelů pro určování maximálních průtoků na malých povodích, skriptum. ČZU, Praha, 95 s.
- KRÁČMAR, J. (2011): Meteorologické radiolokátory. In: Český hydrometeorologický ústav: Meteorologie [online]., 1997-2011 [cit. 2013-08-14], Dostupné z: <http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/rad/info_radar/index.html>
- KRAJEWSKI, W.F., V. LAKSHMI, K.P. GEORGAKAKOS, JAIN, S. (1991): A Monte Carlo study of rainfall sampling effect on a distributed catchment model, *Water Resources Research*, 27(1), 119-128.
- KRÁLOVEC, V., KLIMENT, Z., VLČEK, L. (2012): Vliv rozdílného krajinného a půdního pokryvu na odtokovou odezvu v malých povodích. In: Voda a krajina, Sborník příspěvků konference Voda a krajina 19. 9. 2012, ČVUT. 151-158
- KREČMER, V., ŠVIHLA, V., ŠACH, F., KANTOR, P., ČERNOHOUS, V. (2003): Lesy a povodně. Souhrnná studie. MŽP, Praha, 48 s.
- KŘÍŽ, H. (1983) : Hydrologie podzemních vod. Academica, Praha, 292 s.
- KUTLÁKOVÁ, L., JENÍČEK, M. (2012): Modelování akumulace a tání sněhu v povodí Bystřice v Krušných horách. *Geografie*, 117 (1): 110-125.

- KVĚTOŇ, V. (2002): Rozložení a extremita příčinných srážek. In: Meteorologické příčiny katastrofální povodně v srpnu 2002 a vyhodnocení extremity příčinných srážek [online]. s. 61-82 [cit. 2013-10-11]. Dostupné z: <<http://old.chmi.cz/2kap.pdf>>.
- LANGHAMMER, J. (2004): Antropogenní upravenost říční sítě v povodí Otavy. In: Langhammer J., Engel, Z. (Ed.), Sborník příspěvků závěrečného semináře projektu GAČR 205/03/Z046. PřF UK, Praha, s. 104-124.
- LICHNER, L., ŠÍR, M., TESAŘ, M. (2004): Testování retenční schopnosti půdy. In.:Aktuality Šumavského výzkumu II, Srní, s. 63-67.
- MAIDMENT, D. R., DJOKIC, D. (2000): Hydrologic and Hydraulic Modeling Support with Geographic Information Systems. ESRI, Redlands, 216 s.
- MALÝ, A. (2009): Vliv rozdílného využití krajiny na srážko-odtokový proces v experimentálním povodí Zbytiny. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 154 s.
- MATĚJÍČEK, J., HLADNÝ, J. (1999): Povodňová katastrofa 20. století na území ČR, MŽP, Praha, 60 s.
- MATOUŠEK, V. (2009): Hydrologické hodnocení povodní. Vodohospodářské technicko-ekonomické informace, Výzkumným ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, 51 (2): 12-16.
- MCCORMICK, B.C. (2003): Distributed Hydrologic Modeling of the Upper Roanoke River Watershed using GIS and NEXRAD. Master's Thesis, Virginia Polytechnic Institute and State University, 158 s.
- MULETA, M. K., NICKLOW, J. W., AND BEKELE, E. G. (2007): Sensitivity of a distributed watershed simulation model to spatial scale, Journal of Hydrology Engineering, 12 (2): 163-172.
- NOVÁK, P., HAVRÁNEK, P., KRÁČMAR J. (2008): Česká meteorologická radarová síť CZRAD v roce 2008. Meteorologické Zprávy, 61(5): 129-136.
- PAVLÁSEK, J. (2010): Modelování proudění podzemní vody nad horizontálním a nakloněným nepropustným podložím. ČZU, Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka, v.v.i., Praha, 68 s.
- POVODÍ VLTAVY, s.p. (2003): Souhrnná zpráva o povodni v srpnu 2002 [online]. Praha, [cit. 2013-10-18]. Dostupné z: <<http://www.pvl.cz/files/download/hydrologicke-informace/zpravy-o-povodni/2002-08-zprava-o-povodni.pdf>>.
- POVODÍ VLTAVY, s.p. (2005): Souhrnná zpráva o povodni v srpnu 2005 [online]. Praha, [cit. 2013-10-18]. Dostupné z: <<http://www.pvl.cz/files/download/hydrologicke-informace/zpravy-o-povodni/2005-08-zprava-o-povodni.pdf>>
- POVODÍ VLTAVY, s.p. (2009): Souhrnná zpráva o povodni v oblastech povodí horní Vltavy, Berounky a dolní Vltavy povodeň červen - červenec 2009 [online]. Praha, [cit. 2013-10-18]. Dostupné z: <<http://www.pvl.cz/files/download/hydrologicke-informace/zpravy-o-povodni/2009-0607-zprava-o-povodni.pdf>>

