

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**

Katedra fyzické geografie a geoekologie



Zuzana Šmrhová

**VLIV MALÝCH VODNÍCH NÁDRŽÍ NA VÝSKYT  
EXTRÉMních ODTOKOVÝCH EPIZOD V POVODÍ  
HORNÍ OTAVY**

Impact of small water reservoirs on the occurrence of extreme runoff  
episodes in the upper Otava River basin

Diplomová práce

Vedoucí práce: RNDr. Jan Kocum, Ph.D.

Praha 2014

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citovala.

Jsem si vědoma toho, že případné použití výsledků, získaných v této práci, mimo Univerzitu Karlovu v Praze je možné pouze po písemném souhlasu této univerzity. Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

Ve Svěradicích dne 11. srpna 2014

Zuzana Šmrhová

.....

Na tomto místě bych ráda poděkovala vedoucímu mé práce RNDr. Janu Kocumovi, Ph.D. za poskytnuté podklady a vedení celé práce, RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph.D. za cenné rady a připomínky a v neposlední řadě mé rodině a přátelům za trpělivost, kterou se mnou během celého studia měli.

## **Abstrakt**

Hlavním cílem práce je prokázání vlivu malých vodních nádrží na extrémní odtokové situace v povodí horní Otavy. Systém malých vodních nádrží představuje účinné protipovodňové zařízení, které je možné realizovat bez větších zásahů do krajiny. Rešeršní část práce obsahuje shrnutí poznatků o srážko-odtokovém procesu, malých vodních nádržích a hydrologickém modelování. Samotný výzkum je aplikován na modelovém povodí Roklanského potoka, nacházejícím se v centrální části Šumavy, kde se vyskytují srážkoměry a hladinoměrná zařízení poskytující data potřebná pro modelování. Náplní práce je výběr vhodných podkladových dat a použitých metod pro tvorbu digitálního modelu terénu, ze kterého dále vychází většina parametrů používaných během modelování srážko-odtokového procesu. Modelování srážko-odtokového procesu je prováděno v programu HEC – HMS (Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System), který se v současnosti řadí mezi jedny z nejvíce využívaných simulačních programů. Hlavní částí práce je samotná simulace srážko-odtokového procesu, aplikovaná na dvou reálných událostech a srovnání chování povodí při zapojení klauz a bez jejich využití.

**Klíčová slova:** srážko-odtokové modelování, protipovodňová ochrana, retenční schopnost krajiny, malé vodní nádrže, Roklanský potok

## **Abstract**

The main objective of this thesis is to prove the influence of small water reservoirs on the extreme runoff situations in a watershed of upper Otava River. The system of small water reservoirs represents an effective part of flood protection, which can be realized without greater changes of landscape. The research part of this thesis includes a summary of knowledge about rainfall-runoff process, small water reservoirs and hydrological modeling. The work is applied to model watershed of Roklanský creek, which is situated in a central part of Šumava Mountains. There are a few rain gauges and laser sensors situated in this watershed, whose are needed for the modeling process. The thesis contains a selection of appropriate data and methods for a creation of digital model of terrain. This digital model of terrain is used for creation of most of the parameters, whose are used for modeling of rainfall-runoff process. This modeling is done in hydrological modeling program HEC – HMS (Hydrologic Engineering Center –

Hydrologic Modeling System). HEC – HMS is one of the most used simulation programs. The main part of the thesis is a simulation of rainfall-runoff process, applied to two real rainfall-runoff episodes. Next important part of the thesis is a comparison of this simulation with and without influence of small water reservoirs.

**Key words:** rainfall-runoff modeling, flood protection, landscape retention capacity, small water reservoirs, Roklanský creek

## Obsah

1.	Úvod.....	3
1.1.	Cíle práce.....	4
1.2.	Podporující projekty.....	4
2.	Teoretické poznatky.....	6
2.1.	Srážko – odtokový proces.....	6
2.1.1.	Základní charakteristiky srážko – odtokového procesu.....	6
2.1.2.	Hydrologická bilanční rovnice.....	7
2.1.3.	Parametry srážko – odtokového procesu.....	8
2.1.3.1.	Srážky.....	8
2.1.3.2.	Evapotranspirace.....	9
2.1.3.3.	Intercepce.....	10
2.1.3.4.	Infiltrace.....	11
2.1.3.5.	Povrchový odtok.....	12
2.1.3.6.	Podpovrchový odtok.....	13
2.2.	Malé vodní nádrže.....	14
2.2.1.	Historie malých vodních nádrží.....	14
2.2.2.	Dělení malých vodních nádrží.....	16
2.2.3.	Vlastnosti a prvky nádrže.....	19
2.3.	Extrémní hydrologické jevy.....	23
2.3.1.	Klimatická změna.....	23
2.3.2.	Povodně.....	26
2.3.2.1.	Předběžné a příčinné faktory povodně.....	28
2.3.2.2.	Protipovodňová ochrana.....	29
2.3.3.	Sucho.....	34
2.4.	Hydrologické modelování.....	35
2.4.1.	Historie hydrologického modelování.....	36
2.4.2.	Dělení hydrologických modelů.....	37
2.4.3.	Jednotkový hydrogram.....	42
2.4.4.	Modely neuronových sítí.....	44
2.4.5.	Hydrologický model HEC – HMS.....	49
3.	Charakteristika zájmového území.....	53
3.1.	Geologie, geomorfologie, pedologie.....	54

3.2.	Klimatické podmínky .....	58
3.3.	Biogeografické poměry .....	59
3.4.	Hydrologické poměry .....	60
4.	Data a metodika .....	65
4.1.	Výběr dat a metodiky pro tvorbu digitálního modelu terénu .....	66
4.2.	Charakteristiky elementárních ploch .....	72
4.3.	Transformace přímého odtoku .....	75
4.4.	Odtoková ztráta .....	76
4.5.	Podzemní odtok .....	78
4.6.	Průtok korytem toku .....	79
4.7.	Výběr datových řad .....	80
4.7.1.	Srážková data .....	81
4.8.	Kalibrace a validace .....	82
4.9.	Charakteristiky nádrží .....	84
4.10.	HEC - HMS .....	86
5.	Výsledky .....	88
6.	Diskuze .....	95
6.1.	Nejistoty v hydrologickém modelování .....	96
7.	Závěr .....	100
8.	Použitá literatura .....	102
9.	Seznam obrázků .....	109
10.	Seznam tabulek .....	111

## 1. Úvod

Extrémní hydrologické jevy jsou v posledních desetiletích stále častěji diskutovaným tématem. Povodně a epizody dlouhotrvajícího sucha se za posledních dvacet let vyskytují nejen ve zvýšené míře, ale především také ve zvýšené extemitě, což je stále častěji spojováno s pojmem klimatická změna. Na území České republiky byl v posledních několika desetiletích pozorován nárůst průměrné teploty a s ním spojený nárůst evapotranspirace a podstatné změny v ročním rozložení srážek. V budoucnu lze proto předpokládat zvýšenou četnost epizod sucha a změnu v ročním rozložení zvýšených průtokových situací. Povodňové události jsou na území České republiky typem přírodní katastrofy, která působí největší škody na majetku a zároveň s sebou nese i největší ztráty na lidských životech. Obzvláště po katastrofálních povodních v srpnu 2002, které dosáhly veřejností naprosto neočekávaného rozsahu, se pozornost začala čím dál více soustředit na téma komplexní protipovodňové ochrany.

V současnosti se hlavní zaměření protipovodňové ochrany přesouvá z aktivní ochrany osídlených území ke zvyšování retence vody v krajině. Retenční schopnost krajiny je schopná do značné míry ovlivnit velikost kulminace povodňového průtoku, ale především dobu zdržení vody v krajině, a tím navýšit čas potřebný k evakuaci obyvatelstva ze záplavových území. Absolutní ochrana před povodněmi však není možná. Povodně jsou a vždy byly součástí našich přírodních podmínek, jak dokazují i četné historické záznamy českých archivářů. Je tedy potřeba naučit se s nimi žít a počítat s dalšími povodňovými událostmi i do budoucna.

Navýšení retenčních schopností krajiny je dosahováno různými způsoby. Může se jednat například o změnu krajinného pokryvu území, revitalizaci vodních toků či využití malých vodních nádrží a suchých poldrů. Právě využití suchých poldrů je jedním z velmi účinných způsobů jak lokálně navýšit retenční schopnost území. Poldr je schopen zachytit část povodňové vlny a tím snížit hodnotu kulminačního průtoku a oddálit dobu nástupu povodně v osídleném území. Lze je také poměrně snadno začleňovat do krajiny a během období bez výskytu povodňových událostí mohou být hospodářsky využívány. Malé vodní nádrže mají sice sníženou možnost zachycení povodňových průtoků, lze je však využívat i v obdobích dlouhotrvajícího sucha, například jako zdroje vody pro závlahy.



V pramenné oblasti Vydry se pro využití jako suché poldry nabízejí klauzy, dnes již poničené nádrže používané v minulosti taktéž k retenci vody. Celá oblast je charakteristická častým výskytem povodňových událostí. Malá horská povodí jsou velmi citlivá na extrémní srážkové úhrny a dochází zde k velmi rychlému a podstatnému navýšování průtoků a vybřezování vody z koryt. Využitím bývalých klauz jako řízených suchých poldrů by bylo možné částečně navýšit retenci v pramenné oblasti Otavy a snížit tak povodňové průtoky, které často zasahují především Sušici a menší obce nacházející se na řece Otavě. Při využití jako malé vodní nádrže by byl snížen objem vody, který je možné zachytit, bylo by však možné zachovávat povodňový objem po delší dobu a využívat ho k navýšování průtoků během méně vodných období.

### **1.1. Cíle práce**

Mezi hlavní cíle práce patří stručné seznámení s problematikou extrémních hydrologických událostí, protipovodňové ochrany a hydrologického modelování. Stěžejním cílem práce je analýza chování vybraného povodí během zvolených srážko-odtokových událostí v programu HEC – HMS. Jelikož je jedním z hlavních podkladových zdrojů dat pro program rastr digitálního modelu terénu (DMT), je zvýšený zájem věnován i výběru vhodné metodiky a dat pro vytvoření co nejpřesnějšího digitálního modelu terénu. S jeho použitím je pak snahou docílit co nejkvalitnějšího modelu povodí, který co možná nejpřesněji charakterizuje podmínky v zájmovém území. Vytvořený model pak slouží ke zjištění potencionální role využití suchých poldrů během zvýšených odtokových epizod.

Základní hypotézou práce je kladný vliv zapojení suchých poldrů do systému během epizod zvýšených průtoků. Obecně lze očekávat snížení kulminačního průtoku povodňové vlny, její zploštění a navýšení doby doběhu. Vzhledem k tomu, že v zájmovém území jsou uvažovány pouze dvě klauzy nacházející se v pramenné oblasti, není předpokládán jejich příliš významný vliv na průtoky v závěrovém profilu celého povodí. Lze však očekávat výrazné snížení průtoků v uzávěrových profilech dílčích subpovodí, ve kterých se klauzy vyskytují.

### **1.2. Podporující projekty**

Svým rozsahem a sledovanou problematikou práce navazuje a čerpá poznatky z několika projektů řešených na Katedře fyzické geografie a geoekologie PřF UK.

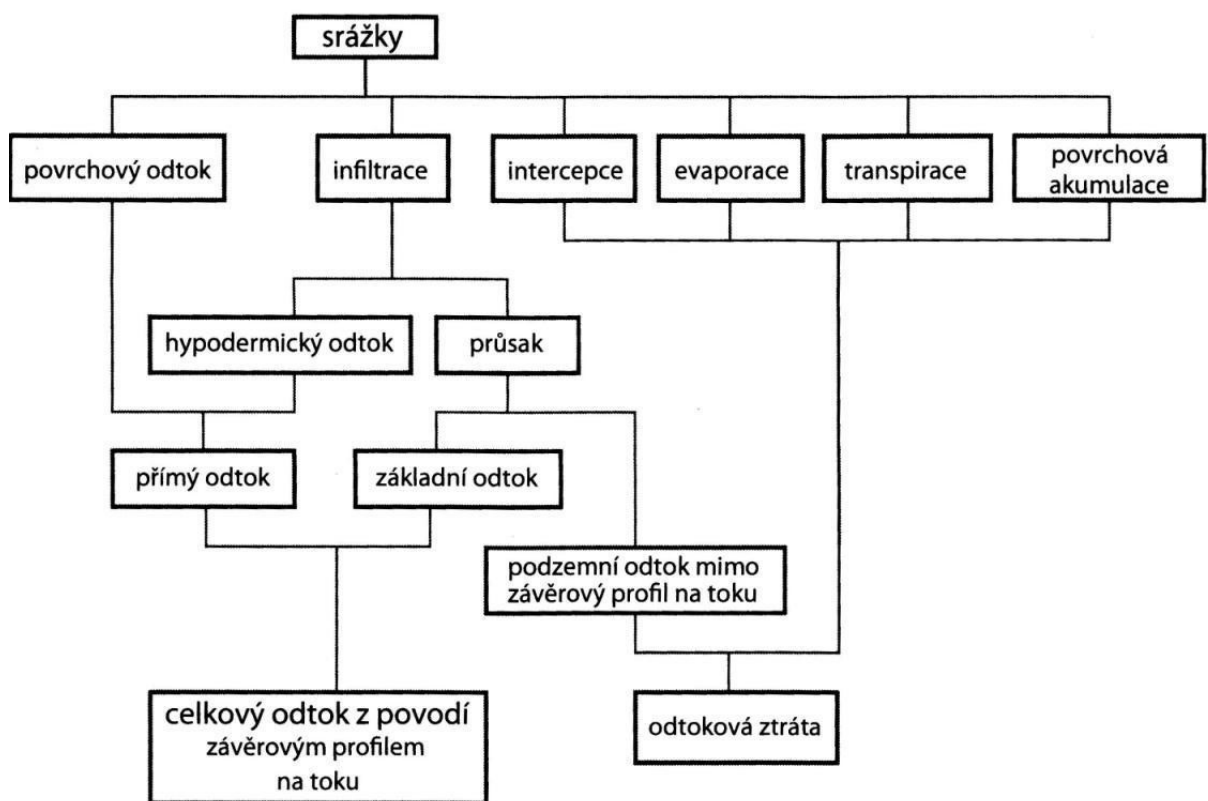
Samotná diplomová práce je zpracovávána v rámci projektu GAČR 13-32133S Retenční potenciál pramenných oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům, jehož hlavním řešitelem je Prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc. Doba řešení projektu je stanovena na období 2013 – 2017. V zájmové lokalitě je v současnosti řešen i projekt GAČR P209/12/0997 – Vliv disturbancí horské krajiny na dynamiku fluviálních procesů, s dobou řešení 2012 – 2014, jehož hlavním řešitelem je Doc. RNDr. Jakub Langhammer, Ph. D. Svým tématem práce navazuje na již ukončené projekty, například GA UK, 2371/2007 - Retence vody v pramenných oblastech řek jako nástroj integrované protipovodňové ochrany a řešení problému sucha, s obdobím řešení 2007 – 2009 a hlavním řešitelem RNDr. Janem Kocumem, Ph. D., projekt VaV, SM/2/57/05 - Dlouhodobé změny poříčních ekosystémů v nivách toků postižených extrémními záplavami, s obdobím řešení 2005 – 2008 a hlavním řešitelem Doc. RNDr. Jakubem Langhammerem, Ph. D. či na projekt GA UK, 255/2006 - Využití matematických modelů pro simulaci srážko-odtokových procesů v závislosti na změnách struktury vegetačního pokryvu, s obdobím řešení 2006 – 2008 a hlavním řešitelem RNDr. Michalem Jeníčkem, Ph. D.

## 2. Teoretické poznatky

### 2.1. Srážko – odtokový proces

#### 2.1.1. Základní charakteristiky srážko – odtokového procesu

Srážko – odtokový proces je velmi složitým dějem přeměny srážek na odtok, kterým se nejen v současnosti zabývá mnoho hydrologů. Lze tak nazvat souhrn všech dějů od vstupu vody v podobě srážky do povodí až po jeho opuštění, ať již v podobě odtoku či výparem (obr. 1).



obr. 1 – Schéma srážko-odtokového procesu (Královec, 2009)

Hlavním zdrojem srážko – odtokového procesu jsou srážky, ať již ve formě pevné či kapalné. Jejich část je intercepční zachycena na povrchu rostlin, stromů či budov a může podléhat evapotranspiraci, tedy být odpařována. U části srážek dochází k přímému odparu zpět do atmosféry. Po dopadu srážek na zemský povrch se jejich část infiltrované do půdy. Část takto infiltrovaných srážek je využita rostlinami a zpětně transpirována do atmosféry. Voda, která infiltrované hlouběji, se účastní podzemního odtoku. Voda, která dopadla na zemský povrch a nebyla infiltrována, nejprve vyplňuje

malé terénní deprese, odkud může docházet k jejímu dalšímu výparu. Po překročení objemové kapacity deprese se srážková voda začíná podílet na povrchovém odtoku (Gupta, 2001). Celý tento proces lze zjednodušeně vyjádřit pomocí bilanční rovnice.

### 2.1.2. Hydrologická bilanční rovnice

Globální hydrologický systém je tvořen čtyřmi hlavními prvky a toky mezi nimi. Oceánem, pevninskými vodami, ledovci a atmosférou. Celkový objem vody zúčastňující se této výměny bývá stanoven mezi 1,38 až 1,5 mld. km<sup>3</sup>. Přestože převažují toky v plynné a kapalně formě, je možná i výměna množství vody ve formě pevné látky (Jones, 1997).

Pro kvantitativní vyjádření hydrologického cyklu je využíváno bilanční rovnice. Ve zjednodušené formě ve tvaru:

$$H_S = H_O + H_V + H_R,$$

kde  $H_S$  značí množství vody spadlé ve srážkách,  $H_O$  množství vody odtoklé povrchovým a podpovrchovým odtokem,  $H_V$  klimatický výpar a  $H_R$  změnu zásoby vody v povodí (Dub, Němec a kol., 1969).

Jelikož je rovnice v tomto tvaru velmi zjednodušená, jsou často používány její komplexnější varianty. Velmi často využívaným tvarem pro výpočet pro za hydrologický rok je rovnice:

$$H_S = H_O + H_V +/- H_R +/- H_U,$$

kde  $H_S$  vyjadřuje roční výšku srážek spadlých na povodí,  $H_O$  roční výšku odtoku,  $H_V$  roční výšku výparu,  $H_R$  roční změnu zásob vody v povodí a  $H_U$  výměnu vody se sousedním povodím (Langhammer, 2007).

Veškeré proměnné rovnice musí být vztaženy ke stejnému místu a času. To znamená, že všechny členy rovnice musí být uvažovány pro stejnou oblast a za stejnou nebo odpovídající si dobu (Dub, Němec a kol., 1969). Bilanční rovnice bývá nejčastěji používána pro hydrologický rok. Ten začíná v České republice 1. 11. a končí 31. 10. (Kemel a Kolář, 1980.) Posun hydrologického roku oproti kalendářnímu je různý, podle toho, v jakém klimatickém pásmu se oblast nachází. Podstatou je, aby všechny srážky, které na území spadnou, během téhož hydrologického roku odtékly (Dub, Němec a kol., 1969).

V případě hydrologické bilance pro celou Českou republiku jsou téměř jedinou dotací vodních zásob srážky. Přítok vody ze sousedních států je takřka zanedbatelný. Ročně odteče z našeho území v průměru 15,6 miliard m<sup>3</sup>, což je přibližně 28,8 %

spadlých srážek. Hlavním procesem výdeje vody z krajiny se tak na území republiky stává výpar (Janský a kol, 2006).

### **2.1.3. Parametry srážko – odtokového procesu**

#### **2.1.3.1. Srážky**

Množství vody obsažené v atmosféře bývá v ročním průměru určováno přibližně jako 500 000 km<sup>3</sup>. Toto množství by mělo odpovídat celkovému zemskému výparu, ve všech jeho možných formách. Přibližně 90 % veškeré atmosférické vodní páry se nachází v nejnižších 6 kilometrech atmosféry (Jones, 1997). Srážky, ať již ve formě deště či sněhu, jsou klíčovým parametrem hydrologické bilanční rovnice. Pojmem atmosférická srážka je označován výsledek kondenzace vodních par z ovzduší, který se dostává na zemský povrch v kapalném nebo pevném skupenství. Rozlišovat lze srážky horizontální (usazené) a srážky vertikální (padající). Množství vody vzniklé z horizontálních srážek je oproti vertikálním zanedbatelné a má význam jen ve výjimečných případech. Proto jsou horizontální srážky ve většině případů zanedbávány (Dub, Němec a kol., 1969). Významný vliv na charakter odtokového procesu má rozložení a množství spadlých srážek. Důležité je jejich množství, doba trvání, intenzita a vydatnost. Během prudkého intenzivního deště se do půdy infiltuje mnohem méně vody než při dlouhotrvajícím, ale méně intenzivním dešti. Během prudkých dešťů tedy dochází vzhledem ke snížené schopnosti infiltrace k rychlejšímu vzniku povrchového odtoku (Tarboton, 2003).

Sledování a měření srážek probíhá buďto distančně pomocí radarových dat, či přímo pozemním měřením. Pro pozemní měření je využívána síť srážkoměrných stanic. Stanice však zachycuje pouze srážky v daném bodě a proto je pro další použití získaných dat důležitý následný výběr vhodné interpolace. Pro převedení srážkových dat ze staničních na plošná byla vyvinuta mnoho numerických technik a metod. Mezi základní metody patří metody staničních a aritmetických průměrů a metody vážených průměrů. Metoda aritmetického průměru je jednoduchá metoda založená pouze na výpočtu aritmetických průměrů srážkových hodnot jednotlivých stanic. Všem stanicím je přiřazena stejná váha bez ohledu na jejich rozmístění a ostatní faktory. Mezi metody váženého průměru se řadí metoda Thiessenových polygonů a metoda izohyet. Metoda Thiessenových polygonů přiřazuje každé stanici plochu, v závislosti na důležitosti stanice

ve sledované oblasti. Metoda izohyet vychází z izohyetické mapy, na kterou je aplikována klasická kartografická interpolace (Gupta, 2011).

### 2.1.3.2. Evapotranspirace

Obecně lze rozeznávat tři hlavní druhy výparu. Vedle výparu z vodní hladiny a výparu ze sněhu a ledu, se mezi ně řadí i evapotranspirace. Samotná evapotranspirace lze rozdělit na dva samostatné cykly. Evaporace značí množství vody vypařované z holé půdy a transpirace množství vody, kterou spotřebují a následně odpaří rostliny (Dub, Němec a kol., 1969). Lze rozlišovat evapotranspiraci potenciální a aktuální. Aktuální evapotranspirace představuje skutečný výpar v dané oblasti za aktuálních podmínek, zatímco potenciální evapotranspirace představuje výpar z určitého povrchu za předem určených meteorologických podmínek. Podmínkou určování hodnoty potenciální evapotranspirace je předpoklad stále dostupné vody (Jones, 1997). Hodnota evapotranspirace je závislá na ploše výparu. Roste se zvyšující se teplotou vody a vzduchu a rostoucí rychlostí větru a naopak klesá při zvyšující se vlhkosti vzduchu. Z hlediska denního i sezónního cyklu je proces evapotranspirace velmi proměnlivý. Největší evapotranspirační potenciál vykazují v našich podmínkách husté vrbové porosty (Dostál a kol., 2012).

Vzhledem ke svému vlivu na hydrologické procesy je evapotranspirace zkoumána již poměrně dlouhou dobu. První pokusy o vyčíslení role výparu a transpirace rostlin v hydrologickém cyklu provedl a publikoval v roce 1802 John Dalton, který popsal potenciální výparnost. Výsledky jeho práce vedly v průběhu 19. století k vytvoření prvního evapotranspiračního modelu (Katul and Novick, 2009).