- POVODÍ VLTAVY, s.p. (2011): Souhrnná zpráva o povodni v dílčích povodích horní Vltavy, Berounky, dolní Vltavy a přítoků Dunaje povodeň červenec 2011 [online]. Praha, [cit. 2013-10-18]. Dostupné z: <<http://www.pvl.cz/files/download/hydrologicke-informace/zpravy-o-povodni/2011-07-zprava-o-povodni.pdf>>
- POVODÍ VLTAVY, s.p. (2014): Souhrnná zpráva o povodni správce vodních toků v dílčích povodích horní Vltavy, Berounky a dolní Vltavy červen 2013 [online]. Praha, [cit. 2014-02-18]. Dostupné z: <<http://www.pvl.cz/files/download/hydrologicke-informace/zpravy-o-povodni/2013-06-zprava-o-povodni-vt.pdf>>
- QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Studia Geographica ČSAV, Brno, 80 s.
- ROUHANI, H., WILLEMS, P., FEYEN, J. (2009): Effect of watershed delineation and areal rainfall distribution on runoff prediction using the SWAT model. Hydrology Research. 40 (6), 505-519.
- RŮŽIČKOVÁ, M. (2009): Vliv prostorového rozložení srážek v povodí horní Chomutovky na výsledky simulací v modelu HEC-HMS. Diplomová práce, Praha, 131 s.
- ŘEZÁČOVÁ, D. (2007): Fyzika oblaků a srážek. Vyd. 1. Praha: Academia, 574 s.
- SITAŘ, J. (2007): Modelování vlivu antropogenních úprav koryta jihočeské Blanice na průběh povodní. Diplomová práce, PíF UK, Praha, 136 s.
- SOKOL, Z., ŘEZÁČOVÁ, D. (2001): Statistická korekce denních srážkových úhrnů stanovených radarem s využitím klasifikované regrese. Meteorologické zprávy, 54 (2): 46-56.
- SOKOL, Z., ŘEZÁČOVÁ, D., PEŠICE, P. (2003): Odhad bodových i plošných srážek s využitím srážkoměrných a radarových dat. Meteorologické zprávy, 56 (1) 1-12.
- STEHLÍK, M. (2004): N-letost srážek a průtoků při povodni 2002 v povodí Otavy. In: Sborník příspěvků závěrečného semináře projektu GAČR 205/03/Z046, Praha, 240 s.
- SYED, K. H., GOODRICH, D. C., MYERS, D. E., AND SOROOSHIAN, S. (2003): Spatial characteristics of thunderstorm rainfall fields and their relation to runoff, Journal of Hydrology, 271: 1–21.
- ŠÁLEK, M. (2010): Operational application of the precipitation estimate by radar and raingauges using local bias correction and regression kriging. In: Sixth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD 2010), National Meteorological Administration of Romania, Sibiu.
- 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.
- ŠEFRNA, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodním. In Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní, s. 196-212.
- ŠERCL, P. (2004): Odvozování fyzicko-geografických charakteristik povodí v GIS. Český hydrometeorologický ústav, Praha, 27 s.

- 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, PřF UK, Praha, 162 s.
- ŠERCL, P. (2008): Hodnocení metod odhadu plošných srážek. Meteorologické zprávy, 61 (2): 33-43.
- ŠERCL, P. (2011): AGHydroInterpolace (Interpolační procedury pro ArcGIS 10.x). Uživatelská příručka, Praha Český Hydrometeorologický Ústav, 18 s.
- TESAŘ, M., ŠÍR, M., PRAŽÁK, J., LICHNER, L. (2004): Instability driven flow and runoff formation in a small catchment. *Geologica Acta*, 2 (2): 147–156.
- TOLASZ, R. (Ed.) (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a UP v Olomouci, Praha a Olomouc, 255 s.
- USACE (1994): Flood-Runoff Analysis. Engineer Manual 1110-2-1417 [online]. [cit. 2013-11- 9]. <http://www.publications.usace.army.mil/Portals/76/Publications/EngineerManuals/EM_1110-2-1417.pdf>.
- VLASÁK, T. (2005): Přehled a klasifikace historických povodní na Blanici. In: Langhammer, J. (Ed.), Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní. PřF UK Praha, s. 138-146.
- VLASÁK, T. (2008): Návrh databanky povodní Otavy a její využití v protipovodňové ochraně. Disertační práce, PřF UK, Praha, 144 s.
- WAINWRIGHT, J., MULLIGAN M. (2004): *Environmental Modelling : Finding Simplicity in Complexity*. London: John Wiley & Sons, Ltd, 408 s.
- WOOD, S. J., JONES, D. A., MOORE, R. J. (2000): Static and dynamic calibration of radar data for hydrological use. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4 (4): 545-554.
- ZACHAROV, P., ŠÁLEK, M., NOVÁK, P. (2004): Porovnání různých metod využívajících radarová a srážkoměrná měření pro odhad srážek. *Meteorologické zprávy*, 57 (6): 157-167.
- ZHANG , H. L., WANG, Y. J., WANG, Y. Q., LI, D. X., WANG X. K (2013): The effect of watershed scale on HEC-HMS calibrated parameters: a case study in the Clear Creek watershed in Iowa, USA. *Hydrology & Earth System Sciences*, 17 (7): 965-998.

9.2. DATOVÉ A MAPOVÉ ZDROJE

Data vegetačního pokryvu CORINE Land Cover 2006, MŽP ČR

Digitální báze vodohospodářských dat DIBAVOD, VÚV T.G.M

Mapové služby portálu veřejné správy ČR, <http://geoportal.gov.cz/web/guest/home>

Půdní mapa ČR 1 : 50 000, list 32-21 Prachatice, ČGS

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

Data z mapového serveru MAPY.CZ, <<http://mapy.cz>>

Srážková data ze stanic Frantoly, Prachatice, Spálenec, Ktiš, Mlynářovice, Markov, ČHMÚ