Vzhledem k jejich komplexnosti a složitosti, jsou evapotranspirační procesy jedněmi z nejhůře měřitelných. Přímá měření evaporačních ztrát jsou prováděna pomocí vodních nádrží a výparoměrů, zatímco evapotranspirační ztráty jsou většinou odvozovány z potenciální evapotranspirace či měřeny lyzimetry. Potenciální evapotranspirace lze měřit pomocí evapotranspirometru. Ten je tvořen nádobou, obsahující vzorek půdy s vegetačním krytem, který co nejreprezentativněji vystihuje podmínky dané oblasti. Úbytek množství vody způsobený výparem se zjišťuje vážením nádoby, popřípadě hydraulicky. Aktuální evapotranspirace může být měřena pomocí lyzimetrů (obr. 2). Pokud se nepředpokládá změna půdní vlhkosti v lyzimetru nebo je množství vody zachycené půdou zváženo, je aktuální evapotranspirace počítána jako

rozdíl mezi naměřenými srážkami a množstvím vody zachyceným pod nádobou (Jones, 1997).



obr. 2 – Lyzimetr ([www.ekotechnika.cz](http://www.ekotechnika.cz))

### 2.1.3.3. Intercepce

Intercepce je nazýváno dočasné zachycení srážek na povrchu vegetace. Zachycené srážky se již dále nepodílejí na srážko-odtokovém procesu a jsou zpětně vypařovány do atmosféry (Gupta, 2011). Množství zachycených srážek je závislé na druhu srážky, teplotě a vlhkosti vzduchu, na větru a na charakteru a stáří vegetace (Dub, Němec a kol., 1969). Pro jednotlivé druhy vegetace je stanovena jejich intercepční kapacita, tedy míra schopnosti dané vegetace zachytit na svém povrchu srážky. Intercepční kapacita je nevyšší na počátku srážky, zejména pokud se jedná o méně intenzivní dešť. Po jejím překročení začíná voda propadávat k zemskému povrchu. Doba k překonání intercepční kapacity je závislá na charakteru a době trvání srážek. Pevné srážky jsou vegetací zachycovány ve větším množství a po delší dobu než srážky ve formě deště. Doba zadržení dešťových srážek je závislá na intenzitě a době trvání srážky (Klimo, 1994).

Intercepce je významnou položkou vodní bilance u lesních porostů. Podílí se na ní nejen stromová, ale i keřová a bylinná patra vegetace. Hodnoty intercepce se u lesních ekosystémů pohybují průměrně okolo 30 %, u lučních společenstev okolo 25 % a u polních společenstev okolo 15 % (Klimo, 1994).

#### 2.1.3.4. Infiltrace

Srážky, které dosáhnou až k zemskému povrchu, mohou být částečně nebo zcela vsáknuty do půdy během procesu infiltrace. Část infiltrované vody se vypařuje prostřednictvím evapotranspirace zpět do atmosféry a část je udržována v půdních pórech ve formě půdní vlhkosti a následně se procesem filtrace stává podzemní vodou či odtéká prostřednictvím hypodermického či podzemního odtoku z povodí (Chang, 2003). Schopnost transportovat vodu půdou je závislá především na půdní propustnosti, tedy na velikosti půdních částic a agregátů a jejich uspořádání. Množství vody, které je půda schopna vsáknout za jednotku času je označováno jako intenzita infiltrace a udává se obvykle v mm/min nebo v l/s. Intenzita infiltrace se od počátku vsaku postupně zmenšuje, dokud není dosaženo úplného nasycení vodou. Celkové množství vody vsáklé do půdy od počátku vsaku do doby  $t$  je nazýváno velikostí infiltrace (mm) či mírou infiltrace ( $m^3/ha$ ). Míra infiltrace je ovlivňována intenzitou srážek, pokryvem půdního povrchu a fyzikálními vlastnostmi půdy. Bývá vysoká ve vyschlých půdách a snižuje se s jejich narůstající vlhkostí (Dub, Němec a kol., 1969). Podle tlakových poměrů na povrchu půdy lze rozlišovat infiltraci tlakovou, která probíhá pod vlivem výšky vodního sloupce na povrchu, či beztlakovou, v případě, že na povrch se dostává pouze tolik srážek, kolik jich stačí infiltrovat (Císlarová, 1989).

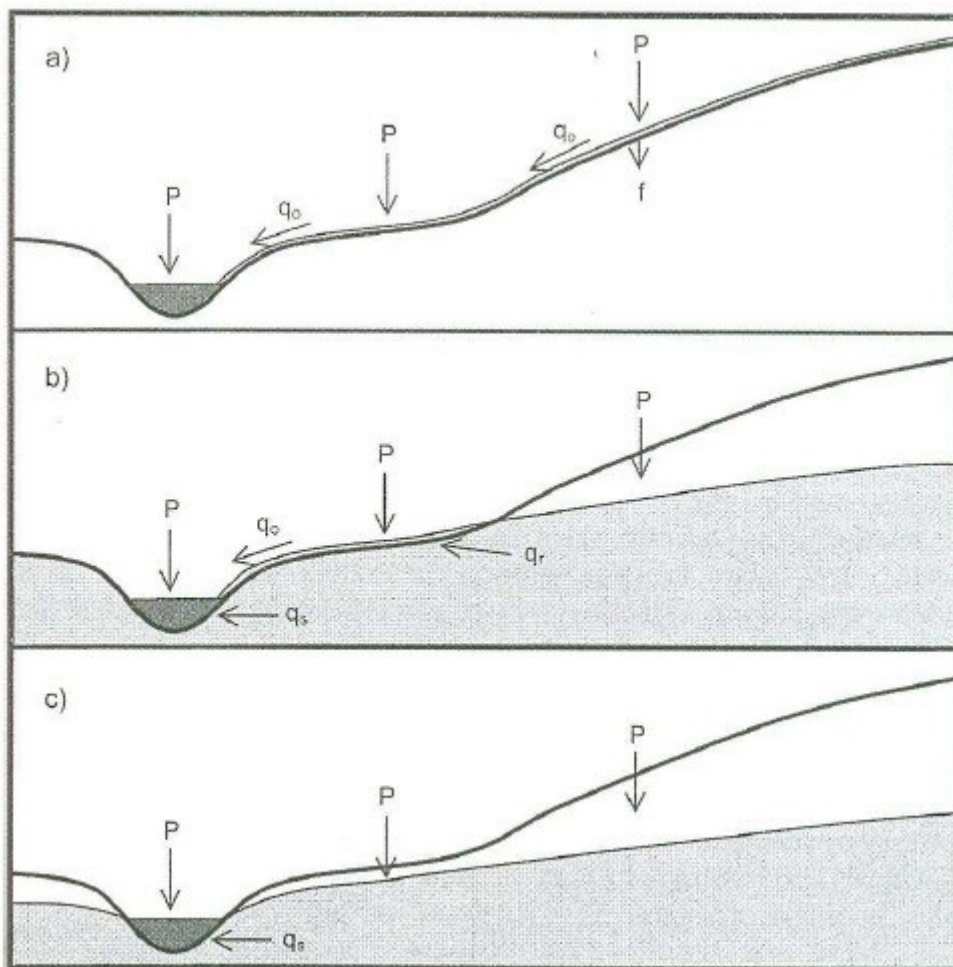
Všeobecný zájem o proces infiltrace se zvýšil díky Hortonově teorii odtoku, která ji popsala, jako podstatnou součást srážko-odtokového procesu. Podle Hortonovy teorie je hydrologicky efektivní srážkou veškerá voda, která zbyla na zemském povrchu po proběhnutí procesů infiltrace, evapotranspirace, intercepce a povrchové retence. Infiltrace bývá často jednou z hlavních složek srážko-odtokových modelů. Vzhledem k tomu, že infiltrace zahrnuje mnoho proměnných, včetně změn v půdní struktuře, je pro její vyčíslení vytvořena řada různých modelů (Jones, 1997).

Množství vody, které zůstává zadrženo v půdě, je označováno půdní vlhkostí. Její množství určuje, jak bude povodí reagovat na další srážkovou událost. S narůstající vlhkostí narůstá i procento efektivních srážek z následujícího deště. Podpovrchovou vodu lze podle umístění v půdě rozlišovat na vodu v zóně aerace a vodu v zóně saturace. Většina půdní vody se nachází v zóně aerace, tedy v pórech, které za obvyklých podmínek obsahují více vzduchu než vody. Zde dochází ke ztrátám evapotranspirací či perkolací do zóny saturace. Voda je zde udržována pomocí absorpčních, adsorpčních, osmotických a kapilárních sil (Jones, 1997).



### 2.1.3.5. Povrchový odtok

Povrchový, neboli přímý odtok je nejrychlejší částí odtoku z povodí. Lze rozlišovat tři druhy vzniku povrchového odtoku (obr. 3). Nejběžnějším druhem povrchového odtoku je tzv. Hortonovský odtok, vznikající při překročení infiltračních schopností půdy. Překročením retenční kapacity povrchu vzniká tzv. Dunneho odtok. Hlavním rozdílem mezi Hortonovským a Dunneho odtokem je způsob nasycení půdy vodou. Zatímco při Hortonovském odtoku se nasycuje půda shora srážkami, během Dunneho odtoku dochází k nasycení půdy podzemní vodou zdola. Třetím způsobem tvorby odtoku je opětovná exfiltrace vody v nižších částech svahu, kde se již jednou infiltrovaná voda vrací zpět na povrch a dále odtéká povrchově (Beven, 2001).



obr. 3 – Typy povrchového odtoku: a) Hortonovský odtok, b) Dunneho odtok, c) opětovná exfiltrace vody (Beven, 2001)

Teorie Hortonovského odtoku byla poprvé publikována americkým hydrologem Robertem E. Hortonem. Rozděluje srážky dopadající na zemský povrch na ty, které nejsou infiltrovány a odtékají přímo jako povrchový odtok a na srážky infiltrované, u

nichž dochází ke ztrátám evapotranspirací a perkolací do podzemní vody. Infiltrované srážky následně pomalu prosakují a dotují vodní toky i za nízkých vodních stavů. Voda přestává infiltrovat do půdy, pokud je intenzita deště větší než rychlost infiltrace či při překročení infiltrační kapacity. Hortonova teorie se stala základem mnoha srážko-odtokových modelů, včetně jednoho z nejpoužívanějších black box modelů, Shermanova jednotkového hydrogramu (Jones, 1997).

Základy takzvaného Dunneho odtoku byly položeny návrhem teorie vzniku povrchového odtoku prosakováním podzemní vody na povrch. Srážky dopadající na zemský povrch již nemohou být infiltrovány, jelikož půda je zcela nasycena vystupující podzemní vodou a její infiltrační kapacita je vyčerpána (Jones, 1997).

Hortonovský typ odtoku převažuje spíše v oblastech s vyššími intenzitami srážek, řídkým vegetačním krytem, nízkou infiltrační kapacitou půdy či v aridních oblastech. Lze jen zřídka pozorovat v humidních oblastech s vegetačním pokryvem. K Dunneho odtoku dochází v oblastech, kde je během deště rychle nasycena půda. Častý je u konkávních tvarů reliéfu (Leopold, 1997).

#### **2.1.3.6. Podpovrchový odtok**

Existuje mnoho variant klasifikace podpovrchové vody. Mezi ty nejpoužívanější lze zařadit klasifikace podle Meinzera, která je široce využívána i v současnosti. Podpovrchová voda je zde rozdělena do dvou hlavních zón, na vodu intersticiální, uloženou v dutinách hornin a hluboko uloženou vodu vnitřní. Intersticiální voda je dále dělena na vodu vadózní, vyskytují se v zóně aerace a podzemní vodu v zóně saturace. V zóně aerace lze rozlišovat oblast půdní vlhkosti, přechodnou oblast a kapilární zónu. Odlišnou klasifikaci vytvořil například francouzský vědec Schoeller, který podpovrchovou vodu rozdělil do evapotranspirační, infiltrační a kapilární zóny a zóny akumulace podzemní vody (Gupta, 2001).

Základní pravidla pohybu podpovrchové vody objasnil roku 1856 Henry Darcy, Darcyho zákonem. Základním parametrem, na němž je závislý pohyb podpovrchové vody, je koeficient propustnosti či z něj odvozená hydraulická vodivost půdy. Množství vody, které je půda schopna udržovat, je dáno jejími retenčními schopnostmi. Retence půdy je závislá zejména na pórovitosti půdy, ale také na dalších faktorech, jako například teplota, viskozita, či minerální složení vody (Gupta, 2001).

Podpovrchový odtok lze rozdělit na hypodermický odtok v nenasycené zóně půdního profilu a podzemní odtok v nasycené zóně půdního profilu. U hypodermického

odtoku lze rozlišovat v závislosti na rychlosti nasycení půdního profilu srážkami odtok rychlý, který se společně s povrchovým odtokem podílí na přímém odtoku a odtok zpožděný, který společně s podzemním odtokem tvoří základní odtok (Beven, 2001).

Vzhledem k obtížnému sledování pohybů podzemní vody, bývá její stav sledován měření hladiny podzemní vody ve studních či piezometry. Výsledné hodnoty bodových měření jsou následně interpolovány, čímž je vytvořena vrstva přibližně odpovídající stavu hladiny podzemní vody (Jones, 1997).

## **2.2. Malé vodní nádrže**

Malá vodní nádrž je definována českou státní normou ČSN 75 2410 jako vodní nádrž s objemem, který po hladinu ovladatelného prostoru nepřekračuje 2 miliony m<sup>3</sup> a jejíž největší hloubka není větší než 9 metrů. Hladina ovladatelného prostoru, nebo také normální hladina, je hladina vymezená korunou nehrazeného přelivu či horní hranou uzávěrů hrazeného přelivu. Uvedená norma je doporučována jak pro stavbu nových, tak i pro rekonstrukci stávajících nádrží, které přesahují daná kritéria (Vrána a Beran, 2013).

### **2.2.1. Historie malých vodních nádrží**

Vodní nádrže byly z důvodu nedostatku vody ve světě stavěny již v dávné minulosti, zejména kvůli závlahám. První historické záznamy o vodních nádržích jsou staré přes 5000 let a pocházejí z Egypta. Další zmínky o historických nádržích lze zaznamenat v Mezopotámii, Číně i Indii. První vodní nádrže, v nichž docházelo současně i k chovu ryb, byly stavěny v Číně (Kratochvíl, 1961). První písemnou zmínkou o malých vodních nádržích na území České republiky je Kladrubská listina, pocházející z roku 1115. Výstavba rybníků a s nimi spojený chov ryb, byly nejprve záležitostí duchovních řádů, s postupem času však o tuto činnost začaly projevovat zájem i šlechta a města. Účelem vzniklých rybníků nebyl jen chov ryb, ale i protipovodňová ochrana, provoz mlýnů, pil a hutí, plavení dřeva či požární ochrana. V polovině 14. století se stal chov ryb jedním z nejvýhodnějších způsobů hospodaření v zemi, což mělo za následek další rozmach rybníkářství. Tomu dopomohl i Karel IV., za jehož vlády byl založen i takzvaný Velký rybník u Doks, v současnosti známý jako Máchovo jezero. K prvnímu období útlumu výstavby došlo na počátku 15. století během období husitských válek (Vrána a Beran, 2013). Největší rozmach českého

rybníkářství lze datovat do 16. století, kdy byla na panství Rožmberků na Třeboňsku vybudována v povodí řeky Lužnice celá rybníční soustava (obr. 4). Pod vedením Štěpánka Netolického zde byly vybudovány rybníky Opatovický, Kaňov a Horusický a Zlatá stoka, umělý kanál o délce téměř 40 kilometrů, sloužící jako náhon z řeky Lužnice a nadlepšující přívod vody do rybníční soustavy. Na práci Netolického navázal Jakub Krčín z Jelčan, který několik již existujících rybníků zvětšil, upravil a prodloužil Zlatou stoku a vybudoval největší z Třeboňských rybníků Rožmberk a Nevděk, v současnosti známý pod názvem Svět. Pro ochranu rybníční soustavy před povodněmi byla vybudována i 13 kilometrů dlouhá Nová řeka, umělý kanál odvádějící nadprůměrné průtoky z Lužnice do Nežárky. Další významné rybníční soustavy byly vybudovány na Pardubicku, Českobudějovicku, Blatensku či jižní Moravě. Pardubická rybníční soustava byla vybudována Vilémem z Pernštejna a skládala se z více než 200 rybníků. Voda do ní byla přiváděna Opatovickým kanálem z Labe. Svého vrcholu dosáhlo české rybníkářství na počátku 17. století, kdy se na území Čech a Moravy nacházelo až 75 000 rybníků. Řada z nich byla zničena během třicetileté války, další byly přeměněny na ornou půdu po zrušení nevolnictví. (Kratochvíl, 1961). K mírnému oživení rybníkářství došlo ve druhé polovině 19. století, kdy se dostalo na úroveň ostatní zemědělské výroby. Zásahu na tom měla i celosvětově známá kniha Josefa Šusty „O výživě kapra a jeho družiny rybníční“. K roku 1970 je ve Směrných vodohospodářských plánech ČSSR uváděno na našem území 23 400 malých vodních nádrží s celkovou plochou 518 km<sup>2</sup> a objemem zadržené vody 486 mil. m<sup>3</sup>, zatímco k roku 1995 je v Generelu rybníků a nádrží České republiky uváděno 20 až 22 tisíc nádrží, s rozlohou přes 500 km<sup>2</sup> a objemem zadržené vody přibližně 420 mil. m<sup>3</sup> (Vrána a Beran, 2013).



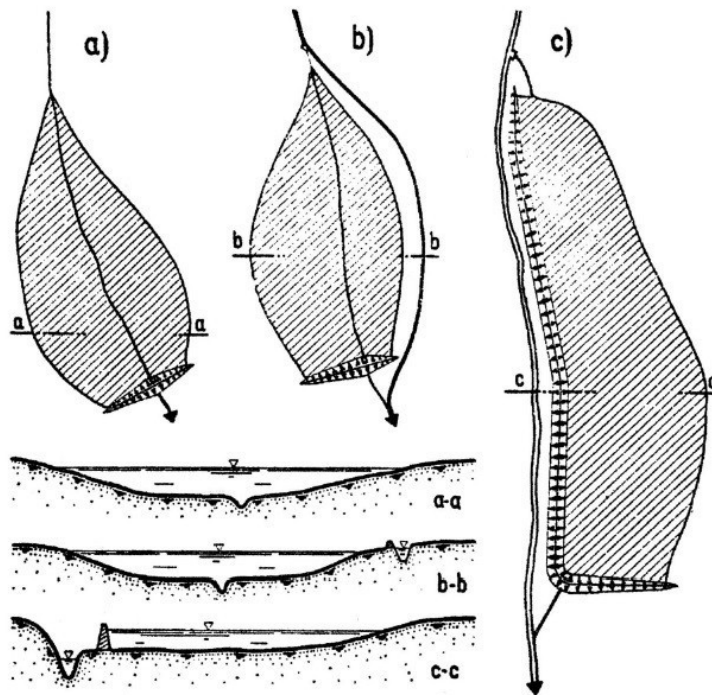
obr. 4 – Třeboňská rybniční soustava (Vrána a Beran, 2013)

### 2.2.2. Dělení malých vodních nádrží

Nádržní prostor je oblast vymezená dnem, břehy, hrází a hladinou maximálního vzduší vody. Podle způsobu, jakým byl tento prostor vytvořen, se nádrže dělí na zahloubené, hrázové, údolní a kombinované. U zahloubených nádrží je nádržní prostor zapuštěn pod úroveň okolního terénu, u hrázových je vytvořen zčásti nebo zcela ohraničením zemní hrází. Hrázové nádrže jsou často budovány v oblastech plochých údolních niv. Údolní nádrže jsou budovány přehrazením údolí čelní hrází (Vrána a Beran, 2013).

Dle způsobu zásobování vodou lze malé vodní nádrže rozdělit na dešťové, pramenné, potoční a odpadní. Dešťové (nebeské) nádrže jsou závislé pouze na zásobení vodou dešťovými či sněhovými srážkami, a proto jsou charakteristické svým rozkolísaným vodním stavem. Často mívají závlahovou či zásobní funkci a zmírňují

projevy eroze v oblasti. Hlavním vodním zdrojem pramenných nádrží je vyvěrající podzemní voda. Vzhledem ke svému bohatému provzdušnění jsou pramenné nádrže vhodné pro chov ryb. Potoční (říční) nádrže jsou zásobeny přímo z vodního toku. Dle svého umístění na něm jsou dále děleny na průtočné, obtokové a boční (obr. 5). Obtokové a boční nádrže, do kterých je voda přiváděna náhonem, mají regulovatelný průtok (Jůva, Hrabal, Pustějovský, 1980).



obr. 5 – Rozdělení nádrží dle způsobu přívodu vody: a) průtočné, b) obtokové, c) boční (Vrána a Beran, 2013)

Dle ČSN 75 2410 lze malé vodní nádrže dělit podle jejich účelu na nádrže:

- zásobní
  - akumulující vodu, často umístované v údolích se strmými svahy
  - nádrže vodárenské, průmyslové, závlahové, energetické, kompenzační, retardační, zálohové, aktivizační
- ochranné
  - hlavním cílem je zachycení a transformace povodňových vln, ochrana území a objektů před zaplavením
  - retenční nádrže s malým zásobním prostorem, suché poldry, nádrže protierozní, vsakovací, dešťové, nárazové
- rybochovné

- tvorba optimálního prostředí pro chov ryb
- výtěrové a třecí rybníky, plůdkové výtažníky, výtažníky, komorové rybníky, hlavní rybníky, speciální komory, sádky, karanténní rybníky
- upravující vlastnosti vody
  - řízená změna fyzikálních, biologických či chemických vlastností vody
  - nádrže přehřívací, chladičí, usazovací, aerobní a anaerobní biologické, dočišťovací biologické
- hospodářské
  - určené k plnění konkrétních funkcí
  - nádrže protipožární, napájecí a plavící, výtopové, pro chov drůbeže, pro pěstování vodních rostlin
- speciální účelové
  - přizpůsobené provozu různých zařízení
  - nádrže recirkulační, přečerpávací, vyrovnávací, rozdělovací, splavovací, závlahové vodojemy
- asanační
  - asanace prostředí poškozeného lidskou činností, zachycení a uskladnění látek poškozujících životní prostředí
  - nádrže záchytné, skladovací, otevřené vyhnívací, rekultivační, laguny
- rekreační
  - rekreace a provoz vodních sportů
- na ochranu flory a fauny
  - zajištění optimálních podmínek pro chráněné rostliny a živočichy
- krajino tvorné
  - nadlepšování ekologických funkcí krajiny
  - nádrže hydromeliorační, okrasné, návesní rybníčky, umělé mokřady

Většina současných nádrží slouží jako víceúčelové, přičemž jeden z účelů je brán jako prioritní. V minulosti byly navrhovány především nádrže s převládající zásobní funkcí, zatímco v současnosti je jako hlavní funkce u nově budovaných nádrží brána retence vody v krajině (Šálek, 1996).

Podle umístění nádrže v krajině lze rozlišovat nádrže návesní, polní, luční a lesní. Návesní nádrže bývají většinou menších hloubek i rozměrů. Jedná se především o

rybochovné, protipožární, zásobní či ochranné nádrže. Polní nádrže jsou obvykle umístovány v údolích mezi poli a mají ochrannou, rybochovnou, závlahovou či hospodářskou funkci. U lučních převládá funkce retenční a protierozní. Mezi lesní nádrže lze řadit například klauzy v horních částech povodí, které mají v současnosti především retenční funkci, ale mohou sloužit například i jako napajedla (Jůva, Hrabal, Pustějovský, 1980).