Srážková data ze stanic Husinec, Arnoštov, PVL

Průtoky z limnigrafické stanice Blanický Mlýn, ČHMÚ

Radarové odhady hodinových úhrnů srážek, ČHMÚ

Vodní stavy a průtoky z hladinoměřů Tetřívčího a Zbytinského potoka, KFGG PřF UK

10. SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK A PŘÍLOH

10.1. OBRÁZKY

Obrázek 3.1: Schéma odtokového procesu (Just et al., 2005)	10
Obrázek 3.2: Vznik povrchového odtoku: a) infiltration excess, b) saturation excess, c) return flow (Beven 2012).....	11
Obrázek 3.3: Maximální dosah radarů ČHMÚ.....	19
Obrázek 4.1: Přehledová mapa zájmové oblasti (www.mapy.cz, vrstvy ZABAGED).....	26
Obrázek 4.2: Hydrografická síť povodí horní Blanice (ZABAGED)	27
Obrázek 4.3: Geologické poměry v povodí horní Blanice (ČGS in Hintnaus, 2008)	28
Obrázek 4.4: Hypsografie a sklonitost v povodí horní Blanice (ZABAGED).....	30
Obrázek 4.5: Relativní zastoupení ploch o dané expozice svahů povodí horní Blanice (ZABAGED)....	30
Obrázek 4.6: Půdní mapa povodí horní Blanice (ČGÚ).....	31
Obrázek 4.7: Vegetační pokryv v povodí horní Blanice (CORINE Landcover 2006)	33
Obrázek 4.8: Roční úhrn srážek ve stanici Spálenec (SPA) v období 1961-2012 (ČHMÚ).....	34
Obrázek 4.9: Plošné rozložení srážek v povodí horní Blanice 1990-2012	35
Obrázek 4.8: Chod ročních průtoků v Blanickém Mlýnu (1953-2012) (ČHMÚ)	36
Obrázek 4.9: Průměrné denní průtoky ve stanici Blanický Mlýn (1952-2011) (ČHMÚ).....	37
Obrázek 4.10: Podíly dlouhodobých průměrných měsíčních průtoků na celkovém ročním odtoku na stanici Blanický Mlýn (1953 – 2009) (ČHMÚ)	37
Obrázek 4.11: Sezonalita povodní na stanici Blanický Mlýn (1953 – 2011) (ČHMÚ)	38
Obrázek 5.1: Průtoková vlna ve stanici Blanický Mlýn a úhrn srážek ze stanice Spálenec 6. – 16. 8. 2002	44
Obrázek 5.2: Průtoková vlna ve stanici Blanický Mlýn a úhrn srážek ze stanice Spálenec 15. – 26. 8. 2005	45
Obrázek 5.3: Průtoková vlna ve stanici Blanický Mlýn a úhrn srážek ze stanice Spálenec 22. – 30. 6. 2009	46
Obrázek 5.4.: Průtoková vlna ve stanici Blanický Mlýn a úhrn srážek ze stanice Spálenec 9. – 12. 7. 2011	46
Obrázek 5.5: Průtoková vlna ve stanici Blanický Mlýn a úhrn srážek ze stanice Spálenec 30. 5. – 7. 6. 2013	47
Obrázek 5.6: Část skriptu pro tvorbu časových řad srážkových úhrnů z radarových dat	50
Obr. 5.7: Schéma povodí horní Blanice v modelu HEC-HMS pro 21 subpovodí (a) a 45 subpovodí (b) 52	

Obrázek 5.8: Výsledné hodnoty CN_{II} pro horní povodí Blanice.....	55
Obrázek 5.9: Schéma metody exponenciálního poklesu (Feldman, 2000).....	56
Obrázek 6.1: Hydrogramy pro epizodu 30. 5. – 7. 6. 2013, varianta 45 subpovodí.....	60
Obrázek 6.2: Hydrogramy pro 2 varianty prostorového členění povodí horní Blanice (pro epizodu 22. – 30. 6. 2009).....	61
Obrázek 6.3: Rozložení srážek v pramenné oblasti Blanice 6. – 8. 8. 2002 a 11. – 13. 8. 2002 (hodinové radarové odhady srážek).....	63
Obrázek 6.4: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 6. – 10. 8. 2002.....	64
Obrázek 6.5: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 11. – 16. 8. 2002.....	65
Obrázek 6.7: Průměrný srážkový, odtoková výška úhrn a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 6. – 10. 8. 2002.....	65
Obrázek 6.8: Průměrný srážkový úhrn, odtoková výška a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 11. – 16. 8. 2002.....	66
Obrázek 6.9: Rozložení srážek v pramenné oblasti Blanice 15. – 17. 8. 2005 a 21. – 23. 8. 2005 (hodinové radarové odhady srážek).....	66
Obrázek 6.10: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 15. – 19. 8. 2005.....	67
Obrázek 6.11: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 20. – 26. 8. 2005.....	67
Obrázek 6.12: Průměrný srážkový úhrn, odtoková výška a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 15. – 19. 8. 2005.....	68
Obrázek 6.13: Průměrný srážkový úhrn, odtoková výška a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 20. – 27. 8. 2005.....	68
Obrázek 6.14: Rozložení srážek v pramenné oblasti Blanice 22. – 25. 6. 2009 (hodinové radarové odhady srážek).....	69
Obrázek 6.15: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 22. – 30. 6. 2009.....	70
Obrázek 6.17: Rozložení srážek v pramenné oblasti Blanice 10. 7. 2011 (od 7-7h) a 11. 7. 2011 (od 7-7h) (hodinové radarové odhady srážek).....	71
Obrázek 6.18: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 9. – 12. 6. 2011.....	72
Obrázek 6.19: Průměrný srážkový úhrn, odtoková výška a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 9. – 12. 7. 2011.....	72
Obrázek 6.20: Rozložení srážek v pramenné oblasti Blanice 30. – 31. 5.2013 a 1. – 3. 6. 2013 (hodinové radarové odhady srážek).....	73
Obrázek 6.21: Hydrogramy v závěrovém profilu Blanický Mlýn 30. 5. – 7. 6. 2013.....	74
Obrázek 6.22: Průměrný srážkový úhrn, odtoková výška a odtokový koeficient v povodí horní Blanice 30. 5. – 7. 6. 2013.....	74
Obrázek 6.23: Hydrogramy 22. – 30. 6. 2013 pro Zbytinský a Tetřívčí potok.....	76

Obrázek 6.24: Hydrogramy 9. – 13. 7. 2011 pro Zbytinský a Tetřívčí potok.....	77
Obrázek 6.25: Hydrogramy 22. – 27. 6. 2009 pro Zbytinský a Tetřívčí potok.....	77

10.2. TABULKY

Tabulka 3.1: Přehled dostupných modelů pro jednotlivé části hydrologického cyklu (Feldman, 2000)	24
Tabulka 4.1: Charakteristiky vybrané klimatické oblastí dle Quita (Atlas podnebí Česka, 2007)	33
Tabulka 6.1: Hodnocení vlivu prostorového členění povodí Blanice (Blanický Mlýn) podle objektivních kritérií	62
Tabulka 6.2: Objektivní kritéria simulace Tetřívčího a Zbytinského potoka	75
Tabulka 6.3: Koeficient odtoku, odtoková výška, úhrn srážek Zbytinského a Tetřívčího potoka	76

10.3. PŘÍLOHY

Příloha 1: Parametry výpočtu objemu odtoku podle subpovodí	93
Příloha 2: Hodnoty CN pro třídy CORINE a hydrologické skupiny půd.....	94
Příloha 3: Retenční vodní kapacita a infiltrační schopnost půd v povodí Blanice.....	95
Příloha 5: Denní radarové odhady srážek pro epizodu 6. – 16. 8. 2002	96
Příloha 6: Denní radarové odhady srážek pro epizodu 15. – 26. 8. 2005	97
Příloha 7: Denní radarové odhady srážek pro epizodu 22. – 27. 6. 2009	98
Příloha 8: Denní radarové odhady srážek pro epizodu 9. – 11. 7. 2011	99
Příloha 9: Denní radarové odhady srážek pro epizodu 30. 5. – 7. 6. 2013	100

PŘÍLOHY

Příloha 1: Parametry výpočtu objemu odtoku podle subpovodí

hydro ID	plocha povodí [km ²]	sklon povodí [%]	délka toku [m]	S ₁₀₈₅ [m/km]	CN _{II}	S [mm]	I _a [mm]	Rc [h]	T _{loq} [h]	Tc [h]
W1030	1,514	10,386	2333,675	358,270	64,1	142,321	28,464	7,534	0,785	1,309
W1070	1,701	11,314	1689,655	240,240	65,6	133,156	26,631	6,142	0,559	0,931
W1080	1,514	12,304	2411,787	301,930	65,1	136,017	27,203	6,215	0,721	1,202
W1230	1,588	7,470	3565,757	61,850	65,1	135,907	27,181	5,360	1,265	2,108
W1270	1,676	9,260	2460,904	390,110	60,6	164,996	32,999	8,492	0,948	1,580
W1330	1,811	6,846	1955,685	216,350	51,2	242,500	48,500	8,812	1,165	1,942
W1420	2,514	8,386	3129,655	265,370	51,6	238,280	47,656	8,050	1,517	2,528
W1480	2,548	8,836	2778,183	288,810	51,6	238,205	47,641	7,951	1,343	2,239
W1520	0,906	10,900	2104,924	216,060	53,6	220,312	44,062	6,100	0,922	1,537
W1670	1,644	7,117	1925,391	206,100	50,4	249,972	49,994	8,405	1,151	1,918
W1680	1,478	7,143	2272,376	219,730	50,5	248,826	49,765	8,567	1,308	2,179
W1720	1,910	10,882	2732,498	271,440	63,6	145,206	29,041	6,604	0,881	1,468
W1730	2,014	10,627	2659,361	385,180	56,6	194,781	38,956	7,584	1,043	1,738
W480	2,664	10,604	3011,615	74,550	66,3	128,826	25,765	4,332	0,899	1,498
W490	1,819	9,314	3076,051	263,590	70,2	107,861	21,572	7,393	0,880	1,467
W510	0,754	4,613	2128,356	138,440	63,8	144,093	28,819	10,332	1,103	1,838
W520	1,002	10,400	2395,219	324,910	68,1	119,169	23,834	7,278	0,722	1,203
W530	2,472	9,682	2524,214	372,910	66,4	128,250	25,650	8,073	0,814	1,357
W540	2,109	9,256	3343,625	304,070	68,6	116,302	23,260	7,801	0,986	1,643
W550	2,595	7,890	3970,732	150,340	65,5	134,017	26,803	6,955	1,330	2,217
W570	0,681	5,153	1567,401	164,620	75,2	83,601	16,720	10,045	0,600	0,999
W580	1,520	8,258	2863,503	196,720	66,4	128,245	25,649	7,356	0,975	1,626
W590	1,112	6,876	2480,071	93,020	67,6	121,994	24,399	6,579	0,926	1,543
W610	2,591	10,170	3175,929	319,780	64,3	140,747	28,149	7,367	1,009	1,681
W630	1,618	6,953	2792,376	222,100	58,1	183,538	36,708	8,783	1,292	2,153
W640	2,179	8,700	2512,376	298,000	53,9	216,854	43,371	8,136	1,177	1,962
W660	2,004	10,699	3363,503	359,680	55,9	200,321	40,064	7,368	1,276	2,127
W670	2,453	6,948	3414,041	179,660	53,0	225,531	45,106	8,173	1,726	2,876
W680	2,090	8,412	3132,498	162,490	53,8	218,139	43,628	6,790	1,434	2,389
W710	1,781	6,301	2602,792	209,260	68,9	114,781	22,956	9,303	0,970	1,617
W720	2,034	6,558	4012,742	161,410	54,9	208,322	41,664	8,247	1,923	3,205
W730	2,367	9,083	4270,488	256,360	60,0	169,601	33,920	7,469	1,513	2,522
W750	0,820	7,545	2343,381	115,780	75,2	83,617	16,723	6,589	0,684	1,139
W760	0,578	10,728	1772,254	139,790	57,9	184,812	36,962	5,322	0,726	1,210
W770	3,124	7,234	2991,787	151,460	53,2	223,118	44,624	7,468	1,511	2,519
W800	1,792	8,435	2969,899	247,520	51,8	236,742	47,348	7,824	1,444	2,407
W820	1,894	10,352	3244,924	310,020	52,3	231,334	46,267	7,188	1,379	2,299
W830	2,945	8,506	3246,224	234,280	53,0	225,274	45,055	7,628	1,497	2,495
W840	1,744	6,983	3065,513	217,830	53,4	221,399	44,280	8,695	1,561	2,602
W860	2,921	10,868	3335,341	329,480	52,5	229,994	45,999	7,063	1,371	2,285