### 2.2.3. Vlastnosti a prvky nádrže

Nádržní prostor je vertikálně dělen do několika částí, na prostor půdní, stálý, zásobní a ochranný (obr. 6). Půdní prostor je přestavován vodou vsáklou do podloží nádrže. Jeho mocnost je závislá na hloubce umístění nepropustného podloží pod nádrží. Prostor stálý, nazývaný také jako mrtvý, se nachází mezi dnem nádrže a nejnižší provozně přípustnou hladinou. K jeho vypouštění dochází pouze ve výjimečných případech, a proto se u rybochovných nádrží vůbec nevyskytuje. Zásobní (akumulační) prostor nádrže se nachází nad hladinou stálého nadržení a je omezen nejvyšší provozní hladinou. Prostor obsahuje veškeré použitelné zásoby vody a lze zcela ovládat výpustným zařízením. Ochranný (retenční) prostor se nachází nad prostorem zásobním a shora je omezen nejvyšší maximální hladinou. Jeho hlavní funkcí je zachycení přebytečného množství vody a transformace povodňových vln. Korunou bezpečnostního přelivu je tento prostor rozdělen na ovladatelný, který se nachází pod korunou a neovladatelný, nad korunou bezpečnostního přelivu (Kratochvíl, 1961).



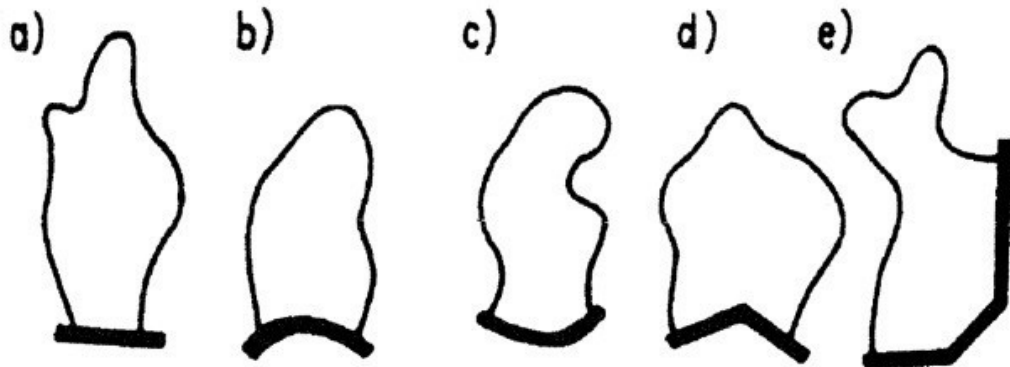
obr. 6 – Vertikální členění nádrže (Leipeltová, 2010, upraveno)

Charakteristiky nádrže udávají tvar a velikost nádržního prostoru a jsou vyjadřovány pomocí batygrafických křivek. Batygrafické křivky vyjadřují závislosti zatopené plochy a objemu akumulované vody na hloubce nádrže. Hloubka nádrže je



měřena od nejnižší položeného bodu nádrže, který se velmi často nachází u paty hráze (Vrána a Beran, 2013).

Základním prvkem každé nádrže je hráz. Hráz je nejdůležitějším a finančně i stavebně nejnáročnějším prvkem vodního díla. Důležité je nejen správné umístění osy hráze v prostoru, ale i výběr vhodného materiálu pro stavbu, způsob založení a volba tvaru hráze či bezpečné odvedení průsakových vod. U malých vodních nádrží jsou navrhovány zásadně zemní hráze. Vhodný materiál je vybírán na základě inženýrsko-geologického průzkumu. Podle druhu použitého materiálu se rozlišují hráze homogenní, z jednoho druhu materiálu a hráze nehomogenní, na jejichž stavbu bylo využito dvou či více různých zemin (Šálek, 1999). Hráze lze podle tvaru údolí, účelu nádrže a funkce hráze dělit na čelní, obvodové a dělicí. Podle půdorysu hráze lze rozlišovat hráze přímé, zakřivené či lomené (obr. 7). Čelní hráz se může vyskytovat jak u nádrží průtočných, tak u obtokových. Nádrže s čelní hrází vznikají přehrazením údolí napájecího toku. Jejich výhodou je vzhledem k poměrně malé délce hráze nižší spotřeba výrobního materiálu, naopak nevýhodou mohou být průtoky při zvýšených vodních stavech, kdy je hráz vystavena náporu celé povodňové vlny a hrozí její poškození a nádrž je zanášena zvýšeným množstvím sedimentů přinesených zvýšeným průtokem. Bezpečnostní přeliv průtočných nádrží s čelní hrází musí být dimenzován na poměrně vysokou hodnotu návrhového průtoku, což může značně navýšit potřebné investice na stavbu hráze. U obtokových nádrží dochází též k přehrazení údolí čelní hrází. Kolem nádrže je však vybudována obtoková stoka a množství vody přiváděné do nádrže tak může být snadno regulovatelné. Stoka může být částečně využívána i během povodňových průtoků, k odlehčení náporu vody na nádrž a hráz. Boční hráz slouží k oddělení nádržního prostoru od hlavního toku. Jsou využívány u neprůtočných nádrží. V případě, že je boční hráz navržena okolo celé nádrže, nazývá se hrází obvodovou. Stavba bočních hrází je finančně nákladnější, odpadají však problémy vznikající během povodňových průtoků u hrází čelních. Dělicí hráze jsou používány pro rozdělení velkých rybníků na více malých částí (Vrána a Beran, 2013).



obr. 7 – Půdorysný tvar hrází: a) čelní přímá, b) čelní vypouklá, c) čelní vydutá, d) čelní lomená, e) nepravidelná (Vrána a Beran, 2013)

Výpustná zařízení slouží u malých vodních nádrží k udržení jejich hladiny v potřebné výši a k prázdňení nádrže. Jedná se o povinný prvek každé nádrže, nádrže s objemem větším než 1 mil. m<sup>3</sup> by měly mít dvě výpusti. Zařízení musí být dimenzována a konstruována tak, aby bylo možné bezpečně vypouštět vodu za všech situací a v požadovaném čase. Obvykle je umístováno do nejnižšího místa nádrže k čelní hrázi. Minimální průměr výpustných zařízení je stanoven na 300 milimetrů. Skládá se z uzavíracího prvku a zařízení pro odvedení vody (Šálek, 1999). Povinné je též umístění dvou uzávěrů, provozního a revizního. Provozní uzávěr lze využít za jakéhokoliv vodního stavu v nádrži k regulaci průtoků, zatímco revizní je používán k zabránění vtoku do výpusti během poruch a oprav. Před vtokem do výpusti bývají často umístovány česle. Podle způsobu, jakým je voda odváděna, lze rozlišovat výpusti otevřené a trubní. Otevřené (stavidlové) výpusti jsou tvořeny železobetonovými nebo kamennými žlaby, jejichž dno je v úrovni nejnižšího místa nádrže. Výpusť je přehrazena stavidlem, za nímž se nacházejí rozražeče či vývary pro utlumení kinetické energie vody. V současnosti se již otevřené výpusti vzhledem ke své mohutné konstrukci narušující celistvost hráze téměř nenavrhují. V případě trubních výpustí je voda odváděna pomocí potrubí skrz těleso hráze. Podle typu mechanismu, kterým je výpusť uzavřena se uzávěry trubních výpustí dělí na lopatové nebo šikmé stavidlové uzávěry na návodní straně, čepové uzávěry, šoupátkové a stavidlové uzávěry a plochá kanalizační šoupátka a požeráky. Nejstarším typem jsou lopatové uzávěry, které se dnes v provozu vyskytují jen výjimečně. Naopak nejpoužívanější jsou v současnosti požerákové uzávěry. Požerák je tvořen betonovou, železobetonovou, ocelovou či dřevěnou skříňovou konstrukcí, uzavřenou dlužovou stěnou. Dluže jsou dřevěná prkna

o výšce 15 až 20 centimetrů, pomocí kterých lze regulovat výšku hladiny v nádrži či nádrž vyprazdňovat. Na požerák je pevným a pružným spojením napojeno odpadní potrubí z betonu, kameniny či oceli. Potrubí by mělo být navrženo tak, aby odvedlo co možná největší průtok vody beztlakově (Vrána a Beran, 2013).

Bezpečnostní přeliv je objekt hráze, sloužící k ochraně nádrže před povodňovými průtoky. Chrání samotné těleso hráze před přelitím a jeho poškozením. Musí být navržen zejména na všech průtočných nádržích s kapacitou na návrhový průtok  $Q_{100}$ , u neprůtočných je jeho kapacita snížena na maximální kapacitu přírodního zařízení. Podle konstrukce se bezpečnostní přelivy dělí na přímé, boční, kašnové, šachtové, kombinované a speciální (Šálek, 1999). Přímé bezpečnostní přelivy jsou umístěny v čelní hrázi nádrže, mohou být provedeny ve formě betonové či kamenné jezové konstrukce nebo jako trubní či žlabový přeliv. Boční přelivy jsou umístěny do boku nádrže, s přelivnou hranou přibližně kolmou na osu hráze. Objekt bočního bezpečnostního přelivu je tvořen přelivnou hranou, spadištěm, skluzem, vývarem a odpadem do skluzu, který je pod hrází připojen k toku. Kašnové přelivy bývají umístěny před hráz, popřípadě do ní mohou být částečně zapuštěny. Používají se v případech, kdy je délka navrhované přelivné hrany příliš dlouhá pro přímý bezpečnostní přeliv. Podmínkou pro jejich stavbu jsou vhodné základové poměry dna nádrže. Obdobné použití jako kašnové přelivy mají i přelivy šachtové (obr. 8), na malých vodních nádržích jsou však používány jen velmi zřídka. Kombinované bezpečnostní přelivy jsou budovány ve formě sdružených objektů. V jednom objektu je tak spojeno několik funkcí, například bezpečnostní přeliv s výpustným zařízením. Jako speciální přelivy jsou často označovány nouzové přelivy, sloužící během mimořádných situací jako doplněk přelivu hlavního (Jůva, Hrabal, Pustějovský, 1980).



obr. 8 – Šachtový bezpečnostní přeliv – VD Josefův Dvůr ([www.smidlib.cz](http://www.smidlib.cz))

### **2.3. Extrémní hydrologické jevy**

Extrémní hydrologické jevy v podobě povodní a sucha, které nabývají v posledních desetiletích na intenzitě, vyvolaly četné diskuze o možném dopadu klimatické změny na srážko-odtokový proces. Vliv tohoto oteplení na hydrologické poměry je předmětem mnoha českých i zahraničních výzkumů. Jelikož na území Evropy jsou extrémní povodně nejčastějším typem přírodních katastrof, je jejich výzkumu věnováno silné úsilí. Podle mezinárodní databáze katastrof představují povodně 43 % všech katastrof v období 1998 – 2002 (Muzik, 2002).

#### **2.3.1. Klimatická změna**

Problematika změny klimatu je v popředí zájmu veřejnosti již po několik let. Až na výjimky se většina autorů shoduje na možnosti ovlivnění klimatického vývoje lidskou společností. Podle mezinárodního panelu pro klimatickou změnu (IPCC) se lidská činnost podílí na oteplování klimatu od roku 1750 přibližně desetkrát více než změna intenzity slunečního záření (Hanel, Kašpárek a kol., 2011). Vědecké poznatky o globální klimatické změně způsobené činností člověka se začaly hromadit okolo roku 1980 a byly shrnuty v roce 1996 ve druhé souhrnné zprávě IPCC, kde byl odhadnut další nárůst teploty o 1 – 3,5°C do roku 2100 (Muzik, 2002).

Většina odhadů budoucího vývoje klimatu vychází ze simulací globálních či regionálních klimatických modelů. Globálním modelem se označuje propojený model

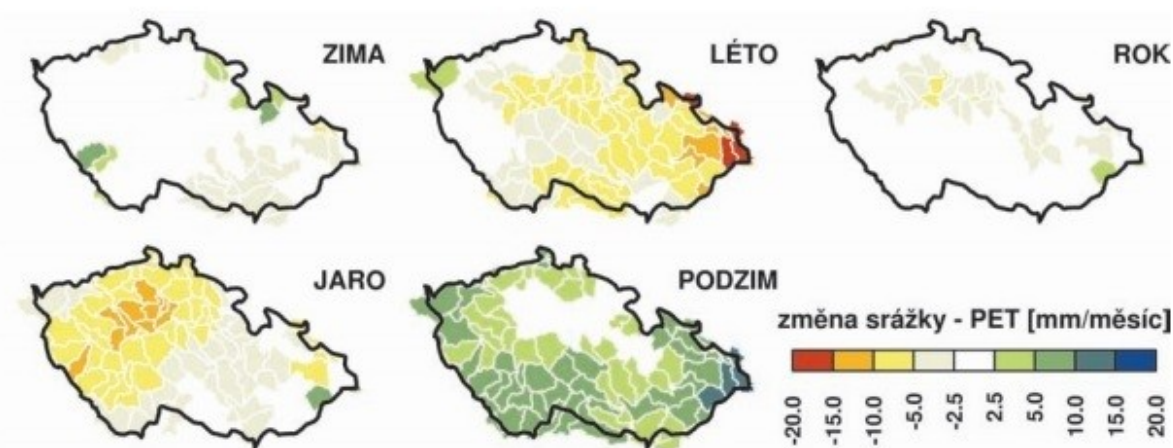
atmosféry a oceánu, do kterého je často zahrnut i model kryosféry a zemského povrchu. Klimatický model je definován jako matematický popis klimatického systému, který je založen na empirických vztazích a fyzikálních zákonech. Prostor je v modelu zpravidla diskretizován do trojrozměrné výpočetní sítě s několika vertikálními vrstvami a s horizontálním rozlišením v řádu desítek až tisíců kilometrů. Modelování klimatu naráží vzhledem k chaotické povaze klimatického systému na řadu limitů. Většina závěrů odvozených z klimatických modelů je tak značně nejistá. Klíčovým vstupem globálních klimatických modelů je v podobě emisních scénářů složení atmosféry a jeho změny. Emisní scénáře jsou výstupy komplexních modelů popisujících možné varianty demografického, socio-ekonomického a technologického vývoje. Někdy jsou zahrnuty i iniciativy vedoucí ke snížení skleníkových plynů. Jedním z nejdůležitějších faktorů určujících energetickou bilanci Země je koncentrace skleníkových plynů, jejíž nadměrné zvyšování může mít vliv na zesilování skleníkového efektu. Dalšími důležitými faktory jsou koncentrace aerosolů a dalších polutantů, které mají vliv nejen na množství energie absorbované atmosférou, ale i na proces tvorby srážek a oblačnosti a na průnik slunečního záření k povrchu. Jelikož je rozlišení globálních klimatických modelů příliš hrubé pro vystižení prostorového rozložení změn v reálném terénu, využívá se pro přechod k podrobnějším měřítkům tzv. downscalingu. Downscaling lze dělit na statistický a dynamický. Statistický downscaling je založen na hledání empirických vztahů mezi veličinami simulovanými globálními klimatickými modely a bodovými hodnotami zájmových veličin. Dynamický downscaling je prováděn pomocí regionálních klimatických modelů (Hanel, Kašpárek a kol., 2011).

Modelování klimatu zahrnuje řadu nejistot. Ty jsou spojeny zejména s počátečními a okrajovými podmínkami klimatických modelů a s jejich strukturou a parametry. Mezi okrajové situace se řadí zejména množství dopadajícího slunečního záření a množství emisí skleníkových plynů. Při používání výstupů klimatických modelů pro hydrologické modelování se k těmto nejistotám řadí další, například volba metody pro downscaling, struktura hydrologického modelu a jeho parametry a další (Hanel, Kašpárek a kol., 2011).

Obecný trend zvyšující se teploty vzduchu je výraznější na severní polokouli než na jižní a nad pevninou než nad mořem. V České republice je tento trend oteplování výraznější během zimních měsíců. Během 20. století byl zaznamenán i růst celosvětových srážek. Ten se ale spíše než průměrného úhrnu srážek týká výskytu extrémních srážkových událostí (Kundzewicz a kol., 2005). V některých oblastech lze

sledovat změnu rozmístění srážek, kdy v severních oblastech (severní Amerika, severní Evropa) dochází k jejich nárůstu, zatímco v jižních oblastech (jižní Evropa, Středomoří) klesá jejich množství. Tento srážkový trend však není prokazatelný všude (Kubát, 2007).

Na území České republiky jsou nejpatrnější změny na teplotách vzduchu, u nichž byl např. mezi lety 1981 – 2005 pozorován průměrný roční nárůst o 0,6 – 1,2°C. Změny jsou nejvíce pozorovatelné v letním období zejména na jihu a jihovýchodě republiky, a na jaře a v zimě v západní části republiky. Vzhledem k tomu, že s rostoucí teplotou roste potenciální evapotranspirace, je teplota zásadním faktorem ovlivňujícím hydrologickou bilanci. Pozorovaný růst teplot vede k růstu potenciální evapotranspirace v ročním průměru řádově o 5 – 10 % (obr. 9). Nejvíce se na tomto růstu podílí zimní období, s růstem až o více než 20 %. Naopak na podzim k zásadním změnám nedochází, jelikož není pozorováno zvyšování teplot vzduchu. Růst evapotranspirace je nicméně na velké části území kompenzován růstem srážek, který v roční bilanci činí až 10 %. Výraznější nárůst lze zaznamenat především u podzimních srážek. Výjimkou je oblast středních Čech, kde dochází k poklesu srážek, na jaře až o 20 %. Ve střední části ČR lze tedy najít povodí, u kterých budoucí předpokládaný vývoj vede k dlouhodobé pasivní hydrologické bilanci. Kromě změn v rozložení průměrných srážek mají zásadní vliv i změny v jejich intenzitě. K výrazným poklesům vyšších srážkových úhrnů dochází zejména na jaře a na podzim ve střední a severní části republiky, k jejich růstu dochází na velké části území především v zimě a v létě (Hanel, Kašpárek a kol., 2011).



obr. 9 – Změny rozdílu srážek a potenciální evapotranspirace mezi obdobími 1961 – 1980 a 1981 – 2005 (Hanel, Kašpárek a kol., 2011)

Na základě současných výsledků modelů klimatické změny lze za největší nebezpečí považovat zvyšující se frekvenci extrémních hydrologických jevů, možný pokles průtoků a klesající dotace podzemních vod během málo vodných období, zároveň s rostoucími nároky na odběr vody pro zemědělské účely. Nedostatek vody v tocích ve spojení s vysokými teplotami navíc může urychlovat procesy eutrofizace, vedoucí ke zhoršení kvality vody v tocích (Hanel, Kašpárek a kol., 2011).

### **2.3.2. Povodně**

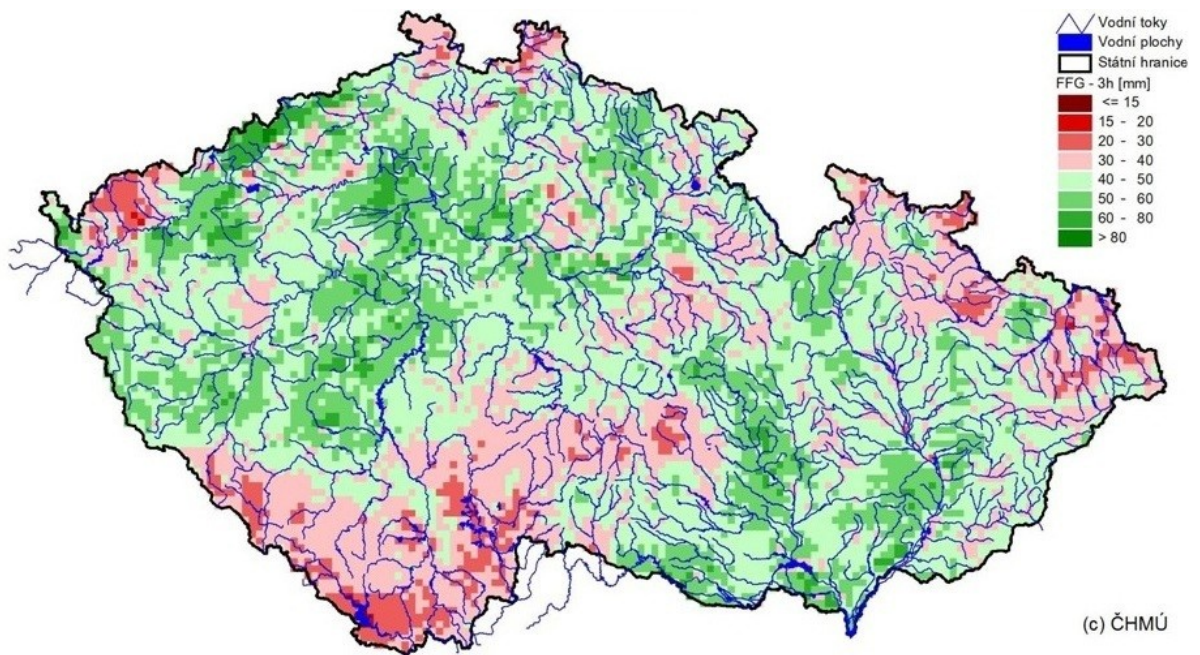
Termínem povodeň je obecně označován stav, kdy množství protékající vody překročí průtočnou kapacitu koryta. Na území České republiky jsou povodně největším přírodním rizikem. Jejich výskyt je nepravidelný jak časově a prostorově, tak i stupněm extremity. Nejčastější příčinou vzniku povodní na našem území bývá náhlé zvýšení průtoků v důsledku srážkové činnosti či zmenšením průtočnosti koryta, nejčastěji v důsledku ledových bariér (Kakos, 2006). Dle zákona č. 254/2001 Sb. lze povodně rozlišovat podle příčin jejich vzniku na přirozené a zvláštní. Přirozená povodeň je způsobena přírodními jevy, zatímco povodeň zvláštní vzniká v důsledku jevů umělých, například protržením vodního díla. Přirozené povodně lze dále dělit do tří základních kategorií, na dešťové, sněhové a smíšené. V České republice lze sledovat především zimní povodně způsobené táním sněhové pokrývky, letní a podzimní povodně způsobené déletrvajících srážkami a v neposlední řadě takzvané bleskové povodně z přívalových dešťů. Zvláštním případem jsou ledové povodně, zapříčiněné neprůchodností koryta toku, v důsledku ledových nápěchů či bariér (Brázdil, 2005).

Povodně způsobené táním sněhové pokrývky vznikají během zimních a jarních měsíců, od prosince do dubna. Nebezpečné mohou být během zim bez výskytu dílčích tání, kdy je na povodích akumulováno značné množství sněhové pokrývky. Na našem území jsou významnější zimní povodně většinou doprovázeny dešťovými srážkami. Mezi historické události tohoto typu lze zařadit povodně z let 1784, 1845, 1940, 2000 či 2006. Ledové povodně jsou spjaty s oteplením po období mrazů, kdy se na tocích vytvořil ledový pokryv. Během oteplení dochází k rozlámání ledu a jeho pohybu v toku. V místech, kde se na toku nacházejí překážky, mělké dno či zúžení koryta může docházet k hromadění ledu a vytváření ledových bariér, zabraňujících dalšímu průtoku vody (ČHMÚ, 2014). Povodně z dlouhotrvajících dešťů jsou způsobené nasycením půdy, která již nadále není schopna infiltrovat a zadržovat více vody. K vývoji dochází

v řádu desítek hodin až několika dní. Mezi známé příklady tohoto typu patří povodně z let 1997 a 2002 (Brázdil, 2005).

V poslední době nejdiskutovanější skupinou jsou povodně přívalové, vznikající v důsledku rychlého povrchového odtoku způsobeného přívalovými srážkami. Jako přívalové jsou označovány srážky s intenzitou zpravidla přesahující  $30 \text{ mm.h}^{-1}$ , výjimečně až přes  $100 \text{ mm.h}^{-1}$ . Povodeň se projevuje velmi rychlým vzestupem hladiny vody, následovaným i velmi rychlým poklesem. Často bývá doprovázena silnými erozními projevy. Velikost postiženého území se ve většině případů pohybuje v řádu  $\text{km}^2$  až desítek  $\text{km}^2$ . Nejkatastrofičtějších projevů dosahují na sklonitých povodích vějířovitého tvaru, v případě že dojde k tzv. interferenci průtokových vln, tedy střetu několika průtokových vln na jejich soutoku (Čekal a kol., 2011). V sevřených horských údolích bez vyvinuté údolní nivy nemá tento typ povodně možnost rozlivu a dochází k přesunu do nižších údolí s narůstající či stagnující extremitou kulminačního průtoku. V urbanizovaných oblastech může docházet k zaplavování majetku i bez rozlivu toku, pouze rychlým nahromaděním povrchového odtoku po intenzivní srážce. V České republice je tento typ povodně pozorován nejčastěji od dubna do září (Matějček, Hladný, 1999). Vzhledem k dynamice vývoje konvekční oblačnosti jsou možnosti predikce přívalových povodní silně omezeny. Předpovědní služba v současnosti stanovuje tzv. potenciální míry rizika vzniku přívalových povodní. Ty vycházejí z aktuální nasycenosti území a určení potenciálních rizikových srážek daného trvání (FFG). Hodnoty FFG (obr. 10) jsou definovány jako určité množství srážek, které může během stanoveného časového intervalu způsobit naplnění koryt menších vodotečí (Čekal a kol., 2011). VÚV T.G.M., v.v.i. využívá pro stanovení oblastí ohrožených přívalovými povodněmi tzv. metodu kritických bodů. Metoda vymezuje kritická místa v rámci celé republiky. Výstupy by měly sloužit pro tvorbu povodňových a krizových plánů a při návrzích dalších opatření a jsou volně dostupné na internetových stránkách [www.povis.cz](http://www.povis.cz) (Drbal, 2009).





obr. 10 – Hodnoty FFG s dobou trvání 3 hodiny (6. srpna 2010, 08:00 SELČ); (www.chmi.cz)

### 2.3.2.1. Předběžné a příčinné faktory povodně

Při vzniku povodně lze rozlišovat faktory předběžné a příčinné. Předběžné faktory ovlivňují budoucí vývoj povodně již několik dní až měsíců před jejím vznikem, zatímco příčinné faktory působí pouze hodiny až dny před vznikem povodně.

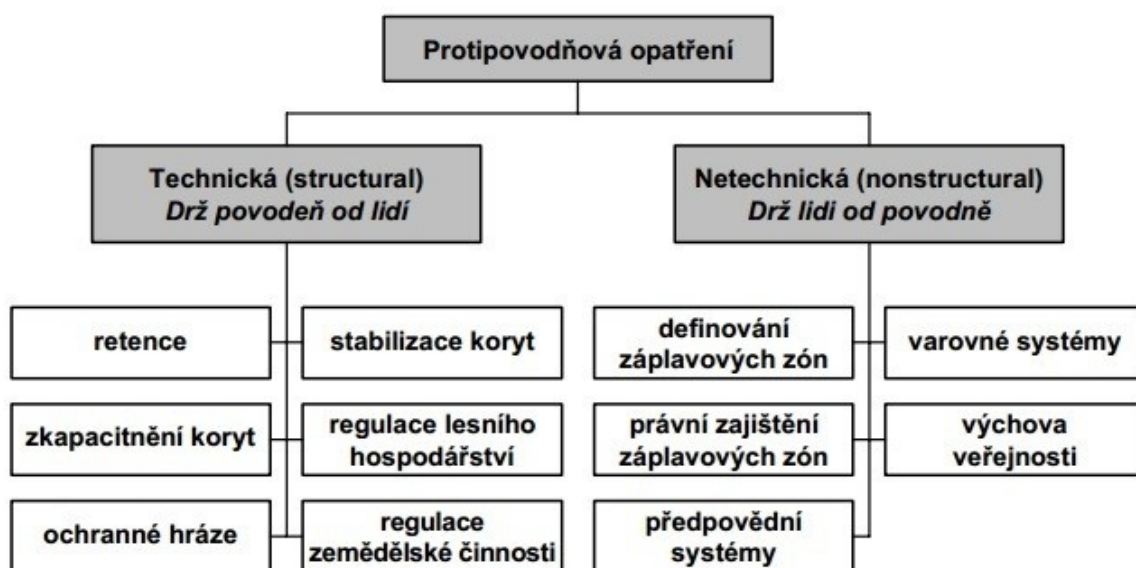
Predběžné faktory značně ovlivňují naplněnost koryt vodních toků. Mezi nejpodstatnější z nich patří nasycenost povodí, promrznutí půdy a výška a vodní hodnota sněhové pokrývky. Jsou závislé na vegetačním pokryvu povodí a jeho míře intercepce, na míře detence vody v povodí, infiltračních schopnostech půdy a objemu říční sítě. Samotná povodeň je přímým působením vegetace ovlivňována pouze ve své počáteční fázi (Matějček, Hladný, 1999).

Příčinnými faktory jsou aktuální synoptická situace, srážkové úhrny a jejich časové a prostorové rozložení, ledové jevy či například protržení hrází vodních děl. Silné srážkové úhrny ve střední Evropě vznikají dle dlouhodobých pozorování v následku několika typů synoptických situací. Podle Brádkovy klasifikace povětrnostních situací se nejčastěji jedná o povětrnostní situace Wc, které ovlivňují zejména povodně v zimní části roku a situace NEc působící obzvláště během letních měsíců (Jeníček, 2009). U srážkových úhrnů lze sledovat tři základní charakteristiky, kterými jsou průměrná výška, zasažená plocha a doba trvání srážky. Mezi nimi lze sledovat vzájemná interakce, kdy ve většině případů platí, že dlouhodobé srážky

zasahují velká území, ale mají nižší intenzitu, zatímco krátkodobé srážky vysoké intenzity se vyskytují převážně na malých územích (Matějček, Hladný, 1999).

### 2.3.2.2. Protipovodňová ochrana

Protipovodňová opatření lze obecně rozdělit na technická a netechnická (obr. 11). Mezi technická opatření lze zařadit retenční nádrže, zkapacitňování a stabilizaci koryt či například výstavbu ochranných hrází. Technická opatření lze dále dělit na preventivní a přípravná, operativní, prováděná v průběhu povodně a opatření po povodni. Mezi netechnická opatření se řadí definování záplavových zón a jejich právní zajištění, předpovědní a varovné systémy a připravenost obyvatelstva (Miller, 1997). Dalším způsobem rozdělení protipovodňových opatření je rozdělení na aktivní a pasivní opatření. Aktivní protipovodňová opatření se zakládají na prevenci při využívání záplavových území. Jejich hlavním cílem je zajistit optimální rozvoj v záplavových územích a tím optimalizovat dopad povodňových škod. Aktivní opatření řeší problém povodňových škod pomocí principu individuální odpovědnosti za využívání oblastí v okolí vodních toků. Naopak pasivní protipovodňová ochrana slouží k ochraně majetku, který byl v záplavovém území již umístěn, a jeho vlastníci se dobrovolně rozhodli nést dané riziko. Významným rozdílem oproti aktivním protipovodňovým opatřením je to, že na jejich realizaci je potřeba vynaložit dodatečné soukromé či veřejné prostředky (Čamrová, Jílková a kol., 2006).



obr. 11 – Členění protipovodňových opatření (Čamrová, Jílková a kol., 2006)

V České republice řeší otázku protipovodňových opatření Povodňová směrnice, která byla přijata v roce 2007. Je provázána s Rámcovou směrnicí o vodách a klade si za cíl snížení lidských obětí, materiálních škod a škod na životním prostředí (Pravec a Pithart, 2012). Podle zákona o vodách č. 254/2001 Sb. mohou obce a jednotlivci vykonávat opatření k ochraně svého majetku. Na tato opatření pak může přispívat stát či kraje. Obce též mohou o příspěvky žádat vlastníky majetku, který bude protipovodňovým zařízením chráněn. Obce i jednotlivci však většinou ponechávají řešení protipovodňových opatření na úředních orgánech. Významnou roli při realizaci protipovodňových opatření sehrávají podniky Povodí, které mají za úkol koordinovat opatření v rámci celého povodí a monitorovat, zda konkrétní opatření v jednom místě nebude mít za následek zhoršení situace v místě jiném. Jako správci vodních toků jsou podniky Povodí také investory, z čehož vyplývá, že mají právo realizovat protipovodňová opatření na vodních tocích, které spravují (Čamrová, Jílková a kol., 2006).

Zvyšování retenčních schopností povodí patří mezi jedny z nejméně přírodně blízkých opatření. Hlavním cílem je ponechání říční nivy v co nejvyšší možné míře jejímu samostatnému vývoji (Janský, 2004). V oblasti říční nivy dochází k ovlivnění odtokového procesu krajiny. Často se zde nacházejí cenné přírodní biotopy, ale také je často využívána lidmi. Prostorové vymezení a definice údolní nivy se liší v různých vědních oborech. Z geomorfologického hlediska je údolní niva částí údolního dna, která je tvořena akumulacemi nezpevněných sedimentů a je zaplavována během povodní (Demek, 1987). Rozložení údolní nivy podél vodních toků není souvislé, její šířka obecně roste v závislosti na vzdálenosti od pramene (Hartvich a Jedlička, 2007). Podle charakteru povrchu lze vyčlenit dva základní typy údolní nivy. V širokých údolních nivách, kde převažuje sedimentace v oblasti koryta a jeho nejbližším okolí je vytvářena konvexní niva, vyznačující se přirozeným akumulacním valem podél koryta. Konkávní niva vzniká u menších niv, kde se plochý povrch mírně zvedá u okrajů a v blízkosti vodního toku se nevyskytují akumulacní valy (Hugget, 2007). Z pedologického hlediska je údolní niva vymežována na základě vyskytujících se typů půd, především fluvizemí, mladých půdních typů bez výrazných diagnostických znaků a glejů. (Šefrna, 2007). Hydrologie chápe údolní nivu jako území přilehlé vodnímu toku, které je při vyšších průtocích periodicky zaplavováno (Bren, 1993). U říčních niv lze stanovit objemová kapacita jejich pasivního retenčního prostoru. Jedná se o místa, kde se v nivě nacházejí terénní deprese, které se plní při inundaci, případně infiltrací za zvýšeného stavu

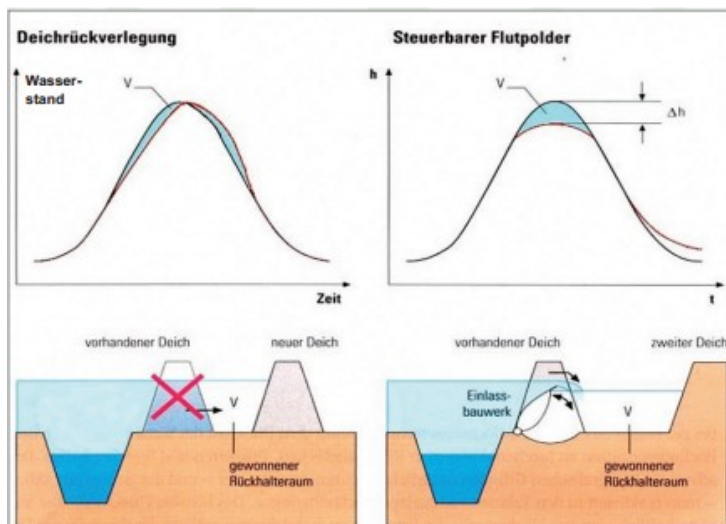
hladiny v toku, a po jejím opadu zůstávají zaplněna déle než okolí. Pasivní retenční objem tak může sloužit k zachycení části povodňové vlny a tím i ke snížení celkového objemu povodně. Na druhou stranu je tento objem schopen navyšovat zásobu vody v době jejího nedostatku (David, 2012). Rozlivy v nivách zpomalují průtok rozvodněného toku, a tím i odtok vody z krajiny. Jelikož je hrubost povrchu nivy výrazně vyšší než hrubost říčního koryta, je odtok zpomalován i v důsledku vyššího tření po rozlití. Čím je niva blíže jejímu původnímu stavu a je heterogennější, tím se tento efekt projevuje výrazněji (Janský a Turek, 2012). Říční niva je přirozeným záplavovým územím a mělo by se s ní tak i zacházet. V rámci přírodě blízkých protipovodňových opatření je v nezastavěných oblastech navrhováno snížení kapacity koryta na korytotvorný průtok a zvýšení četnosti rozlivů do údolní nivy, společně s navrácením koryta toku i nivy k jejich přirozenému stavu. U současných niv lze jejich retenční schopnost navyšovat například vhodně zvoleným vegetačním pokryvem. V případě trvalého zatravnění nivy je umožněn volný rozliv vod do inundace, nicméně při snaze o zvýšení drsnosti povrchu nivy, a tím i zvýšení retardace vody v krajině je vhodnější volbou zalesnění povrchu. Při zalesnění je třeba dbát na druhovou skladbu porostu, který bude v budoucnu periodicky zaplavován. Jako zcela nevhodné se zde jeví hospodářsky výnosné smrkové porosty, které mají nízkou toleranci vůči zatopení kořenového systému a mohou se snadno vyvrátit. Za zcela nejvhodnější variantu se považuje ponechání nivy přirozené sukcesí (Veselý, 2012). V mnoha říčních nivách se však nachází rozšířená zástavba, a proto je třeba přistupovat k jinému způsobu protipovodňové ochrany.

Se zvýšením retenční schopnosti jsou úzce spjaty i revitalizace vodních toků. Ty jsou definovány jako skupina opatření vedoucích k obnově hydrologického přírodě blízkého režimu v povodí. Revitalizace toku velmi často probíhají společně s revitalizací samotného nivního prostoru. Cílem revitalizací vodních toků je v mnoha případech především obnova jejich ekologické funkce. Při přípravě revitalizačních projektů je však potřeba brát v úvahu že tok musí mít vedle funkce ekologické také funkci vodohospodářskou (Ehrlich a kol., 2003). Upravenost říční sítě významně ovlivňuje odtokový proces během povodní. Jedná se zejména o zkrácení přirozené délky vodních toků a úpravy jejich koryt. Napřímení koryt toků má na odtok vody z krajiny během povodní značně negativní vliv. Dochází ke snížení celkového objemu říční sítě a tím i ke zkracování postupové doby povodně, zvýšení strmosti povodňové vlny a dosažení vyšších hodnot vodních stavů. Zpevněním břehů a dna umělými

materiály je snižována drsnost koryta, dochází tedy k menšímu tření a voda je schopna postupovat korytem rychleji. Zkrácení postupové doby povodně zkracuje i čas, který je zapotřebí pro informaci a případnou evakuaci ohrožených obyvatel. Nejhorší úpravou je v případě povodňové události zatrubnění toku, kdy může dojít k zanesení zatrubněných částí materiálem unášeným povodní. V tomto případě dojde k vytvoření bariéry na toku, která má za následek zvýšenou erozní a akumulární činnost a v některých případech i destrukci celé struktury (Langhammer, 2007). Základním předpokladem úspěšné revitalizace je poskytnutí dostatečného prostoru vodnímu toku, což může být velkým problémem v zastavěných oblastech. Nedostatek prostoru v urbanizovaném území je jeden z důvodů, proč se rozlišují revitalizační přístupy v intravilánech a extravilánech. V urbanizovaných územích, kde jsou vodní toky poznamenány nejvíce, a kde ve většině případů chybí prostor potřebný k rekultivaci, je vhodné použít alespoň tzv. revitalizaci částečnou. Revitalizace se pomocí změny morfometrických charakteristik snaží navrátit vodní tok do jeho přirozeného přírodě blízkého stavu. Nejčastějšími problémy jsou opevnění či zahlobení vodních toků. Takovéto toky je nutné „osvobodit“ či vyzdvihnout. Pokud po nápravě vodní tok disponuje potenciálem samovolně se vyvíjejícího toku, je možné ponechat ho tomuto přirozenému vývoji. V opačném případě je vhodné vytvořit tzv. iniciační centra, která by morfometrický vývoj zpočátku podporovala. Revitalizace jsou na rozdíl od některých technických protipovodňových opatření dlouhodobým procesem a svou funkci plně splňují až po několika letech (Matoušková, 2007).

Jednou z možností protipovodňové ochrany v nezastavěném území je transformace povodňové vlny pomocí malých vodních nádrží či suchých poldrů. Při rozhodování zda vybudovat vodní nádrž či suchý poldr je třeba brát v úvahu řadu dalších aspektů a ne je chápat pouze jako opatření v protipovodňové ochraně (Janský, 2004). Malé vodní nádrže jsou schopny dočasně zachytit část objemu povodňové vlny v retenčním prostoru nádrže. Jak velká tato část bude, je závislé na nenaplněném akumulárním prostoru nádrže. Při volbě stálých nádrží však může docházet k řadě problémů, jako například zanášení nádrže, zhoršení kvality vody a mnohým dalším. Stálá nádrž také není schopna zachycení takového množství vody jako suchý poldr (Hrádek a Kuřík, 2003). Poldry jsou ohrázené prostory, které jsou schopné zachytit část povodňového průtoku. Po průtoku povodňové vlny je jejich retenční prostor postupně vyprazdňován. Mimo povodně je ve většině případů poldry hospodářsky využívány (Hrádek a Soukup, 1999). Výstavba poldrů náleží ke klasickým

hydrotechnickým protipovodňovým opatřením. Z ekologického, ale i technického hlediska je vhodnější výstavba poldrů polosuchých, ve kterých malé množství vody setrvává po celý rok. Tento zůstatek vody zajišťuje nejen zvýšenou biodiverzitu poldru, ale udržuje též patu hráze ve vlhkém stavu. V období povodňových průtoků pak dochází stejně jako u poldru suchého k naplnění celé jejich kapacity (Just, 2003). Poldry lze dělit dle jejich umístění na toku na průtočné a postranní. Průtočný poldr je umístěn přímo na toku a disponuje větším retenčním prostorem na zachycení povodňové vody. Poldr postranní je ohrázený prostor v nivě neprotékaný tokem. Po dosažení určité výšky hladiny se do něj přepadem dostává voda z toku a je zde zachycována část povodňového objemu (Just a kol., 2005). Dále lze rozlišovat poldry řízené a neřízené (obr. 12). U řízených poldrů je zaplavování poldru, ale i množství vody vypouštěné dále po toku řízeně ovlivňováno pomocí vpustí a výpustí. U bočních poldrů lze ovlivnit výška hladiny, při které bude voda do poldru vpouštěna. Neřízené poldry jsou závislé výhradně na vodním stavu v toku a jsou zaplavovány již při jeho vybřežení (ELLA, 2013).



obr. 12 – Neřízený x řízený poldr (ELLA, 2013)

Dalším opatřením zvyšujícím retenční kapacitu území je regulace využití území. Regulace rozsahu, druhové a věkové skladby lesů má význam z pohledu retence vody v povodí. Zalesněné území s rozličnou druhovou a věkovou skladbou dřevin je schopno delší retardace vody v období jejího nadbytku a naopak nadlepšování průtoků v obdobích sucha. Srovnatelný význam z pohledu retence má i zatravňování zemědělských pozemků. Obě tato opatření vedou k celkovému zvyšování retenčního

potenciálu krajiny a mají také velký význam v protierozní ochraně (Čamrová, Jílková a kol., 2006).

V zastavěných oblastech je na rozdíl od nezastavěných nejdůležitějším prvkem protipovodňové ochrany snaha o urychlení odtoku a zkapacitnění koryta. Zkapacitnění koryta vodního toku lze dosáhnout jeho rozšířením, prohloubením, vytvořením sekundárního – povodňového koryta či snížením drsnosti dna. Důležité je také pravidelné čištění a údržba vodního toku (Čamrová, Jílková a kol., 2006).

### **2.3.3. Sucho**

Pojem sucho není hydrologicky zcela jednoznačně definován. Jeho působení je na rozdíl od povodní pomalé a jeho následky mohou být pozorovatelné i několik let po skončení suchých period. Vzhledem k tomu, že nelze přesně určit dobu nástupu ani konce sucha, je často nazýváno tzv. „plíživým“ jevem (Hladný a Kakos, 2006). Obecně je sucho popisováno jako nedostatek vody pro různé požadavky v daném místě a čase. Požadavky se mohou týkat jak přírodních systémů, tak například lidských potřeb. Epizodami extrémního sucha mohou být značně negativně ovlivněny vodní zdroje i životní prostředí (Tallaksen a van Lannen, 2004).

Vzhledem k rozsáhlému množství příčin sucha i jeho různým definicím je často sucho hodnoceno ze čtyř hlavních hledisek: meteorologického, hydrologického, zemědělského a socioekonomického. Meteorologické sucho je ovlivňováno četností výskytu a množstvím srážek a teplotami vzduchu. Často je definováno jako odchylka úhrnu srážek od dlouhodobých průměrů. Zemědělské sucho je spojováno s dopady meteorologického sucha v zemědělství. Nastává při nedostatku množství vody na pokrytí potřeby zemědělských kultur. Ve většině případů nastupuje krátce po nástupu sucha meteorologického a před nástupem sucha hydrologického. Definice socioekonomického sucha se zabývají následky a dopady sucha na společnost a její hospodářské aktivity. Nastává v okamžiku, kdy se nedostatek vody začne dotýkat obyvatelstva a narušovat jeho aktivity (Hladný a Kakos, 2006).

Hydrologické sucho nastává po déletrvajícím období sucha meteorologického a zemědělského. Doba jeho nástupu je ovlivněna zásobami vody v povodí, geomorfologickými, geologickými a vegetačními poměry povodí a zásobováním toků podzemními vodami. V následku hydrologického sucha dochází k poklesu průtoků a současnému poklesu hladin podzemních vod. Jeho vývoj je postupný, neboť zpočátku je odtok ve vodních tocích dotován vodou z podzemních zdrojů, která ubývá pomalu, i

přesto, že nedochází k infiltraci vody nové (Vlnas a kol. 2010). Pro povrchové toky je hydrologické sucho definováno počtem po sobě jdoucích dnů až let, kdy je v porovnání s dlouhodobými průměry dosahováno velmi malých průtoků, konkrétně  $Q_{355}$  a menších. Hodnota  $Q_{355}$  tvoří hranici možných odběrů vody bez technických opatření v korytě (Hladný a Kakos, 2006).

Nejstarší spis zabývající se historickými epizodami sucha na území České republiky je spis A. Strnada z roku 1790, pojednávající o suchu mezi lety 633 a 1700 v Království českém. Následovala studie F. Augustina z roku 1894 shrnující epizody sucha v Čechách mezi lety 962 – 1800. Z novějších děl pojednává o historických epizodách sucha i kniha K. Pejmla z roku 1966, zabývající se kolísáním klimatu v severočeské vinařské a chmelařské oblasti mezi lety 1500 – 1900. Při porovnání více zdrojů lze jako celorepublikově suché roky označit roky 1540, 1590, 1616, 1790 a 1842 (Munzar, 2003). V minulých letech byl velmi suchým rokem například rok 2003, kdy od začátku roku do konce září spadlo na většině území České republiky méně než 500 mm srážek, což je méně než 80 % dlouhodobého ročního průměru, místy i méně než 60 %. Současně byla za toto období naměřena i teplotní odchylka  $+2^{\circ}\text{C}$ . K prudkým poklesům hladin toků docházelo od května 2003 a od června do září přetrvávaly na tocích podprůměrné průtoky. Nejnižších stavů bylo dosaženo v průběhu srpna. K nejméně vodným tokům v povodí Vltavy patřilo i zájmové území horní Otavy (Řičicová a kol, 2003).