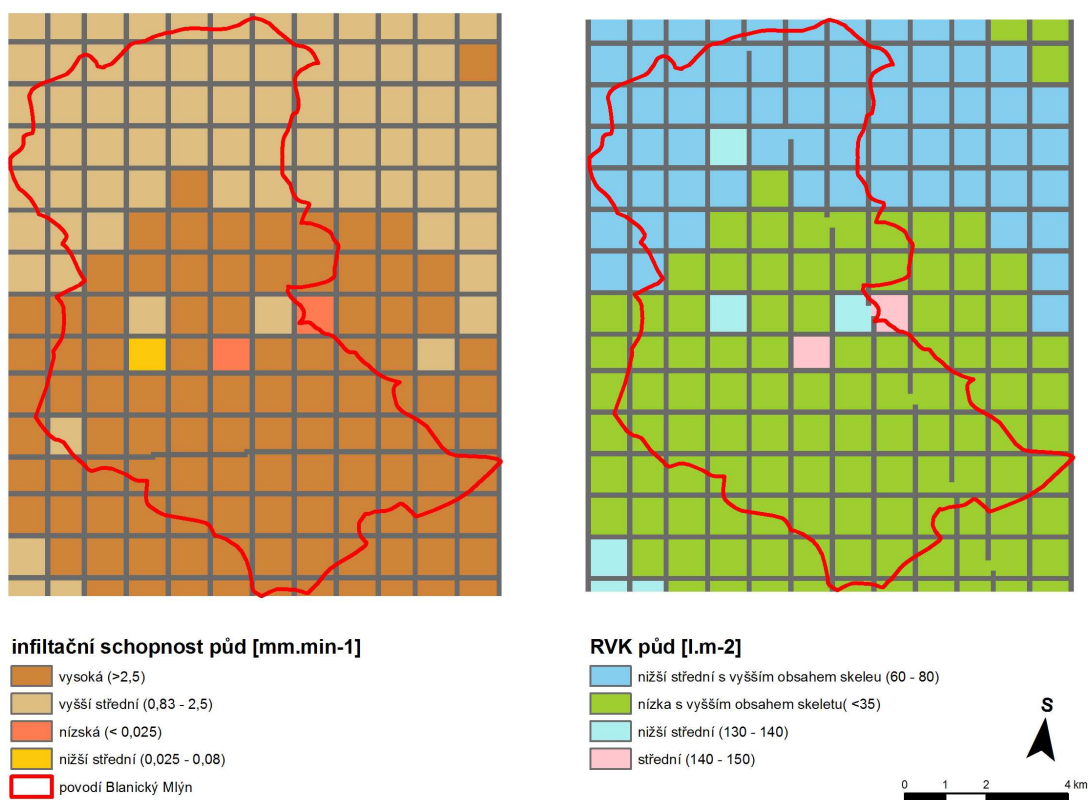
W870	2,396	16,760	3413,209	486,120	54,6	210,836	42,167	5,730	1,065	1,775
W880	3,591	8,079	3777,351	261,260	51,3	240,745	48,149	8,246	1,808	3,013
W890	0,781	6,290	1400,538	187,020	50,6	247,582	49,516	8,964	0,943	1,572
W900	2,483	12,348	3214,630	433,860	53,2	223,053	44,611	7,015	1,225	2,042
W920	0,989	8,771	2008,944	166,370	69,6	111,033	22,207	6,623	0,656	1,093

Pozámka.: povodí Zbytinského potoka je označeno W580 a povodí Tetřívčího potoka W630

Příloha 2: Hodnoty CN pro třídy CORINE 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	Nezavlažovaná 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	Jednoroční plodiny	65	75	83	86
242	Pole, louky, kultury	54	72	82	87
243	Zemědělské oblasti s přirozenou vegetací	58	69	77	80
311	Listnaté lesy	45	61	74	80
312	Jehličnaté lesy	45	61	74	80
313	Smíšené lesy	45	61	74	80
321	Přírodní louky	45	60	73	79
322	Vřesoviště a slatiny	99	99	99	99
324	Nízký porost v lese	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	90	90	90	90
511	Vodní toky	100	100	100	100
512	Vodní plochy	100	100	100	100

Příloha 3: Retenční vodní kapacita a infiltrační schopnost půd v povodí Blanice

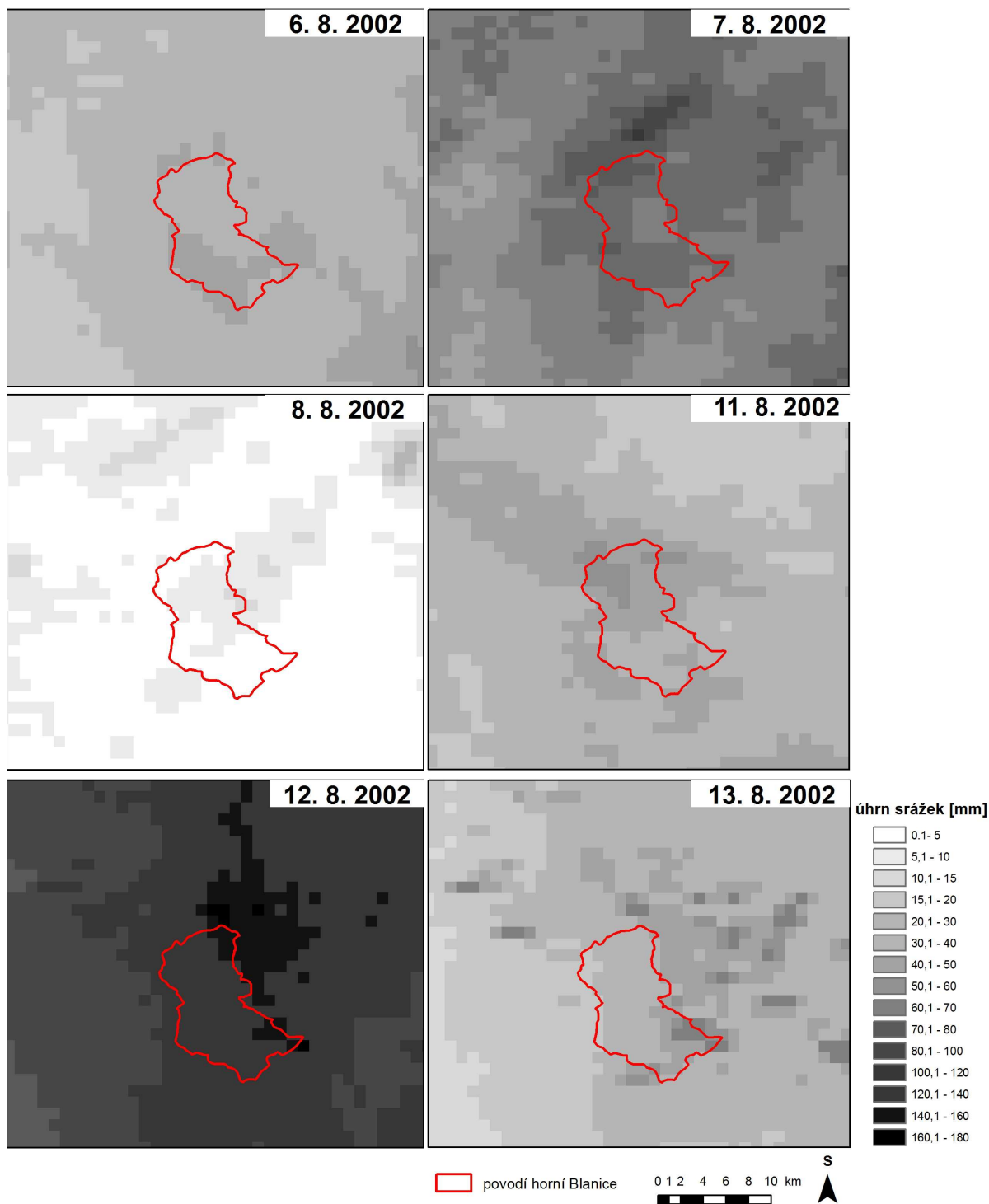


Příloha 4: Charakteristiky vybraných epizod

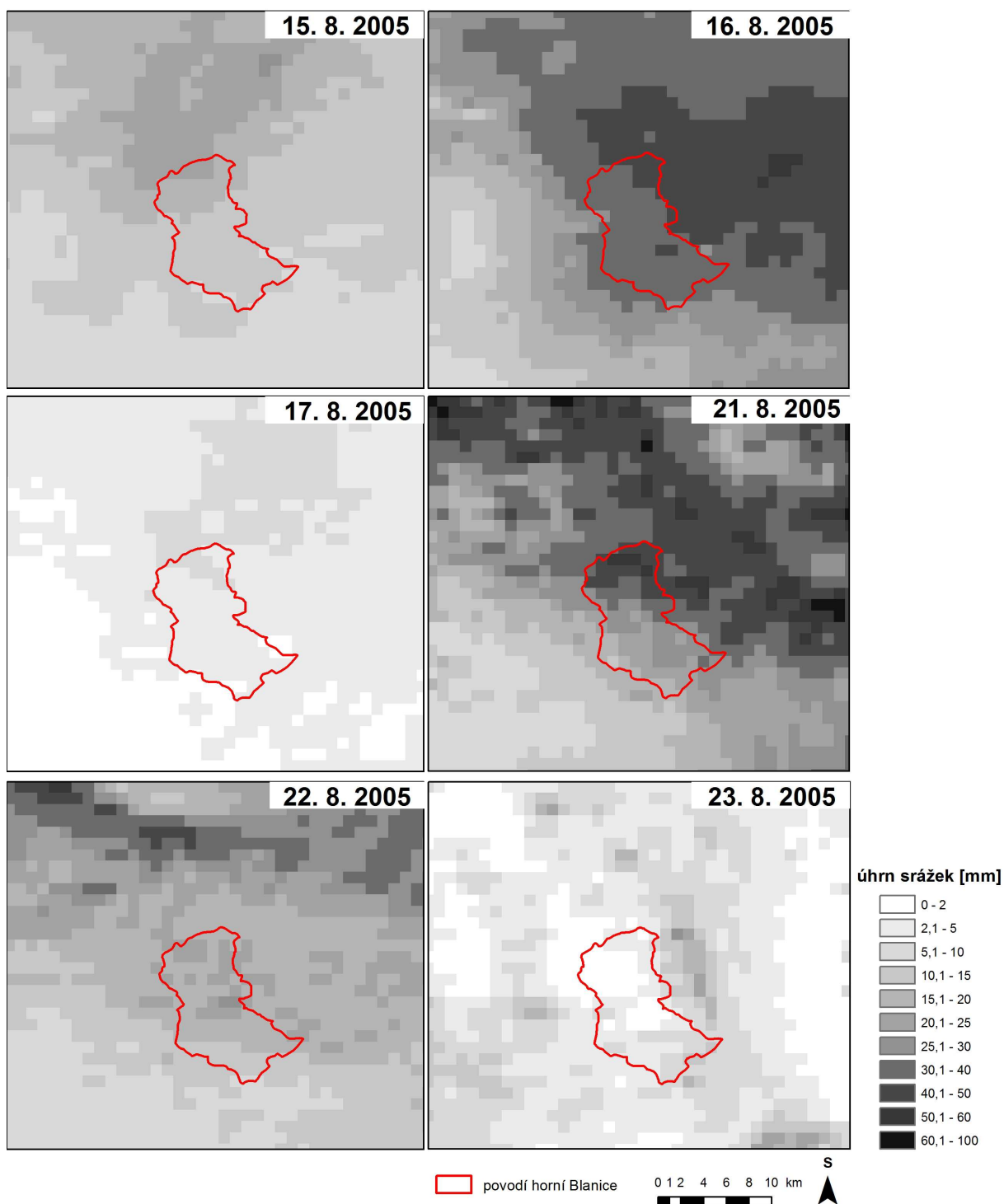
	EPIZODA						
	6.-10.8. 2002	11.-16.8. 2002	15.-19.8. 2005	20.-26.8. 2005	22.-30.6. 2009	9.-12.7. 2011	30.5-7.6. 2013
datum a čas kulminace	8.8.2002 0:00	12.8.2002 2 8:00	16.8.2005 18:00	22.8.2005 20:00	24.6.2009 9 3:00	11.7.2011 1 6:00	2.6.2013 8:00
velikost kulminace [m ³ .s ⁻¹]	47,54	202,1	27,68	24,28	38,40	19,4	60,3