#### **2.4. Hydrologické modelování**

Dooge (1986) popisuje model jako „zjednodušenou reprezentaci části přírodního nebo člověkem formovaného světa, která může reprodukovat některé z jeho charakteristik.“ Hydrologické modely reprezentují hydrologický cyklus, či vybrané hydrologické procesy. Jedním z hlavních důvodů pro používání hydrologických modelů je nedostatek změřitelných prvků hydrologického systému. Většina hydrologických systémů je extrémně komplexní, z čehož vyplývá, že jim nejsme schopni porozumět do posledního detailu. V současnosti lze využívat pouze omezené množství technik měření a omezené množství měření prostorem a časem. Proto je za využití dostupných dat využíváno hydrologických modelů ke zjištění prostorově či časově nezměřitelných prvků. Velmi často jsou hydrologické modely používány pro zjištění budoucího vývoje



odtokových poměrů povodí v souvislosti s klimatickou změnou či změnami ve využití povodí (Beven, 2001).

Hydrologické modely byly vyvíjeny z mnoha důvodů, a proto existuje celá škála jejich různých forem. V podstatě se však všechny shodují ve dvou zásadních účelech. Jedním je lepší porozumění průběhu hydrologických procesů v povodí a tomu, jak mohou být tyto procesy ovlivněny případnými změnami v povodí a druhým je generování syntetických sekvencí hydrologických údajů pro využití v hydrologických prognózách a předpovědích (Xu, 2002).

#### **2.4.1. Historie hydrologického modelování**

Jako první se podrobným fungováním hydrologického cyklu zabývali již v 17. století francouzští vědci Pierre Perrault a Edme Mariotte, kteří ustanovili hydrologii jako experimentální vědu. Základy srážko-odtokových modelů lze nalézt v polovině 19. století, kdy byly využívány k řešení technických problémů, například k návrhům městské kanalizace či odvodňovacích soustav (Máca, 2013). V roce 1851 položil Ir Thomas James Mulvaney základy racionální metody, která předpokládá velikost kulminace povodně na základě výšky spadlých srážek a definuje kulminační odtok z povodí  $Q_p$  jako:

$$Q_p = C \times i \times A,$$

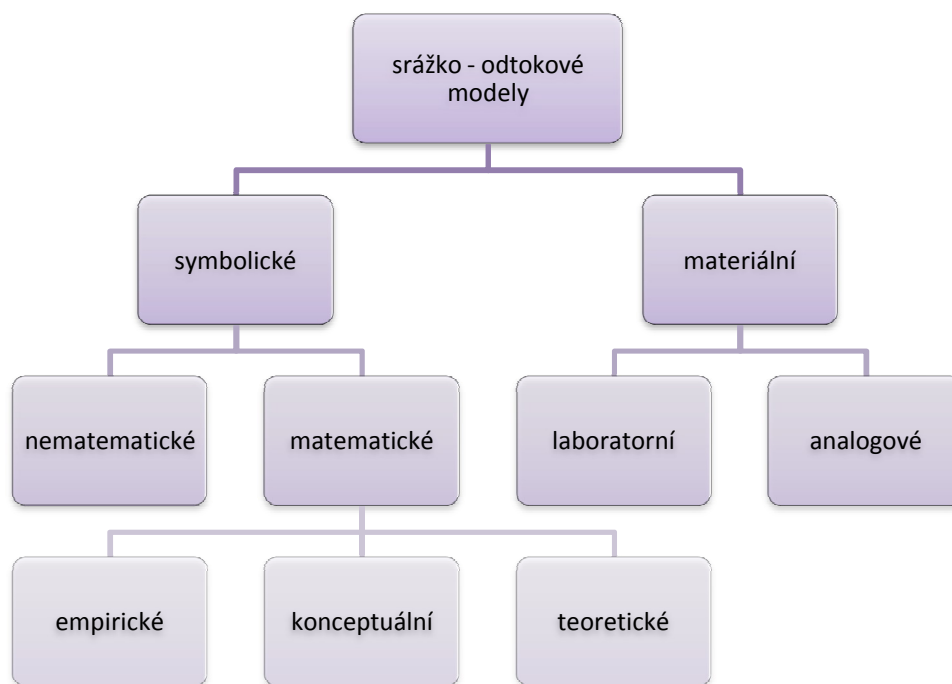
kde  $C$  je koeficientem odtoku, závislým na charakteristikách povodí,  $i$  je intenzita srážky v čase  $T_c$  a  $A$  je plocha povodí.  $T_c$  je časem koncentrace, tedy dobou, která je potřeba k odtoku srážky z nejvzdálenějšího bodu povodí do uzávěrového profilu (Beven, 2001).

V průběhu 19. století byla definována proudění v různých typech prostředí. Roku 1856 definoval Henry Darcy prostřednictvím Darcyho zákona proudění v porézním prostředí, roku 1863 byly definovány Saint – Venantovy rovnice pro proudění v otevřených korytech a roku 1877 popsal Joseph Boussinesq proudění v nasyceném porézním prostředí. V první polovině 20. století definovali proudění v nenasyčeném porézním prostředí Green Ampt (1911) a následně roku 1931 i Richards (Máca, 2013). Zásadním pokrokem v hydrologickém modelování se stala v roce 1932 Shermanova teorie jednotkového hydrogramu. Díky němu je možné vypočítat nejen kulminační průtok, ale i objem celého hydrogramu. Na Shermanovu teorii navazovalo postupně mnoho dalších variant. Mezi nejvýznamnější lze zařadit například Nashovu (1957) či Doogeeovu (1959) teorii okamžitého jednotkového hydrogramu. V 60. letech

20. století se objevilo mnoho nových přístupů k modelování srážko-odtokových procesů, opravdový rozmach však nastal až s rozvojem počítačových technologií v 80. letech 20. století, kdy se začaly rozvíjet i makro měřítkové hydrologické modely. V současnosti jsou matematické modely jedním z nejdůležitějších nástrojů pro řešení hydrologických problémů (Xu, 2002).

#### **2.4.2. Dělení hydrologických modelů**

Hydrologické modely mohou být klasifikovány z různých hledisek, což do dnešní doby vedlo k mnoha rozličným klasifikacím různých autorů. Jednou z nejznámějších klasifikací je rozdělení dle Singha z roku 1988 (obr. 13). Ten dělí srážko-odtokové modely na symbolické a materiální. Mezi materiální patří modely laboratorní a analogové. Materiální modely jsou někdy též nazývány modely fyzikálními. Jejich principem je přiřazení stejných vlastností, jaké má modelovaný hydrologický systém i samotnému modelu. Lze mezi ně zařadit například dešťové simulátory, laboratorní lyzimetry, laboratorní modely povodí, či elektrické analogové modely. Symbolické modely jsou dále děleny na matematické a nematematické. Matematické modely vyjadřují chování systému soustavou rovnic a jsou dále děleny na empirické, konceptuální a teoretické. Obecně lze u všech těchto modelů dále rozlišovat, zda jsou lineární či nelineární, časově invariantní či variantní, celistvé či distribuované, deterministické či stochastické (Singh, 1988).



obr. 13 – Dělení hydrologických modelů dle Singha (podle Singh, 1988)

Empirické modely jsou často nazývány modely „black – boxovými“. Nejsou založeny na fyzikálním základu a hlavní důraz je kladen na reprezentaci dat. Jsou vytvořeny za určitých vstupních podmínek, a pokud dojde k jejich změně, dochází k poklesu predikční schopnosti celého modelu. Mezi empirické modely lze řadit například racionální metodu, modely jednotkového hydrogramu či regresní modely. Konceptuální, neboli „grey – box“ modely, jsou vytvořeny na základě vytvoření konceptu, který je vztažen k modelovanému systému. Fyzikální podstata procesů je zde již brána v úvahu, avšak ve velmi zjednodušené formě. Mezi konceptuální modely patří například Nashův model, ESMA model, PDM model, či NWS srážko-odtokový model. Teoretické, neboli „white – box“ modely, vycházejí ze skutečných fyzikálních zákonů. Svou logickou strukturou se shodují se strukturou modelovaného systému, díky čemuž jsou plně funkční i při změnách vstupních podmínek. Jsou však velmi náročné na množství vstupních dat a parametrů. Mezi teoretické modely lze zařadit modely založené na řešení parciálních diferenciálních rovnic, modely SHE, SHETRAN, Kineros a další (Xu, 2002).

Dalším příkladem klasifikace, která je velmi často používána je klasifikace hydrologických modelů podle WMO (World Meteorological Organisation). Je vytvořena na základě několika hlavních principů a rozděluje modely do kategorií dle účelu aplikace, typu simulovaného systému, typu a míry komplexnosti hydrologického

procesu, stupně kauzality simulovaného procesu a dle požadovaného rozsahu časové a prostorové diskretizace. Klasifikace rozděluje modely na deterministické a stochastické, ale mimo to vyčleňuje i speciální skupinu, která je kombinací dvou předešlých. Stochastické modely jsou dále členěny na pravděpodobnostní modely a modely časových řad. Deterministické modely pak člení podobně jako předešlá Singhova klasifikace na white box, grey box a black box modely (obr. 14).



obr. 14 – Členění deterministických modelů dle WMO (podle Becker a Serban, 1990)

Dle účelu aplikace jsou modely děleny do tří kategorií, na modely určené pro účely operativní hydrologie, modely využívané pro návrhovou a projekční činnost v oblasti vodního hospodářství a modely využívané pro výzkumnou činnost. Vstupní data využívaná pro modely operativní hydrologie, která jsou tvořena stavovými veličinami a okamžitými údaji z meteorologických stanic či radarů, jsou automaticky převáděna do modelu. Důraz je v tomto případě kladen především na jejich rychlé zpracování a využití pro krátkodobé předpovědi vodních stavů či průtoků na tocích. Modely využívané ve vodním hospodářství se zabývají především dlouhodobým řešením protipovodňové ochrany a řešením nejrůznějších technických staveb

umístěných na toku. Modely využívané ve výzkumu slouží především k výzkumu jednotlivých složek srážko-odtokového procesu (Jeníček, 2007).

Z hlediska typu simulovaného systému lze modely členit na elementární a komplexní. Toto rozdělení je jedním z určujících pro vodohospodářskou praxi. Dělení jednotlivých typů podle WMO je uvedeno v tabulce 1. Rozdělení podle typu simulovaného procesu je uvedeno v tabulce 2 (Daňhelka a kol, 2003).

tabulka 1 – Typy hydrologických systémů (podle WMO in Daňhelka a kol., 2003)

číslo	typ simulovaného systému	ID
1	Elementární systémy	
1,1	Hydrotopy	HU
1,2	Méně až středně velké odtokové plochy	SA
1,3	Zvodnělé vrstvy	AQ
1,4	Říční síť	RR
1,5	Nádrže a jezera	RL
2,0	Komplexní systémy	
2,1	Systém říčních sítí, nádrží a jezer	CS
2,2	Povodí nebo velké odtokové plochy	CB

tabulka 2 – Hydrologické procesy a parametry použité při klasifikaci modelů (podle WMO in Daňhelka a kol., 2003)

číslo	hydrologické procesy a parametry	ID
1	Půdní vlhkost a evapotranspirace	ES
2	Podzemní voda, hladina, průtok	SG
3	Průtok a vodní stav v korytě	
3,1	s časovým krokem < 1 den	QF
3,2	s časovým krokem > 1 den	QM
4	Teplota vody, ledový režim	TW
5	Splaveniny a související parametry	QS
6	Kvalita vody	WQ

Podle stupně kauzality lze hydrologické modely dělit na deterministické a stochastické. Kauzalita procesu je vyjádřena vztahem příčina – důsledek. I přesto, že

hydrologické procesy vždy obsahují deterministické i stochastické prvky, je většina modelů založena jen na jednom principu. Z tohoto důvodu se ve výstupech modelů obvykle objevují chyby, které by bylo možné v případě deterministického modelu vyjádřit stochastickými prostředky a naopak (Daňhelka a kol., 2003). Deterministické modely jsou založeny na vztahu příčina – důsledek. Základem modelů je vztah závislých (výstupní veličiny) a nezávislých (vstupní veličiny) proměnných. Jednotlivé deterministické modely se od sebe odlišují svou strukturou, fyzikálním přístupem či prostorovou a časovou diskretizací. Podle toho jsou podobně jako v Singhově klasifikaci děleny na white-box, grey-box a black-box modely (Daňhelka a kol., 2003). Stochastické modely nepracují se vztahem příčiny a důsledku. Jejich základem je pravděpodobnostní prvek, který ovlivňuje výstupy z modelu. Pokud model proběhne několikrát za sebou, s naprosto totožnými vstupními daty, výstupy se budou kvůli tomuto pravděpodobnostnímu prvku vždy poněkud lišit (Becker, Serban, 1990).

Míra časové diskretizace je dána volbou časového kroku modelu. Pro situace operativního charakteru, povodňové studie či modelování šíření znečištění je často používán hodinový až denní časový krok, zatímco pro bilanční modely se využívají spíše delší, týdenní až měsíční, časové kroky. Z hlediska časové kontinuity modelu lze rozeznávat modely epizodní a kontinuální. Epizodní modely, často také nazývané modely událostní, simulují chování povodí jen pro dílčí události, například během povodňových situací či hydrologického sucha. Kontinuální modely jsou používány pro dlouhodobé, často i několikaleté simulace. Bývají využívány pro velká území, kde je většina povodňových událostí zapříčiněna srážkami regionálního charakteru (Daňhelka a kol., 2003).

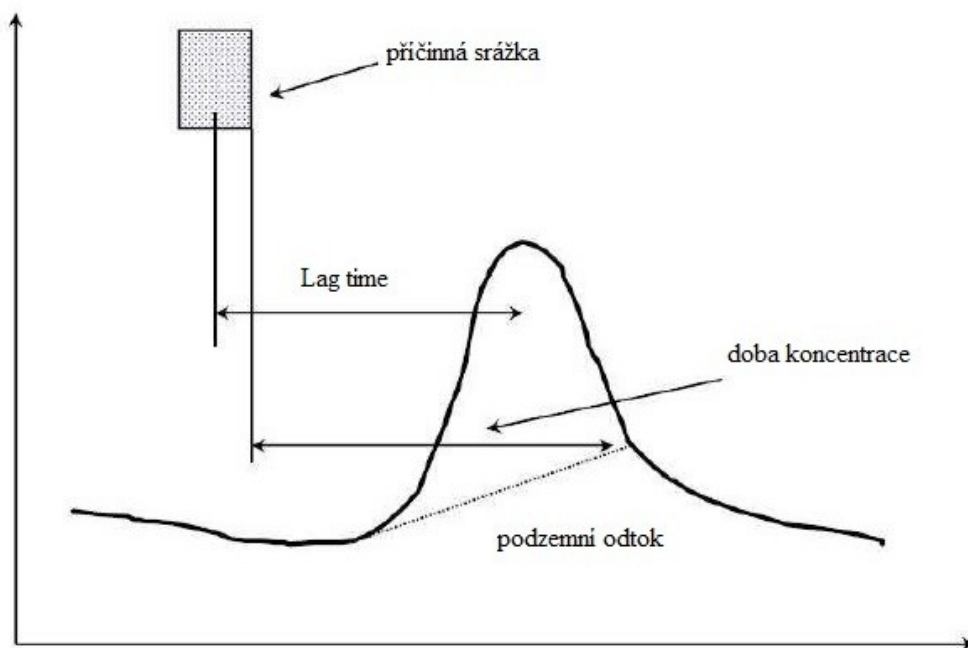
Poněkud složitější je klasifikace dle prostorové diskretizace. Dochází zde k dělení podle schematizace hodnoceného území a výběr modelu vede k vytvoření jeho topologie. Modely jsou rozdělovány na celistvé, semi-distribované a distribuované. Celistvé, častěji nazývané lumped modely, bývají někdy označovány i jako modely soustředěných parametrů. Parametry povodí jsou vztahovány buďto na celé či dílčí povodí a není zohledňována jejich prostorová distribuce. Vzhledem ke své jednoduchosti patří celistvé modely k často používaným. Princip semi-distribovaných modelů je založen na rozčlenění území do menších celků na základě zvolených kritérií. Jednotlivé celky se vyznačují homogenními prostorovými parametry. Semi-distribované modely jsou ideální kombinací mezi modely celistvými a distribuovanými. V distribuovaných modelech je území rozčleněno do pravidelné

čtvercové, popřípadě trojúhelníkové sítě elementárních odtokových ploch. Modelované procesy jsou následně řešeny pro každý grid samostatně. Je přihlíženo k prostorové variabilitě vstupních parametrů, které i po transformaci na parametry výstupní vykazují variabilitu v prostoru (Becker, Serban, 1990).

Do současnosti bylo vyvinuto velké množství více či méně úspěšných modelovacích programů. Mezi ty nejznámější lze zařadit například MIKE – SHE, HEC – HMS, SWAT, Sacramento, HBV, HYDROG, WaSiM – ETH, WMS, TOPMODEL, KINFIL či NASIM a mnohé další. MIKE – SHE je srážko-odtokovým modelem, který vyvinula dánská firma DHI. Řadí se mezi koncepční distribuované až semi-distribuované modely a je schopen kontinuální i epizodní simulace. Výhodou je vazba na GIS a možnost řešit velké množství hydrologických úkolů. Sacramento – Soil Moisture Accounting je vyvíjený již od poloviny 70. let národní meteorologickou službou (NWS) USA. V České republice je součástí předpovědního systému Aqualog, který je používán ČHMÚ pro oblast Labe. Model HYDROG byl vyvinut pro simulaci srážko-odtokového procesu v povodí s nádržemi. ČHMÚ ho využívá především pro regionální předpovědi na povodích Odry a Moravy (Bízek a kol., 2011).

### **2.4.3. Jednotkový hydrogram**

Jednotkový hydrogram je hydrogram s jednotkovým objemem, zapříčiněný rovnoměrně rozloženým efektivním deštěm, jehož objem je rovněž roven jedné jednotce (obr. 15). První koncept jednotkového hydrogramu byl vytvořen Shermanem roku 1932. Jednalo se o jednodenní jednotkový hydrogram zapříčiněný efektivním deštěm v délce trvání jednoho dne, jehož základem byl princip proporcionality. Postupem času byl Shermanův koncept rozvíjen mnoha dalšími autory, jako například Zoch (1943), Nash (1959) či Dooge (1959). Okamžitý jednotkový hydrogram byl odvozen Clarkem (1943) na základě spojení modelu izochron a lineární nádrže. Clarkův přístup je dodnes široce využíván (Ramírez, 2000).



obr. 15 – Jednotkový hydrogram (podle Vizina, 2010)

Jednotkový hydrogram umožňuje stanovit charakteristické vlastnosti, které jsou dále použity při popisu odtokové odezvy daného povodí. V situacích, kdy je povodí zatíženo libovolným efektivním deštěm s různým celkovým objemem, z něj lze odhadnout hydrogram přímého odtoku. Obecně jsou jednotkové hydrogramy založeny na třech základních principech. Princip proporcionality vyjadřuje lineární vztah mezi efektivní srážkou a odtokem z povodí. Lze tak vyjádřit, jaká bude odezva povodí v případě, že během stejné doby trvání efektivního deště vstoupí do povodí několikanásobek jednotkového objemu efektivní srážky. Princip časové invariance určuje časové rozdělení odtoku. Doba odtokové odezvy způsobené nejednotkovou efektivní srážkou zůstává v porovnání s jednotkovou efektivní srážkou neměnná. Princip superpozice slouží ke stanovení hydrogramu přímého odtoku v případě, kdy je povodí zatěžováno efektivní srážkou trvajícím libovolným celočíselným násobkem doby trvání příslušného intervalového jednotkového hydrogramu. Podle doby trvání efektivního deště lze rozlišovat intervalové jednotkové hydrogramy, jejichž doba trvání příčinného deště je větší než nula a okamžikové jednotkové hydrogramy, s dobou trvání příčinného deště limitně rovnou nule. Dle způsobu stanovení se jednotkové hydrogramy dělí na datově orientované či syntetické modely. Datově orientované jednotkové hydrogramy jsou stanoveny na základě srážko-odtokových dat, zatímco syntetické modely jsou



hydrogramy vyjádřené pomocí určitého modelu. Mezi syntetickými modely lze dále rozlišovat pravděpodobnostní, empirické, konceptuální a geomorfologické modely. Dále lze dělit jednotkové hydrogramy na spojité, vyjadřující závislost průtoku na čase spojitou křivkou a diskrétní, které vyjadřují průtok konečnou množinou hodnot (Máca, 2010).

Pravděpodobnostní modely využívají k odvození jednotkového hydrogramu popis rozdělení pravděpodobnosti náhodných veličin. Pro odhad jednotkového hydrogramu je využíváno předpokladu, že veličiny nabývají kladných hodnot s nenulovou nebo nulovou pravděpodobností a záporných hodnot s nulovou pravděpodobností a že mají tvar podobný povodňové vlně, která se vyznačuje krátkou dobou vzestupu. Mezi pravděpodobnostní modely lze zařadit například dvouparametrické gama rozdělení, beta rozdělení, Weibullovo rozdělení či odhad parametrů metodou momentů. Empirické modely jednotkového hydrogramu vycházejí z předpokladu, že přímý odtok z povodí a tvar hydrogramu jsou závislé na tvaru povodí. Charakteristiky povodí jsou popsány neměnnými indexy a tvar srážko-odtokové události pomocí charakteristik jako je doba koncentrace a doba dotoku, na základě kterých lze stanovit jednotkový hydrogram. Mezi empirické jednotkové hydrogramy patří například Snyderův či Espeyův jednotkový hydrogram. Konceptuální modely umožňují odhad jednotkového hydrogramu pomocí předpokladů o chování hydrologického systému zkoumaného povodí. Jedná se hlavně o dva typy chování hydrologického systému: translační a retenční funkci. Hydrologický systém je často reprezentován soustavou různě navzájem propojených a uspořádaných nádrží a kanálů. Mezi konceptuální jednotkové hydrogramy lze počítat například Clarkův, Nashův, Diskinův či Doogův jednotkový hydrogram. Geomorfologický model jednotkového hydrogramu odhaduje jednotkový hydrogram na základě geomorfologických poměrů povodí (Máca, 2010).