extremita	Q ₅ - Q ₁₀	> Q ₁₀₀	Q ₂ - Q ₅	Q ₂ - Q ₅	Q ₅ - Q ₁₀	Q ₁ - Q ₂	Q ₁₀ - Q ₅₀
průměrná srážka na povodí [mm]	135,1	174,9	73,1	58,5	162,5	58,4	170,3
příčinná povětrnostní situace	C	C	C	C	Ec	SWc2	C
doba prodlení [h]	11	10	12	7	13	7	10
doba do kulminace [h]	32	19	31	43	23	33	47
objem [1000m ³]	7264,2	8717,1	3054,4	3719,9	6628,3	1051,3	9568,7

Poznámka: **doba do kulminace** je čas od počátku srážky do kulminace, **doba prodlení** je čas od maximálního úhrnu srážky do kulminace

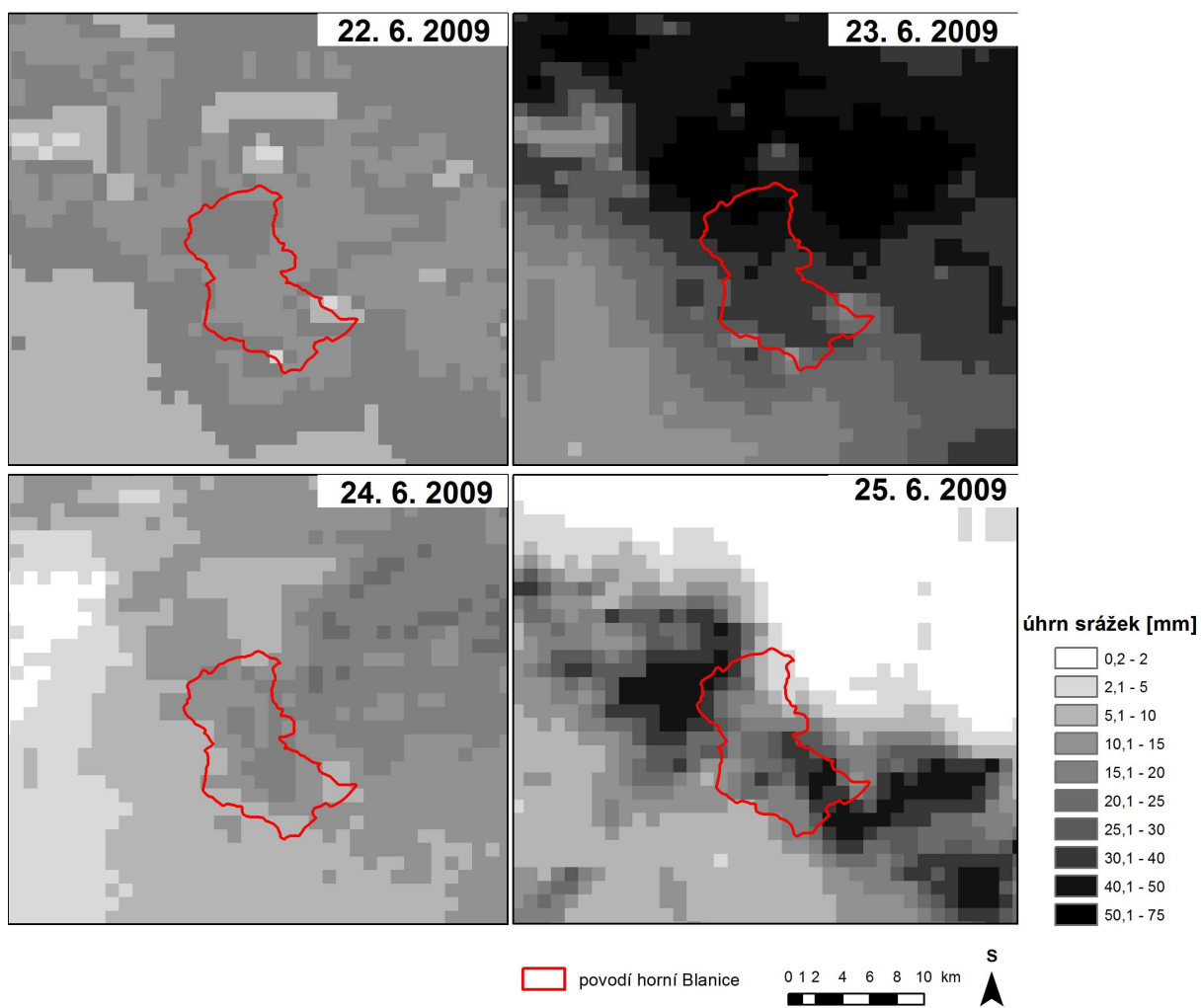
Příloha 5: Denní radarové odhady srážek pro epizodu 6. – 16. 8. 2002