#### **2.4.4. Modely neuronových sítí**

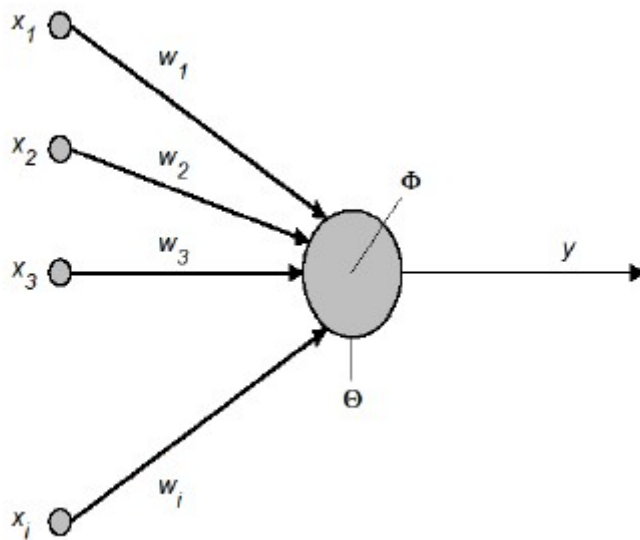
Umělé neuronové sítě jsou založeny na popisu nervové soustavy a měly by provádět stejná konání jako ona. Cílem umělých neuronových sítí bylo vytvoření efektivního modelu, který se umí učit na vzorech chování, což znamená, že způsob práce systému se vyvíjí v čase, v závislosti na přijímaných vstupních datech. Právě svou schopností učit se se umělé neuronové sítě snaží co nejvíce přiblížit chování lidského mozku. Jejich použití má opodstatnění v případech, kdy při řešení problému buď není

možné matematicky popsat všechny vztahy a souvislosti, které ovlivňují sledovaný proces, nebo se podaří matematický model sestavit, ale je tak složitý, že jeho případná algoritmizace řešení je časově a programově velmi náročná či dokonce nemožná. Klíčová myšlenka, kterou zavedení umělých neuronových sítí do modelování přineslo, spočívá v absenci přesného a předem daného algoritmu, podle kterého systém pracuje. Díky tomu lze tento postup zařadit mezi black – box modely (Seidl a Taufer, 2008).

Do minulosti lze zaznamenat celou řadu modelů umělých neuronových sítí. Počátek využití lze datovat do 40. let 20. století, kdy se mezi průkopníky jejich využití zařadili McCulloch a Pitts či Donald Hebb. McCulloch a Pitts sestavili první model neuronu a vysvětlili příčiny podmíněných reflexů nervových soustav u živých organismů. Jejich model neuronu byl v době po druhé světové válce velmi široce uplatňován a přesto, že byl pak mnoha dalšími autory modifikován a doplňován, je základem naprosté většiny umělých neuronových sítí dodnes. Zlatý věk využití umělých neuronových sítí nastal v 50. a 60. letech, kdy byl vytvořen nový model neuronu označovaný jako perceptron. Pro jednovrstevnou síť perceptronů stanovil Hebb i učící algoritmus. Jedním z protagonistů tohoto typu sítí byl například prof. Widrow, který navrhl perceptronové struktury ADALINE a později MADALINE, které našly využití v řadě aplikací v civilní i vojenské sféře. V Čechách se v té době neuronovými sítěmi zabývala skupina výzkumníků na Elektrotechnické fakultě ČVUT. Později bylo však Minským a Papertem matematicky dokázáno, že takováto jednovrstevná síť není schopna řešit ani jednoduché problémy. V 70. letech tak došlo k úpadku používání umělých neuronových sítí a výzkum této problematiky byl na několik let pozastaven. K obnovení došlo v 80. letech, kdy byl vyvinut algoritmus učení vícevrstevných perceptronových sítí a Rummelhart a Hinton vyvinuli trénování neuronových sítí zpětným šířením chyb. V současnosti jsou informační technologie založené na využití umělých neuronových sítí pevnou součástí moderní informatiky (Novák a kol., 1998).

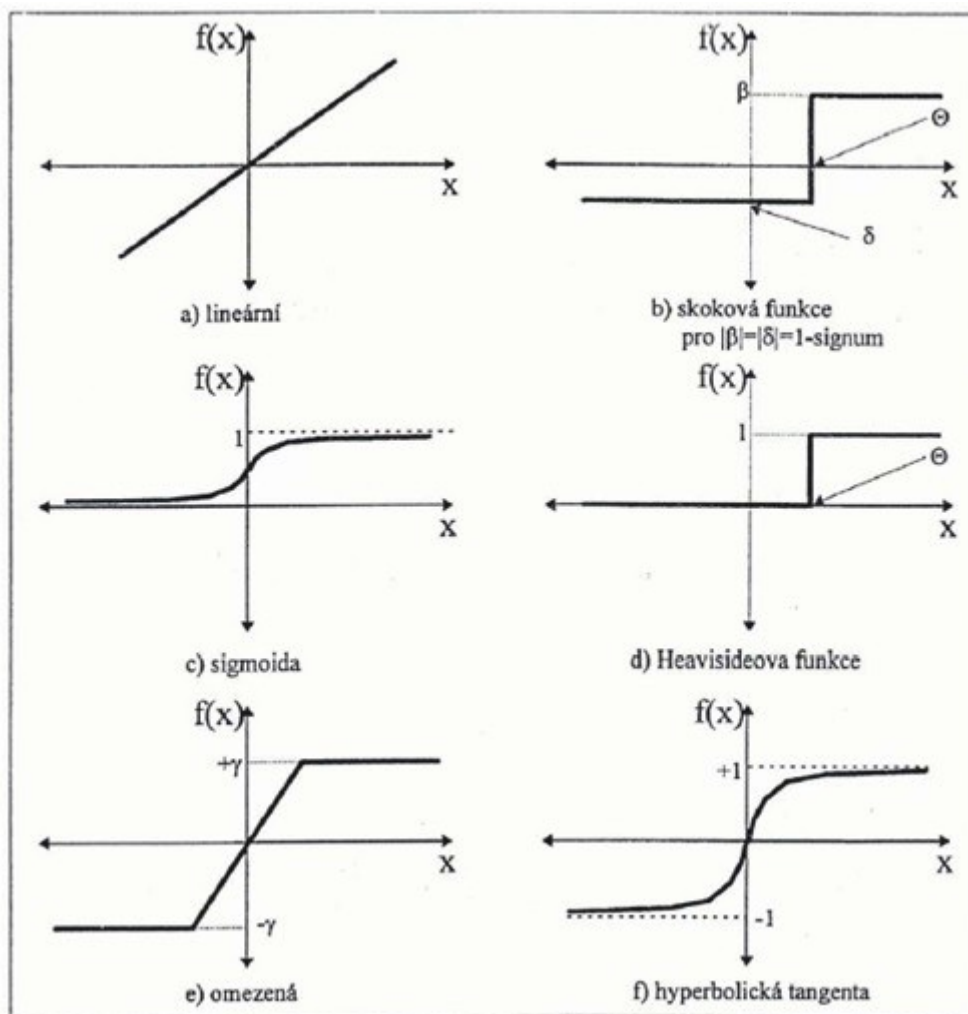
Neuronovou síť tvoří navzájem propojená soustava neuronů šířících lineárně signál. Skladba umělého neuronu (obr. 16) je odvozena od skladby neuronu lidského. Dendrity jsou zde nahrazeny vstupy ( $x$ ), které mohou mít jak povahu kvalitativní (0,1), tak i kvantitativní (počet toků). Sloučením všech těchto vstupů vznikne konečný vstupní vektor ( $X$ ). Umělý neuron se dále skládá z těla a výstupu. Synapse, zajišťující u lidského neuronu spojení s jiným neuronem, jsou zde nahrazeny váhami. Za jejich pomoci se pak odehrává i proces učení. Jelikož je výpočetní síla samotného neuronu

značně omezená, vznikají neuronové sítě. V současnosti lze narazit na velké množství rozdílných typů neuronů i umělých neuronových sítí (Oubrechtová, 2012).



obr. 16 – Skladba umělého neuronu,  $x_i$  =  $i$ -tý vstup do neuronu,  $w_i$  = hodnota  $i$ -té synaptické váhy,  $\Theta$  = práh neuronu,  $\Phi$  = přenosová (nelineární) funkce,  $y$  = výstup neuronu (Oubrechtová, 2012)

Každý typ neuronu je charakteristický určitým předpisem přenosové funkce. Přenosová funkce označovaná též jako funkce aktivační převádí vnitřní potenciál neuronu do definovaného oboru výstupních hodnot. Mezi nejčastěji používané přenosové funkce (obr. 17) patří funkce lineární, nelineární, skoková omezená a sigmoida. Nejčastěji je obor výstupních hodnot omezen intervalem  $[0;1]$  (Fatka, 2010).



obr. 17 – Přenosové funkce neuronových sítí (Fatka, 2010)

K obecně nejznámějším a nejpoužívanějším modelům patří model vícevrstvé perceptronové neuronové sítě s učícím algoritmem zpětného šíření chyby. Patří mezi dopředné umělé neuronové sítě se skrytou vrstvou neuronů a sigmoidální přenosovou funkcí. Neurony jsou rozděleny do vrstev tak, aby výstupy každého neuronu jedné vrstvy byly napojeny na vstupy všech neuronů vrstvy následující. Vazby se vyskytují vždy pouze mezi neurony sousedních vrstev a nikdy mezi neurony náležícími do jedné vrstvy. Každý neuron má tak právě tolik vstupů, kolik neuronů se nachází v předcházející vrstvě. Skrytá i výstupní vrstva tohoto druhu sítě jsou tvořeny neurony klasického typu (Oubrechtová, 2012).

Pro učení umělých neuronových sítí je důležitá existence tzv. trénovací množiny. Ta obsahuje prvky, které co možná nejreálněji popisují řešenou problematiku. Vzorky z trénovací množiny jsou pak v neuronové síti zachovány v podobě hodnot synaptických vah. Základem všech učících metod je Hebbův zákon učení, vycházející

z učení živých organismů, založeném na změně synapsí. Cílem procesu učení je nalezení takového souboru parametrů neuronové sítě, který nejlépe odpovídá předkládaným vzorům. K posílení vazeb mezi neurony dochází, jsou-li oba aktivní. V případě, že nedojde k aktivaci ani jednoho z neuronů, vazba slábne. Pokud je aktivní pouze jeden neuron, vazba zůstává beze změny. Jedním z nejčastěji používaných procesů je perceptronové učení neuronu. Neurony ve vstupní vrstvě mohou být nazývané také jako zdrojové uzly. Jejich úkolem je zajištění příjmu vstupů z okolí. Vstupní vrstva je považována za pasivní, jelikož zde dochází pouze k rozdělování a přenosu signálu na další vrstvy. Skryté vrstvy se mohou v síti nacházet v různém počtu. Jejich funkcí je především zpřesnění výpočtu výstupu. Pokud se však vyskytují v příliš vysokém množství, může dojít až k tzv. přeučení sítě, které se projevuje ztrátou schopnosti sítě zobecnit zákonitosti mezi vstupy a výstupy. Celá síť je zakončena výstupní vrstvou, která poskytuje celkový výstup. Optimálního nastavení dat a co možná nejmenší chyby mezi požadovanými a výstupními daty je docilováno opakovaným přiváděním trénovací množiny na síť. Proces učení může probíhat buďto jednorázově nebo se může po jistých obdobích adaptivně opakovat podle situace. Podle míry autonomie učícího procesu lze rozlišit tři hlavní typy učení: učení s učitelem, hodnocené učení a učení bez učitele. Nejčastěji používaným učícím algoritmem je zpětné šíření chyby (back – propagation). Ten je používán v přibližně 80 % všech neuronových aplikací a je nejrozšířenějším adaptačním algoritmem vícevrstevných neuronových sítí. Kromě učící neboli adaptivní fáze, má neuronová síť i fázi aktivní, během níž vykonává naučenou činnost. Dochází ke zpracování vstupních dat, kdy na základě vstupu dat vznikne ve vstupní vrstvě nerovnovážený stav. Zapamatované hodnoty v neuronech se začnou působením ostatních neuronů přes spoje měnit a mění se tak dlouho, dokud opět nenastane stabilní rovnovážný stav (Novák a kol., 1998).

Umělé neuronové sítě jsou využívány ve výzkumu mnoha vědních oborů v zahraničí i v České republice. Mezi tyto obory patří i modelování hydraulických a hydrologických procesů, využívané hlavně pro predikční účely, ale nejen pro ně. Na ČVUT v Praze byla metoda umělých neuronových sítí využita například během výzkumu v povodí Berounky, kde bylo cílem najít nejvhodnější model neuronové sítě pro dané podmínky. Výzkumem byly prokázány výhody aplikace neuronových sítí při řešení předpovědí hydrometrickými metodami v jednoduchých i složitějších říčních systémech. Bylo zjištěno, že s rostoucím předstihem předpovědi roste i počet požadovaných vstupů pro odvození spolehlivého modelu neuronových sítí (Fatka,

2010). Z mnoha zahraničních výzkumů lze zmínit například práci Imrie a kol. (2000), zabývající se využitím umělých neuronových sítí na dvou povodích ve Velké Británii.

#### **2.4.5. Hydrologický model HEC – HMS**

Model HEC – HMS (Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System) byl vytvořen ve výzkumném centru U. S. Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center jako pokračování celosvětově používaného systému HEC – 1, který byl armádou USA vyvíjen již od 60. let 20. století (Doan, 2000). Na program HEC – 1, který se zabýval problematikou odtoku vody z povodí, navazovaly programy HEC – 2 řešící říční hydrauliku, HEC – 3, do kterého již byly zakomponovány i simulace chování vody v nádržích či HEC – 4. Velkou předností HEC modelů je možnost jejich propojení s prostředím GIS a dostupnost tohoto freewareového programu na internetu. Model HEC – HMS byl vytvořen především pro simulaci srážko-odtokových procesů, ale má celou škálu možných využití (Correia et al., 1998). Je schopen hodnotit odlišná povodí a území, přičemž každý matematický prvek v softwaru je schopen pracovat za jiných podmínek a v různých typech prostředí. Uživatel je oprávněn volit různé způsoby výpočtu jednotlivých odtokových charakteristik pro dosažení co možná nejpřesnějších výsledků (HEC USACE, 2014).

HEC – HMS lze zařadit mezi deterministické konceptuální modely. Ve většině případů se jedná o model celistvý (lumped), u některých komponentů se však mohou vyskytovat i znaky odpovídající modelům distribuovaným. Model pracuje na principu rozdělení povodí do několika zón, se kterými je následně počítáno pomocí konceptu lineárních nádrží (HEC USACE, 2014).

Jednotlivé procesy srážko-odtokového cyklu jsou v programu popsány pomocí komponent. Pro tvorbu základního srážko-odtokového modelu jsou vyžadovány tři základní vstupní komponenty – parametry povodí, komponenta srážek a kontrolní komponenta (Maidment, Oliver, 1999). Meteorologický model obsahuje srážková, popřípadě i odtoková data, která jsou zde zaznamenávána ve formě časových řad. Vedle analýzy srážek lze v rámci meteorologického modelu vypočítat i evapotranspiraci na povodí či zkoumat akumulaci a tání sněhové pokrývky. Pro výpočet evapotranspirace je využíváno metody Priestley – Taylor či metody měsíčních průměrů, sněhové modely jsou založeny na metodě degree-day (Jeníček, 2009). Model povodí (Basin model) popisuje vlastnosti a charakteristiky sledovaného povodí. Je tvořen pomocí vzájemně propojených hydrologických elementů a metod, pomocí kterých jsou určovány

jednotlivé složky srážko-odtokového procesu. Model povodí nadále obsahuje komponenty pro stanovení přímého, podzemního a korytového odtoku, odtokové ztráty, objemu odtoku či proudění vody v korytě. Kontrolní komponenta obsahuje časové údaje o počátku a konci simulace (Taufmannová, 2009).

Pro výpočet odtokové ztráty a objemu odtoku z povodí lze využít několika metod. Mezi ně se řadí metody konstantní infiltrace, exponenciálního poklesu, Green – Ampt či metoda SMA (Soil Moisture Accounting). Jednou z nejpoužívanějších je metoda SCS CN (Soil Conservation Service Curve Number), která je využívána i v této práci. Metoda byla vytvořena v USA, pro potřeby organizace Služby na ochranu půdy (SCS). Výhodou metody jsou poměrně snadno zjistitelná vstupní data a dostatečná přesnost (Vizina, 2010). Základními vstupy jsou úhrny srážek, rovnoměrně rozložené po celém povodí, které jsou pomocí čísel odtokových křivek CN transformovány na objem či výšku odtoku. Hodnoty CN jsou závislé na hydrologických vlastnostech půdy, aktuální vlhkosti půdy a způsobu využití území a lze podle nich určit, jaké množství spadlých srážek se nadále podílí na povrchovém odtoku (Janeček a kol., 2002). Metoda stanovuje efektivní úhrny srážek a tím i odtokovou ztrátu povodí pomocí rovnice:

$$Pe [mm] = \frac{(P - Ia)^2}{P - Ia + S}$$

kde  $Pe$  značí kumulativní efektivní úhrn srážek v čase  $t$ ,  $P$  kumulativní úhrn srážek v čase  $t$ ,  $Ia$  počáteční ztrátu a  $S$  potenciální maximální retenci půdy, která je vypočtena z CN křivky jako:

$$S [mm] = \frac{25400 - 254 \times CN}{CN}$$

Hodnota  $Ia$ , která bývá kvůli svému výpočtu odvozenému z experimentů na malých povodích v USA často kalibračním parametrem, lze dopočítat z rovnice:

$$Ia [mm] = 0,2 \times S$$

Jedním z hlavních nedostatků metody SCS CN je nerespektování různých intenzit deště (Janeček, 2009).

K transformaci srážek na model přímého odtoku lze využít opět výběru několika možných metod. Metoda transformace přímého odtoku má výrazný vliv na určení tvaru odtokové vlny a tím i velikosti kulminačního průtoku (Vizina, 2010). Je možné použít dva základní přístupy transformace. Model kinematické vlny obsahuje všechny základní fyzikální mechanismy, zatímco ostatní přístupy jsou založeny na principu jednotkového hydrogramu, takže neobsahují detailní informace o procesech probíhajících uvnitř

modelu (Daňhelka a kol., 2003). Mezi přístupy pracující na principu jednotkového hydrogramu náleží Clarkův jednotkový hydrogram, Snyderův jednotkový hydrogram, SCS jednotkový hydrogram a další. Základem Clarkova jednotkového hydrogramu je výpočet doby koncentrace  $T_c$  a retenční konstanty  $R_c$ . Doba koncentrace je vypočtena pomocí doby doběhu  $T_{lag}$ , jako:

$$T_c [hod] = T_{lag}/0,6$$

Samotnou dobu doběhu lze získat ze vzorce:

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

kde  $L$  je maximální délka toku v povodí ve stopách,  $S$  potenciální maximální retence půdy v palcích a  $Y$  je průměrná sklonitost povodí v %.

Retenční konstanta  $R_c$  simulující dobu zadržení vody v povodí lze získat pomocí vzorce:

$$R_c [hod] = A \times L^B \times S_{1085}^C$$

kde  $L$  značí maximální délku povodí v mílích,  $S_{1085}$  je sklon mezi 10 a 85 % maximální délky údolnice ve stopách na míli a  $A$ ,  $B$ ,  $C$  jsou koeficienty, které byly pro Českou republiku stanoveny ČHMÚ jako  $A=80$ ,  $B=0,342$  a  $C=-0,79$  (Jeníček, 2009).

Model podzemního odtoku odděluje složku základního odtoku od povrchového a hypodermického. Pro odlišení jednotlivých složek je využívána separace hydrogramu. Mezi nejznámější metody separace patří metoda exponenciálního poklesu, metoda lineárních nádrží a metoda konstantního základního odtoku. Metoda exponenciálního poklesu patří mezi nejpoužívanější metody odhadu základního odtoku. Je založena na vztahu:

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

kde  $Q_t$  značí podzemní odtok v čase  $t$ ,  $Q_0$  počáteční podzemní odtok a  $k$  je poklesová konstanta, která je závislá na hydrogeologických charakteristikách povodí (Taufmannová, 2009).

Metody modelování pohybu vody v korytě jsou často řešeny pomocí základních rovnic proudění v otevřených korytech – rovnicí kontinuity a momentovou rovnicí. V případě povodí větší rozlohy není vhodné modelovat proudění v korytě pro celé povodí jako celek. Lze využít například metod Muskingum, Muskingum – Cunge, Lag modelu či modelu kinematické vlny. Metoda Muskingum – Cunge je příkladem fyzikálního modelu, zohledňujícího parametry koryta. K výpočtům jsou ve zjednodušené podobě využívány St. Venantovy rovnice – rovnice kontinuity a difuzní



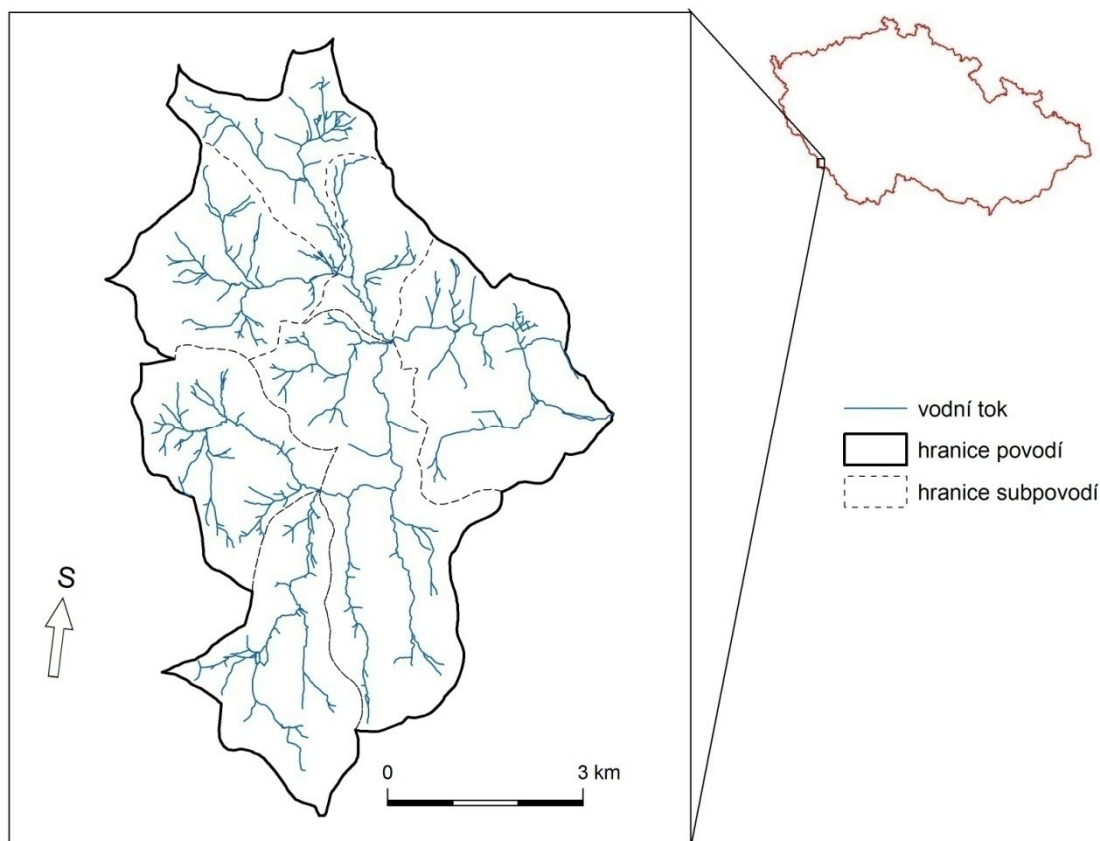
aproximace věty o hybnosti (Jeníček, 2009). Výhodou této metody je její fyzikální základ a nezávislost na zadaném výpočetním intervalu, naopak nevýhodou je, že metoda nebere v úvahu případy zpětného vzduťi či její špatná konvergence u úseků toku s nízkou sklonitostí (Šercl, 2007).

Model HEC – HMS dále umožňuje vkládat do povodí objekty hydrotechnického charakteru, jako jsou nádrže, odběry vody a kanály, či naopak zdroje vypouštění vody (Jeníček, 2009).