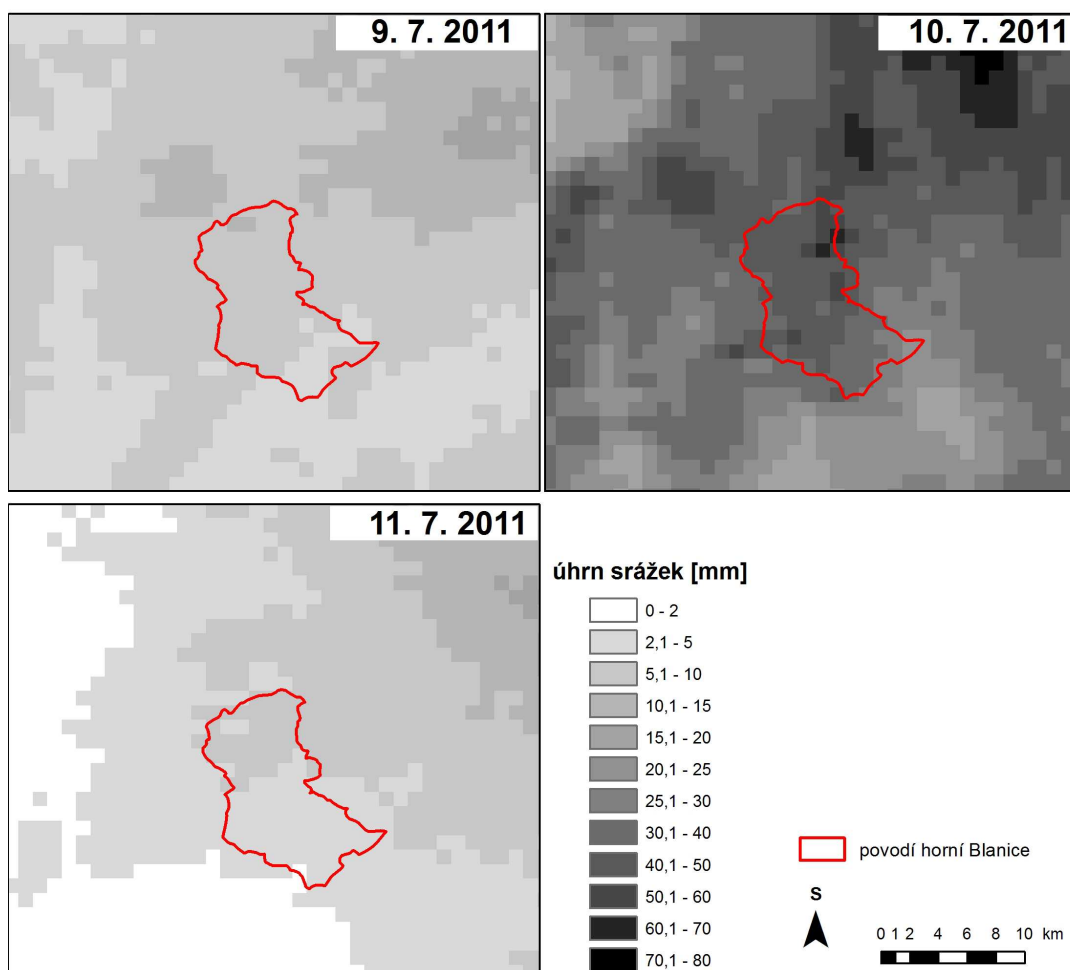
Příloha 6: Denní radarové odhady srážek pro epizodu 15. – 26. 8. 2005



Příloha 7: Denní radarové odhady srážek pro epizodu 22. – 27. 6. 2009



Příloha 8: Denní radarové odhady srážek pro epizodu 9. – 11. 7. 2011



Příloha 9: Denní radarové odhady srážek pro epizodu 30. 5. – 7. 6. 2013