### 3. Charakteristika zájmového území

Jako zájmové území bylo vybráno povodí Roklanského potoka, nacházející se v centrální části Šumavy. Nejvyšším vrcholem Šumavy na české straně je Plechý, s nadmořskou výškou 1378 m n. m., nejnižší bod oblasti (570 m n. m.) se nachází v údolí Otavy u Rejštejna. Vedle plochy národního parku se na Šumavě nacházejí plochy chráněné krajinné oblasti (CHKO) a chráněné oblasti přirozené akumulace vod (CHOPAV). Celky CHKO se nacházejí v okrajových partiích národního parku a byly zde vyhlášeny již v roce 1963. Národním parkem je oblast od 20. 3. 1991 a svou rozlohou 68 064 ha se tak stala největším národním parkem České republiky (Anděra, 2003).

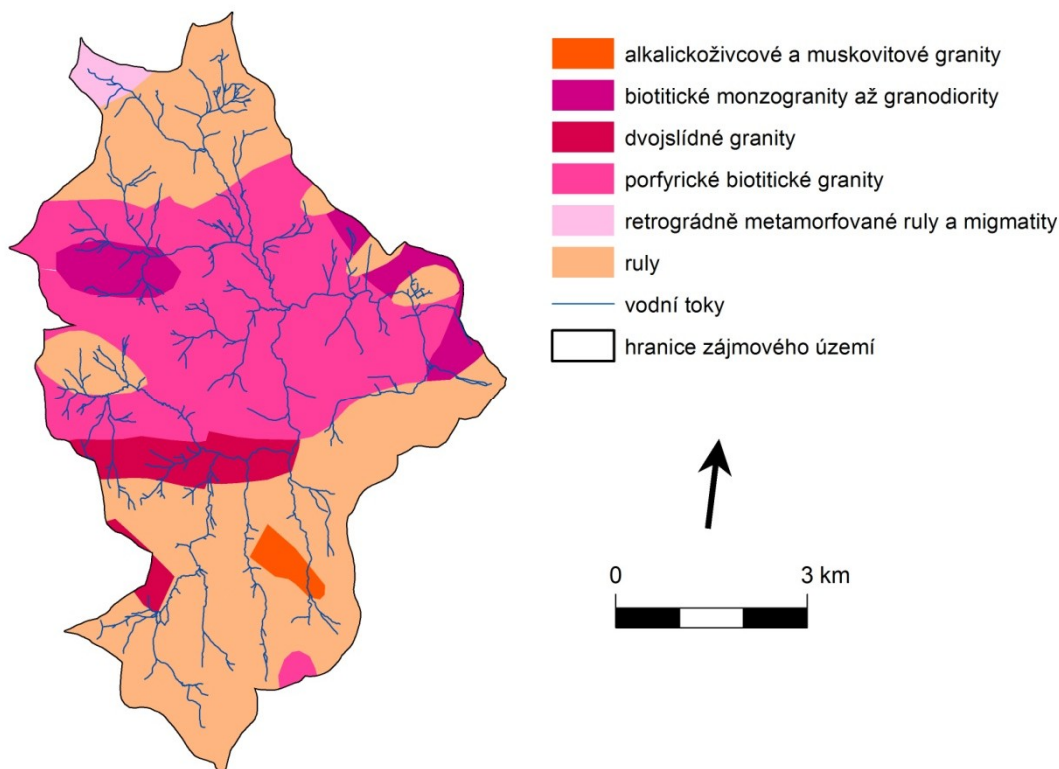
Povodí Vydry a jejích dvou zdrojnic, Roklanského a Modravského potoka, je příkladem povodí velmi často zasahovaného povodněmi. Povodí Roklanského potoka (obr. 18) se nachází v centrální části národního parku Šumava, v oblasti takzvaných Modravských plání a povodím přítoku Rokytky zčásti zasahuje i na německou stranu Šumavy, do národního parku Bayerischer Wald. Roklanský potok je jednou z hlavních zdrojnic Vydry a spadá tak do úmoří Severního moře. Pramení v v oblasti Plání pod Blatným vrchem (1367,4 m n. m.). I přesto, že je jako zdrojnice delší a má větší plochu povodí i větší průtoky na soutoku, je jako pramen Vydry brán Modravský potok, respektive jeho horní tok Luzenský potok. Celková plocha zájmového povodí je přibližně 48 km<sup>2</sup>. Jeho rozvodnice lze orientačně vymezit od soutoku s Modravským potokem (977 m n. m.) po směru hodinových ručiček přes Modravskou horu (1156,9 m n. m.), Studenou horu (1298,5 m n. m.), Blatným vrchem (1367,4 m n. m.), Medvědí horou (1223,8 m n. m.), bezejmennou kótou (1155,8 m n. m.), hřebenem Poledníku (1315,2 m n. m.), Jezernicí (1266 m n. m.) Oblíkem (1224,7 m n. m.) a Adamovou horou (1077,9 m n. m.). Úsek mezi Medvědí horou a hřebenem hory Poledník zároveň tvoří i hranici hlavního evropského rozvodí mezi Severním a Černým mořem. Nejvyšším bodem území je Blatný vrch, který je zároveň i třetím nejvyšším vrcholem české části Šumavy (Jelínek, 2006).



obr. 18 – Vymezení zájmového území (podkladové vrstvy: <geoportal.gov.cz>, DIBAVOD)

### 3.1. Geologie, geomorfologie, pedologie

Současný vzhled šumavské krajiny je výsledkem stamiliony let trvajícího vývoje, během nějž se střídaly horotvorné pochody s procesy zarovnávaní reliéfu. Oblast je součástí geologické jednotky Českého masivu, který je součástí reliktu mohutného pásebného pohoří orosenu variského stáří. Po dlouhém zvětrávání a erozi se na některých místech dostali na povrch různé druhy rul a granitů. Z geologického hlediska (obr. 19) se oblast řadí do takzvané „šumavské větve moldanubika“. Ta se na území šumavského národního parku dělí do dvou geologických celků, moldanubika a moldanibuckého plutonu. Moldanubikum je tvořeno silně metamorfovanými krystalickými břidlicemi a migmatity. Pod pojmem moldanubický pluton je chápáno několik větších granitových intruzí, nacházejících se v oblasti Prášil a v okolí Plechého (Babůrek, 2006). Je předpokládáno, že moldanubikum je proterozoického stáří, samotná metamorfóza hornin probíhala na přelomu proterozoika a paleozoika (Chlupáč, 2002).

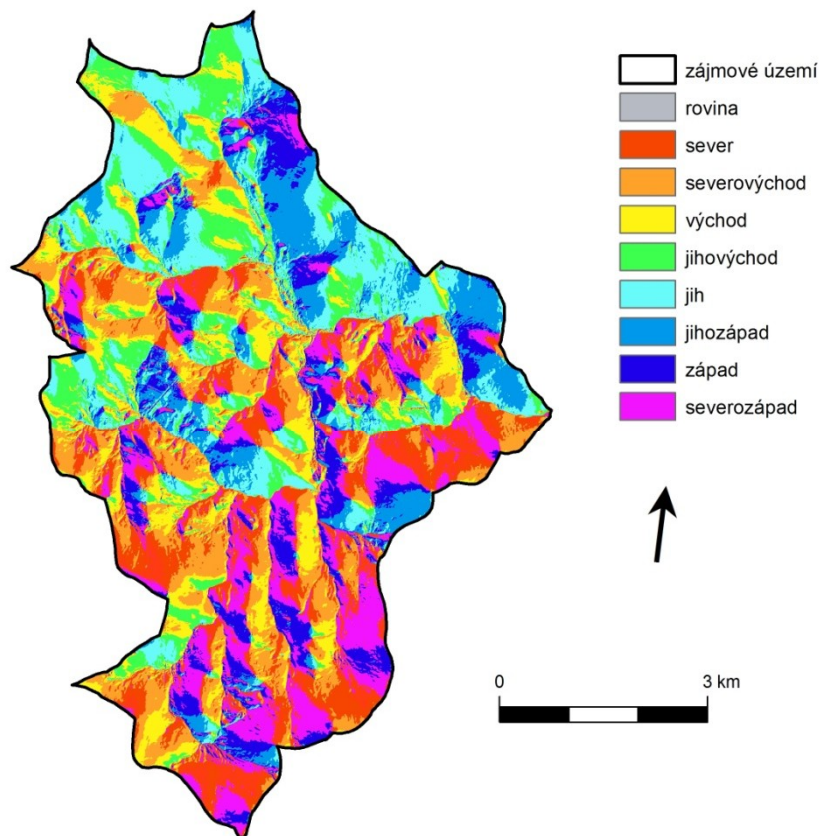


obr. 19 – Geologické poměry zájmového území (podkladové vrstvy: ČGS, DIBAVOD)

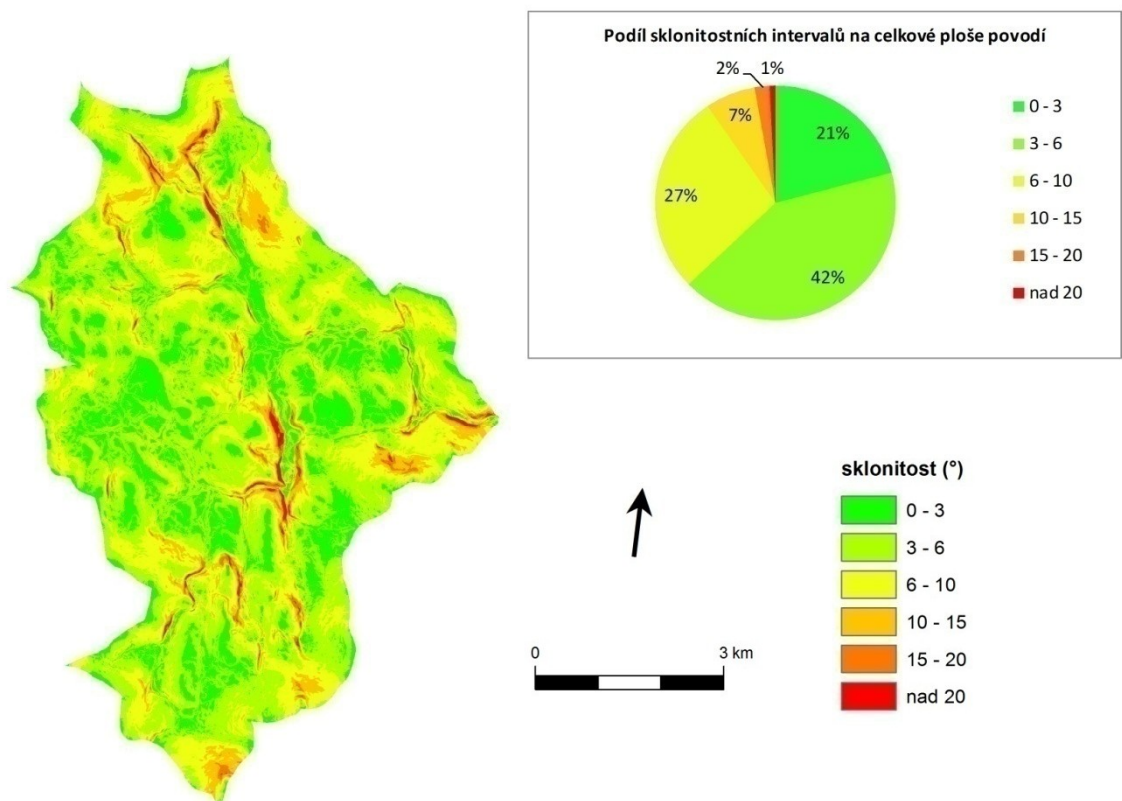
K výzdvihu pohoří došlo jak v rámci samostatného pohoří, tak i společně s celkovým zdvihem Českého masivu v saxonském období. Následná eroze vytvořila hluboká zaklesnutá údolí v oblasti horní Vltavy, Vydry a Křemelné, téměř však nezasáhla oblast Pláně (Kunský, 1968). Oblast Šumavy byla z počátku kvartéru zaledněna kontinentálním ledovcem, díky čemuž zde lze nalézt pozůstatky ve formě morén a tilitů. Během následného holocenního oteplení pak docházelo ke vzniku říčních teras a rašelinišť (Babůrek, 2006). Z geomorfologického hlediska oblasti centrální Šumavy náleží do systému Hercynského, subsystému Hercynských pohoří, provincie Česká Vysočina, subprovincie Šumavské, oblasti Šumavská hornatina, celku Šumava, podcelku Šumavské pláně, celku Kvildské pláně a části Modravské pláně. Zájmové území se nachází v nejvyšších partiích Šumavy a má charakter náhorní plošiny s relativně zarovnaným povrchem. Zarovnaný povrch pocházející z konce druhohor byl do současné výšky vyzdvihnut v průběhu třetihor. Při porovnání charakteru území obou zdrojnic Otavy (Vydry a Křemelné) jsou patrné značně rozdílné sklonitostní poměry obou povodí. V povodí řeky Vydry jsou zastoupeny především zarovnané povrchy s převládajícím zastoupením sklonitostní kategorie do 5°. Ta se zde vyskytuje na 68 % plochy povodí, zatímco sklonitostní kategorie 6 – 10° představuje přibližně 23 % plochy

povodí. V povodí Křemelné je poměr těchto kategorií opačný. Kategorie sklonů do 5° je zastoupena pouze na 30 % plochy, zatímco kategorie sklonu 6 – 10° se vyskytuje na 50 % plochy povodí. Sklony vyšších stupňů jsou na obou zmiňovaných povodí zastoupeny téměř srovnatelně (Ferda a kol., 1971). V povodích Křemelné a Vydry lze sledovat také rozdílná expozice svahů. Zatímco v povodí Vydry převládají svahy severovýchodní, severozápadní a západní expozice, povodí Křemelné disponuje spíše svahy východními, jihovýchodními a severovýchodními (Kocum, 2012).

Zájmové území je z velké části tvořeno biotitickým granitem, dále pak různými druhy migmatitů. V blízkosti toků se nacházejí nánosy sedimentů různé zrnitosti, převážně fluviálního, případně i deluviofluviálního charakteru (Čurda, 2007). V zájmové oblasti převládá expozice terénu severním až severovýchodním směrem (obr. 20). Sklonitostně převládají svahy mezi 3 – 6°, čteně jsou zastoupeny také svahy o sklonitosti mezi 6 – 10° (obr. 21).



obr. 20 – Expozice reliéfu zájmové oblasti (podkladové vrstvy: <geoportal.gov.cz>)



obr. 21 – Sklonitostní poměry povodí (podkladové vrstvy: <geoportal.gov.cz>)

Půdy Šumavy jsou výsledkem dlouhotrvajících půdotvorných procesů. Vzhledem k výrazně vyvinuté výškové půdní pásmovitosti, je jedním z hlavních faktorů rozhodujících o typu půdy nadmořská výška. Zdejší půdy vykazují jistou podobnost například s půdami severní části Alp. Mezi hlavní půdotvorné horniny patří ruly a žuly (Chábera, 1987). Nejrozšířenějším typem půd jsou v oblasti Šumavy hnědé lesní půdy, které jsou zde typické rostoucí kyselostí zároveň s nadmořskou výškou. Právě acidifikace půd byla velkým problémem nejen Šumavy především v 80. letech minulého století. Rostoucí acidifikace způsobovala vyplavování vápníku a hořčíku z půdy, což mělo za následek snížení odolnosti dřevin. Do současnosti zde acidifikované půdy přetrvávají, i když nyní v menší míře než v minulosti. Zatímco v minulosti byly půdy poškozovány převážně zplodinami síry, dnes je hlavním poškozujícím prvkem nadměra dusíku. Vrcholové oblasti jsou pokryty především podzoly. Ty jsou zde zastoupeny ve čtyřech hlavních typech, které částečně vykazují výškovou pásmovitost. Na spodní hranici podzolového pásma jsou rozšířeny především podzoly železité, při vrchní hranici podzoly humusové a přechod mezi nimi je tvořen podzoly glejovými a humusoželežitými (Tomášek, 2003).

Na zájmovém území povodí horní Otavy převládá humusový podzol na zvětralinách kyselých intruziv či pararul, který je charakteristický pro horské polohy s relativně vysokými úhrny srážek. Humusový podzol je charakteristický výrazným B-horizontem zbarveným do tmavošeda či tmavohněda. Svrchní vrstvu tvoří surový humus o mocnosti až kolem 14 cm, který místy může přecházet až do rašelinění. Hojně se zde též vyskytují rašelinistní půdy vrchovištního typu s typickou akumulací slabě rozložených rostlinných zbytků, které směrem do hloubky postupně podléhají ulmifikaci, tedy rašeliní. Typická je pro ně vysoká prosycenost vodou a kyselá reakce. V nivách toků na nekarbonátových nivních a deluviofluviálních uloženinách lze většinou nalézt rašelinohumózní gleje či gleje zrašelinělé. Ty jsou tvořeny pod trvalým vlivem podzemní vody, která kolísavě dosahuje až k půdnímu povrchu. Důsledkem rozdílné svažitosti území zde lze sledovat velkou kontrastnost půdních typů a jejich vyšší heterogenitu. Jednotlivé půdy jsou charakteristické mělkým až středně hlubokým profilem do 60 cm, tedy nízkým stupněm vývoje. Texturně je lze řadit mezi lehké až střední skeletovité půdy. Vyznačují se vysokým vsakem a malou retenční schopností, což má v kombinaci s vysokou svažitostí za následek rychlý odvod vody z území (Šefrna, 2004).

### **3.2. Klimatické podmínky**

Podnebí oblasti NP Šumava je přechodem mezi oceánským a kontinentálním typem, s malými výkyvy teplot během roku a poměrně vysokými a stejnoměrně rozloženými srážkovými úhrny. Celou oblast lze rozdělit do dvou klimaticky odlišných celků. Prvním je pohraniční pásmo Šumavy s přilehlými údolními Vltavické brázdou, horní Vltavy a Otavy v polohách nad 800 m n. m. a jihozápadní svahy vnitrozemského pásma a druhým jsou severní a severovýchodní svahy vnitrozemského pásma s přilehlou částí Šumavského podhůří. Převážná část Šumavy se nachází v chladné klimatické oblasti středoevropského středohorského typu. Některé okrajové části spadají již do mírně teplé oblasti (Albrecht, 1986).

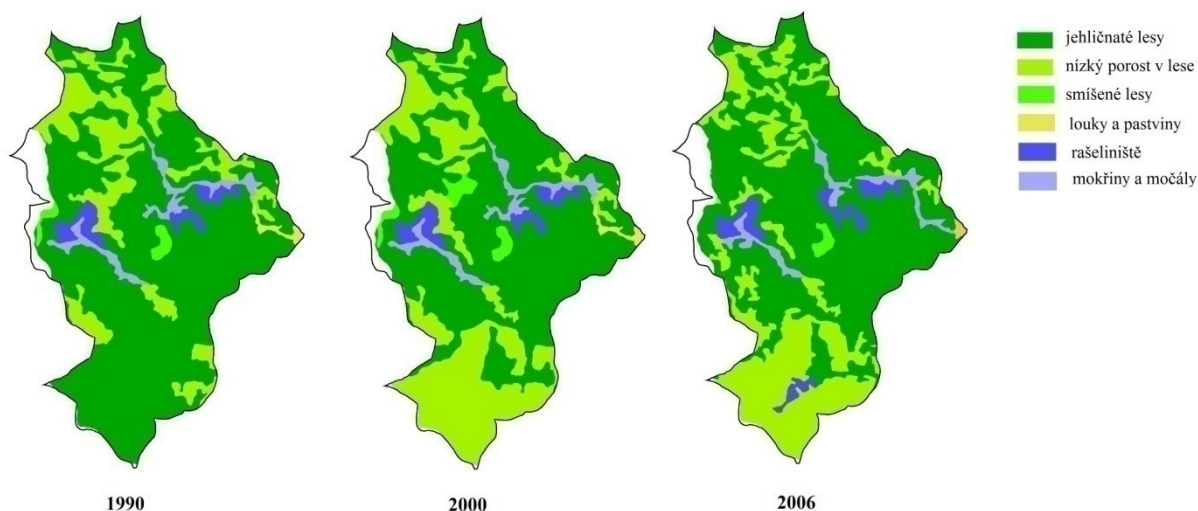
Zájmové území náleží mezi jednu z nejchladnějších oblastí Šumavy. Ve výškách okolo 1100 m n. m. se průměrná teplota pohybuje pouze okolo 3°C. Jako nejchladnější jsou uváděny oblasti inverzních poloh. Podle Quittovy klasifikace se v území vyskytují oblasti C4 a C6 (Tolasz a kol., 2007). Vzhledem k převládajícímu jihozápadnímu a západnímu proudění má oblast charakter návětrné strany, což má za následek především v zimním období během západní synoptické situace zvýšené množství srážek.

V zájmovém území se nacházejí i jedny z nejdeštivějších míst Šumavy, Modrava a Březník. Průměrný roční úhrn srážek se na lokalitě Březník pohybuje mezi 1300 – 1600 mm, které napadnou za průměrných 170 – 190 srážkových dní (Kocum, 2012).

### **3.3. Biogeografické poměry**

Území Šumavy se nachází v oblasti hercynského lesního rostlinstva. Zájmové území náleží do oblasti českého oreofytika, které se vyznačuje výskytem chladnomilné horské květeny a až na výjimky chybějícími teplomilnými druhy. Charakteristické jsou pro oblast smíšené smrko-buko-jedlové lesy, klimaxové smrčiny, oligotrofní jezera, ombrotrofní rašeliniště, horské louky a pastviny (NP Šumava, 2014). Na rozdíl od zbytku našeho území je výraznější vliv člověka na šumavskou krajinu zaznamenáván až od 16. století. Osidlování vrcholových partií Šumavy započalo až během druhé poloviny 16. století. I zde je s rozšiřováním osídlení spjat úbytek lesa spojený s těžbou dřeva a rozšiřováním zemědělských ploch. Během 2. poloviny 19. století vznikly v oblasti rozsáhlé plochy holin, kvůli zavedení nového způsobu těžby holosečí. Vedle postupného odlesňování začalo docházet také ke změně druhové skladby lesa. Duby a buky byly nahrazeny souvislými smrkovými porosty, v nižších partiích přecházejícími v porosty borové. Původně byla na výsadbu nových stromů používána semena původního šumavského smrku. Brzy však došlo k jejich nedostatku a byla pomalu nahrazována semeny z jiných druhů smrků, které však nebyly příliš vhodné pro růst v šumavských podmínkách, což se podepsalo na náchylnosti lesů vůči rušivým faktorům (Anděra, 2003). Původní smíšené lesy jsou tedy v současnosti nahrazeny kulturními smrčinami. Více než polovina oblasti je pokryta smrkem ztepilým a více jak čtvrtinu povrchu tvoří souše. Z plochy, spadající pod národní park a chráněnou krajinnou oblast, je 24 % ponecháno samovolnému vývoji a spadá do takzvané bezzásahové zóny národního parku (Čížková, 2010). Zájmová oblast je z velké části zalesněna a téměř bez výskytu lidského osídlení. Velké změny v krajinném pokryvu zde způsobily především střídající se vichřice a kalamity kůrovce, po kterých došlo k značnému úbytku lesů a rozrůstání holých ploch (obr. 22).





obr. 22 – Vývoj krajinného pokryvu mezi lety 1990 a 2006 (podkladové vrstvy: <geoportál.gov.cz>)

### 3.4. Hydrologické poměry

Území NP Šumava se nachází na hlavním evropském rozvodí mezi Severním a Černým mořem. Většina plochy je prostřednictvím Labe odvodňována do moře Severního, výjimku tvoří Železnorudská kotlina, odkud jsou vody odváděny do Dunaje a do moře Černého. Přibližně 48 % plochy území národního parku je odvodňováno řekou Otavou. Z celkového odtoku z území, který činí přibližně 14,1 m<sup>3</sup>/s, odvádí Otava 61 % (NP Šumava, 2014). Vývoj hydrografické sítě v oblasti Šumavy je velmi úzce spjat s jejím morfologickým vývojem, obzvláště s vývojem a zánikem jihočeského jezera. O jejím vývoji existuje řada prací zaměřených na vývoj jednotlivých toků, které vysvětlují vznik současných toků různými způsoby a často si mezi sebou i odporují. Většina z nich se však shoduje v tom, že říční síť na Šumavě se vyvíjela v důsledku orogeneze a následné zpětné eroze toků. V hydrografické síti Šumavy převládají dva hlavní směry toků. Otavský směr značí toky stékající od jihu k severu až severovýchodu. Údolní úseky otavského směru mají charakter mladších, hluboce zaříznutých erozních údolí. Šumavský směr značí toky rovnoběžné s hlavním šumavským hřbetem. Údolí šumavského směru jsou většinou široká a mělká. Dnešní tok Vydry se vyvinul zpětnou erozí a načepováním starších toků. Původně byl hlavním tokem oblasti dnešní Hrádecký potok, jehož zdrojnicí byl dnešní Javoří potok. Současný tok Vydry mezi ústím Hrádeckého potoka a Antýglem byl přítokem tehdejšího hlavního toku, zpětnou erozí se však prořízl až k údolí Hrádeckého potoka u Antýglu. Později

Vydra zachytila Modravský potok a pomocí Roklanského potoka i Javoří potok. Na původní hlavní tok upomíná široká, mělká údolní deprese jižně od Srní, dnes protékaná Hrádeckým potokem (Hošek, 2011).

Pozůstatky po dřívějším zalednění Šumavy lze dnes na české straně Šumavy nalézt v podobě pěti glaciálních jezer. Všechna jsou situována v centrální části Šumavy. Jezera jsou pozůstatky po ústupu svahových ledovců würmského stáří. Kromě jezera Laka se všechna ostatní vyznačují velkou hloubkou. Nevýznamnější jezero je Černé, jenž je největším, nejhlubším a nejnižše položeným jezerem na české straně Šumavy. Černé jezero je zahlobeno do svoru na severovýchodním svahu Jezerní hory (1343 m n. m.) a je hluboké až 39,8 m. Na jihovýchodním svahu téže hory lze nalézt i jezero Čertovo. Plešné jezero lze nalézt u svahu nejvyššího vrcholu Šumavy Plechý (1378 m n. m.), Prášilské jezero u svahu Polední hory (1315 m n. m.) a nejmenší ze šumavských jezer, jezero Laka, leží v rulovém karu u vrcholu Debrník (1336 m n. m.) (Janský, Šobr, 2003).

Roklanský potok je tokem V. řádu a pramení v prostoru Vrchové slatě na severozápadním úbočí Blatného vrchu v nadmořské výšce přibližně 1264 m n. m.. Celková délka toku je udávána jako 13,8 km a plocha povodí 47,7 km<sup>2</sup>. K jeho nejvýznamnějším přítokům patří Rokytky či Javoří potok. Průměrný průtok Roklanského potoka na soutoku v oblasti Modravy je udáván jako 1,66 m<sup>3</sup>/s (Křivánek, 2014). Oblast se vzhledem ke zvýšeným průtokům v období jarního tání sněhu vyznačuje mírně nevyrovnaným chodem režimu odtoku. Rozkolísané jsou průtoky nejen v měsíčním a denním chodu, ale především v hodinovém chodu. Pro oblast je charakteristické opakování výskytu nadprůměrně vodných let v průměru jednou za sedm let. Na celkovém průtoku Vydry se Roklanský potok podílí přibližně 59,7 % průtoku a celkově u něj lze sledovat menší rozkolísanost režimu než u potoku Modravského (Čurda, Janský, Kocum, 2011).

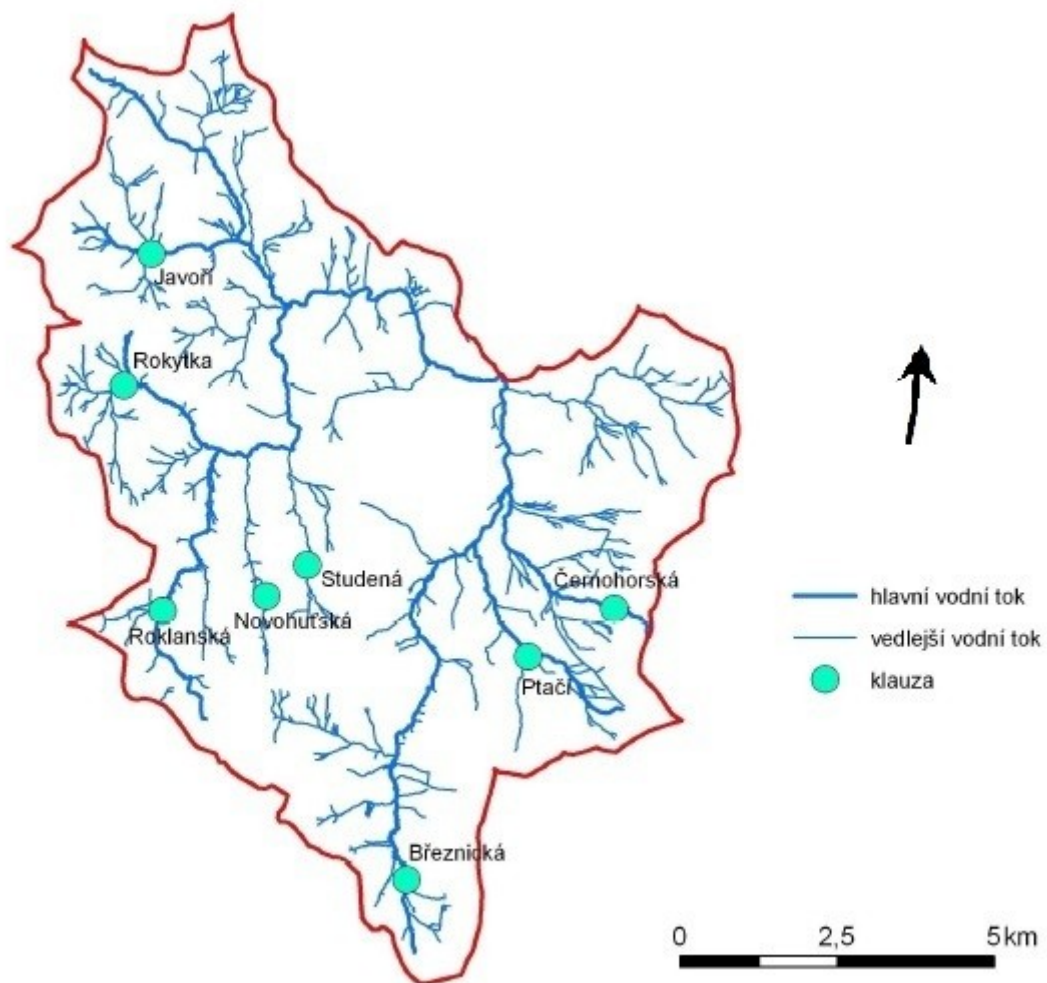
Akumulace vody v území je značně ovlivňována výskytem velkého množství mokřadních a rašelinných vod. Rašeliniště lze rozdělit do dvou skupin, na rašeliniště minerotrofní a ombotrofní. Minerotrofní rašeliniště se nacházejí v zamokřených terénních depresích a říčních nivách. Ombotrofní rašeliniště neboli vrchoviště jsou pro oblast Šumavy velmi charakteristická. Lze je dále dělit na údolní a horská, přičemž údolní se vyskytují v nadmořských výškách do 800 m n. m., především v nivách větších řek, zatímco horská jsou typická pro výše položené oblasti Šumavských plání, s nadmořskými výškami okolo 1000 m n. m. (Anděra, 2003). V zájmovém území se

vyskytují výhradně rašeliniště vrchovištního typu, která se často označují jako slatě. Největším vrchovištním komplexem Šumavy jsou se svou rozlohou 3615 hektarů Modravské slatě, které se vytvořily zejména díky příznivému humidnímu klimatu a vhodné konfiguraci terénu. Jedná se o komplex celkem 44 rašelinišť, který byl díky své jedinečnosti vyhlášen první zónou národního parku (Pošta, 2004).

V povodí Otavy lze rozlišovat dva základní typy povodní. Větší množství povodňových událostí se vyskytuje v období mezi květnem a říjnem. Velká část jich je zapříčiněna intenzivními frontálními srážkami. Ty byly u všech minulých letních povodní spojeny s výskytem tlakové níže, procházející přes naše území od středomoří směrem k severovýchodu. Jádro příčinných srážek se často nachází v oblasti mezi Kašperskými Horami a Vimperkem. Obecně lze sledovat poměrně nízkou citlivost oblasti na zvýšené odtoky během období tání sněhové pokrývky (Vlasák, 2004). U dílčích povodí, mezi která spadá i zájmové území Roklanského potoka se citlivost odtoku na odtávání sněhové pokrývky zvyšuje. Zvýšení je způsobeno především malou výškovou členitostí jednotlivých povodí v oblasti Plání, a tím způsobeného odtávání sněhu z celé plochy povodí naráz. Vzhledem k tomu, že v těchto vysoko položených lokalitách dochází k tání sněhu až během pozdního jara, je velmi pravděpodobné, že množství odtávající vody může být ještě navyšováno srážkovými situacemi ve formě deště. Na základě analýzy povodňových událostí z let 1931 – 2007 lze pro zájmové území konstatovat, že k povodňovým situacím s kulminačními průtoky většími než pětiletá voda dochází především během letních měsíců. Na rozdíl od zbytku povodí Otavy zde lze zaznamenat zvýšenou četnost povodní větších než pětiletá voda i během podzimních měsíců a na začátku zimy. Na povodňových průtocích během jarních měsíců se zde značně podílí i odtávání sněhové pokrývky. Kulminační průtoky vzniklé táním sněhu však jen zřídka přesahují úroveň dvouleté vody. Zvláštností je zde nárůst četnosti výskytu povodňových situací během listopadu a prosince. Ty jsou způsobeny převážně západními cyklonálními situacemi, doprovázenými silnými prouděními jihozápadního až západního směru (Vlasák, 2008). Během letního období se na vzniku povodní v oblasti podílejí zejména cyklonální situace typu C, Cv, NEc a brázdy nízkého tlaku B nebo brázdy putující Bp, zatímco v zimním období jsou to především západní cyklonální situace Wc, Wcs a SWc3 (Čurda, Janský, Kocum, 2011).

V povodí Roklanského a Modravského potoka se vyskytují uměle vytvořené nádrže, takzvané klauzy, vytvořené v 18. a 19. století za účelem nadlepšování průtoků pro plavení dřeva. Jedná se o systém celkem osmi nádrží (obr. 23), jichž bylo využíváno

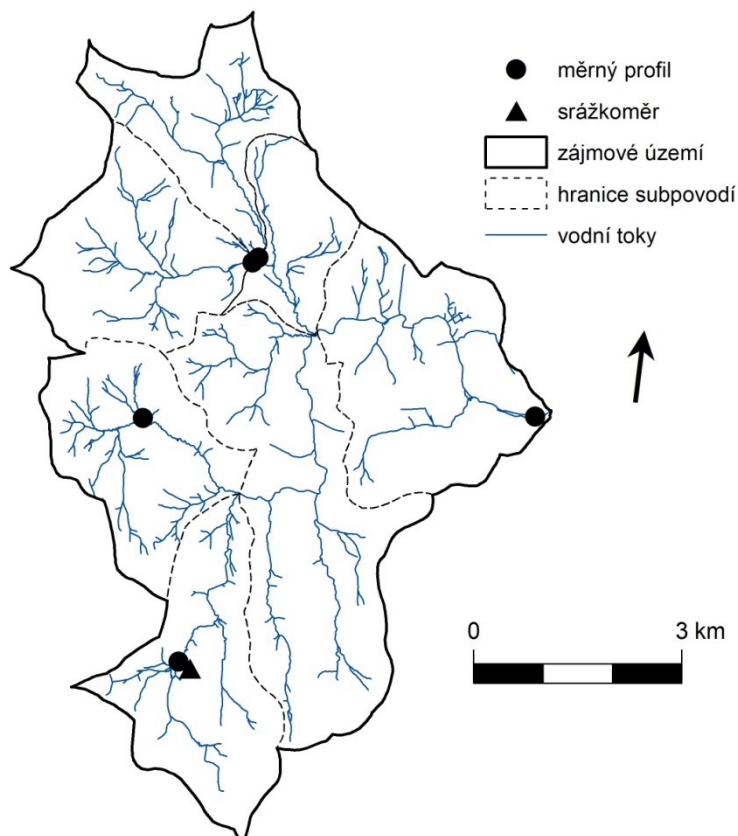
přibližně do poloviny 20. století. V současnosti jsou nádrže v neudržovaném stavu a svůj účel retence vody nenaplnují. V krajině lze nalézt pouze pozůstatky hrázových těles, často v poničeném stavu. Nádrže jsou pojmenované po tocích, na kterých se nacházejí Javoří, Rokytka, Roklanská, Novohuťská, Studená, Březník, Ptačí a Černoorská. Nádrže byly v minulosti opatřeny stavidly a jejich průtok byl uměle řízen. V době jarního tání sloužily k retenci nadbytečného množství vody, která mohla být následně využívána v méně vodných obdobích pro plavení dřeva Vchynicko-Tetovským kanálem (Leipeltová, 2010). První zmínky o plavení dřeva v oblasti Křemelné a Vydry pocházejí již z 16. století, kdy však byla koryta využívána jen během vysokých jarních průtoků. 14,4 kilometrů dlouhý Vchynicko-Tetovský kanál byl vytvořen v letech 1799 – 1801 jako obchvat nesplavného úseku Vydry v oblasti pod Antýglem. Jeho celkové převýšení mezi bývalou osadou Vchynice-Tetov a Čeňkovou pilou dosahuje 190 metrů (Křivánek, 2014). Již v minulosti měly klauzy pozitivní roli ve vyrovnávání hydrologického režimu místních toků. Proto se i v současnosti nabízí možnost jejich využití v rámci protipovodňové ochrany a akumulace vody pro období sucha (Čurda, Janský, Kocum, 2011).



obr. 23 – Přehled klauz v povodí Roklanského a Modravského potoka (Kocum a Janský, 2009, upraveno)

## 4. Data a metodika

Jako hlavní zdroje dat byla využita lidarová data Digitálního modelu reliéfu České republiky 4. generace (DMR 4G), vytvořená leteckým laserovým skenováním zemského povrchu Českým úřadem zeměměřickým a katastrálním (ČÚZK) ve spolupráci s Ministerstvem obrany (MO) a Ministerstvem zemědělství (Mze). Data byla zakoupena Katedrou fyzické geografie a geoekologie (KFGG) Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v rámci projektu „Vliv disturbancí horské krajiny na dynamiku fluviálních procesů“. Důležitým zdrojem dat, poskytujícím údaje o srážko-odtokových poměrech v zájmovém území, jsou měrné profily a srážkoměry KFGG (obr. 24), rozmístěné na tocích v zájmovém území a poskytující data v desetiminutových krocích. V práci bylo využito několika sad výškopisných dat. Vedle DMR 4G byla použita i vrstva 3D vrstevnic ZABAGED a bodová vrstva pořízená přímo v terénu pomocí totální geodetické stanice Leica a dodaná pro účely práce školitelem. Přesnost dat pořízených totální geodetickou stanicí je uváděna jako přibližně 1 cm v horizontální poloze a 2 – 3 cm v poloze vertikální. Předpokladem co nejpřesnějších výsledků je dostatečná kvalita družicového signálu ve sledované oblasti.



obr. 24 – Umístění měrných profilů a srážkoměrů PřF UK v zájmovém území (podkladové vrstvy: <geoportal.gov.cz>, DIBAVOD)

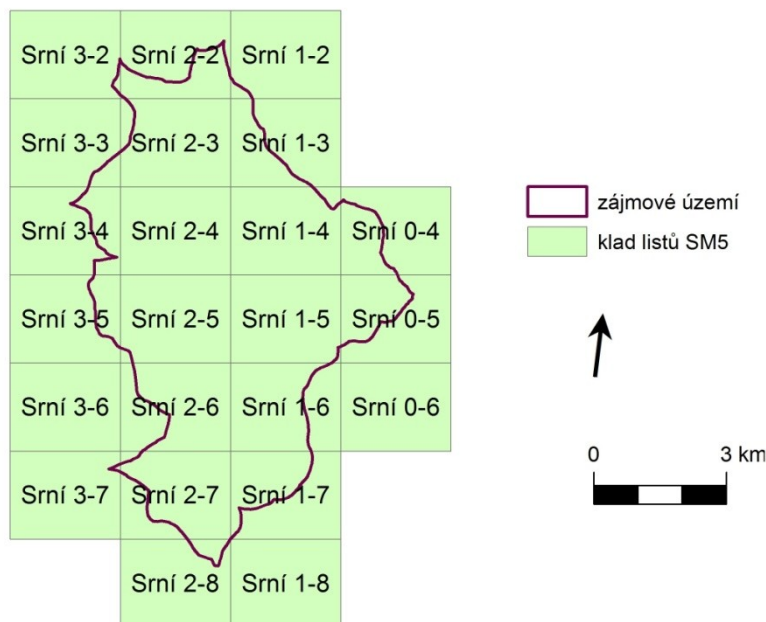
#### 4.1. Výběr dat a metodiky pro tvorbu digitálního modelu terénu

Jako hlavní zdroj dat pro tvorbu digitálního modelu terénu (DMT) byla využita lidarová data 4G. Digitální model reliéfu České republiky 4. generace je tvořen pravidelnou sítí bodů s rozestupy 5 metrů. Obsahuje souřadnice X, Y a H, přičemž souřadnice H reprezentuje nadmořskou výšku ve výškovém referenčním systému Balt po vyrovnání (Bpv). Střední chyba výškové souřadnice se pohybuje okolo 0,3 metru v odkrytém terénu a okolo 1 metru v zalesněném terénu. Data jsou pořizována metodou leteckého laserového skenování výškopisu území České republiky. Skenování probíhalo mezi lety 2009 – 2013. ČÚZK uvádí jako primární účel dat analýzy terénních poměrů regionálního charakteru a rozsahu, například projektování vodohospodářských záměrů či modelování přírodních jevů. Standardní výdejní jednotkou dat je mapový list SM5, o velikosti 2,5 x 2 kilometry. Data jsou distribuována jako textový formát x, y, z, v souřadnicovém systému S – JTSK (ČÚZK, 2014).

Vedle 4G dat byla pro tvorbu digitálního modelu terénu využita i výškopisná vrstva 3D vrstevnic. ZABAGED (Základní báze geografických dat České republiky) je

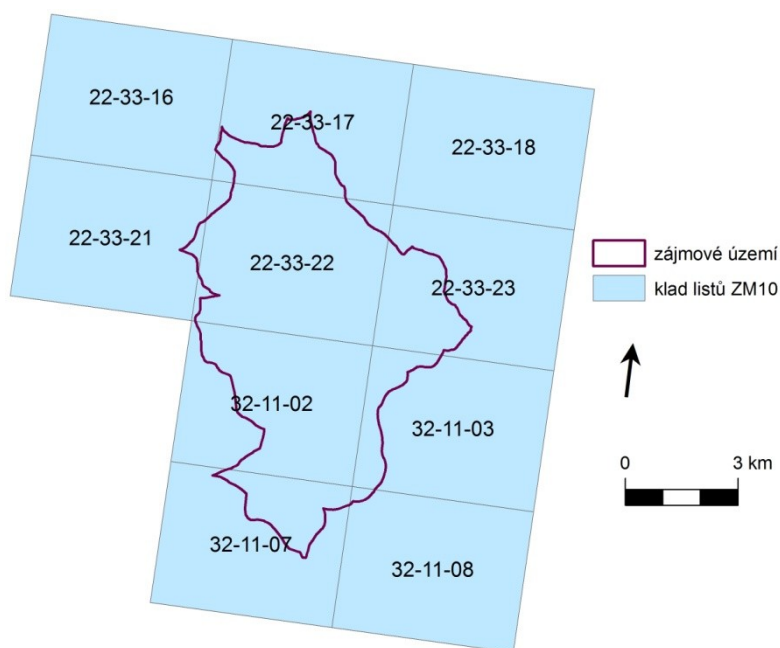
digitálním geografickým modelem území České republiky. Výškopisná složka je představována třemi typy objektů vrstevnic se základním intervalem závislým na charakteru reliéfu. Základní interval může nabývat hodnot 5, 2 či 1 metr. Celá datová sada obsahuje doplnkově i objekty hran a bodů, které byly získány stereofotogrammetrickou metodou během procesu zpřesňování vrstevnicového výškopisu. ČÚZK data nabízí ve formě shapefilu, v souřadnicovém systému S – JTSK, se standardní výdejní jednotkou ZM 10 o velikosti 18 km<sup>2</sup> (ČÚZK, 2014)

Pro tvorbu digitálního modelu terénu v oblasti povodí Roklanského potoka bylo vybráno 23 mapových listů SM5 z oblasti Srní (obr. 25) a 10 mapových listů ZM10 (obr. 26).



obr. 25 – Výběr mapových listů SM5 pro zájmové území (podkladové vrstvy: ČÚZK)





obr. 26 – Výběr mapových listů ZM10 pro zájmové území (podkladové vrstvy: ČÚZK)

Digitální model terénu je jednou z hlavních podkladových vrstev práce, ze které vychází výpočet mnoha charakteristik následně využívaných při práci v programu HEC – HMS. Bylo proto potřeba zvolit co nejpřesnější data a metodu tvorby digitálního modelu terénu, aby co nejlépe reprezentoval reálnou situaci v modelovém území. Z tohoto důvodu bylo přistoupeno k tvorbě několika různých modelů, pomocí různých interpolačních metod a za využití rozličných podkladových dat a jejich následnému porovnání s body, naměřenými během terénního šetření totální stanicí. Na základě tohoto srovnání byla vybrána nejpřesnější data a interpolační metoda pro výsledný digitální model terénu.

Tvorba digitálních modelů terénu (obr. 27) následně probíhala s vybranými daty několika různými způsoby, aby bylo dosaženo co možná nejpřesnějšího výsledku. Pro využití dat digitálního modelu reliéfu České republiky 4. generace v programu ArcGIS je nejprve zapotřebí data upravit. Data jsou dodávána buďto ve formátu LAS (Laser file format), či jako textový soubor ve formátu XYZ, který lze do programu ArcMap importovat ve formátu ASCII. Data obsahují jak polohopisné souřadnice x a y, tak výškovou souřadnici z. Pro následnou práci byla data pomocí funkce *ASCII 3D To Feature Class* převedena na shapefilovou vrstvu bodů. Jelikož se jedná celkem o 4 289 299 bodů, je práce s daty náročná nejen časově, ale především na hardwarové vybavení počítače. Vzhledem k tomu, že vstupní body 4G dat jsou uspořádány do

čtvercové síť s intervalem 5 metrů, byla velikost pixelu u všech vytvořených modelů zvolena jako 5 metrů.

První digitální model terénu vytvořený s použitím 4G dat byl vytvořen pomocí funkce *Topo To Raster*. *Topo To Raster* je součástí sady funkcí *Spatial Analyst*. Z bodové vrstvy či vrstvy vrstevnic je pomocí funkce vytvořen hydrologicky korektní model terénu, který je možné dále zpřesnit například sítí vodních toků, vodních ploch, či vrcholů. Funkce zároveň během tvorby digitálního modelu terénu zabraňuje vytváření bezodtokých depresí, pokud nebyly předem přímo navoleny. Vytvořený digitální model byl zpřesněn pomocí vrstvy vodních toků a vodních ploch z databáze DIBAVOD.

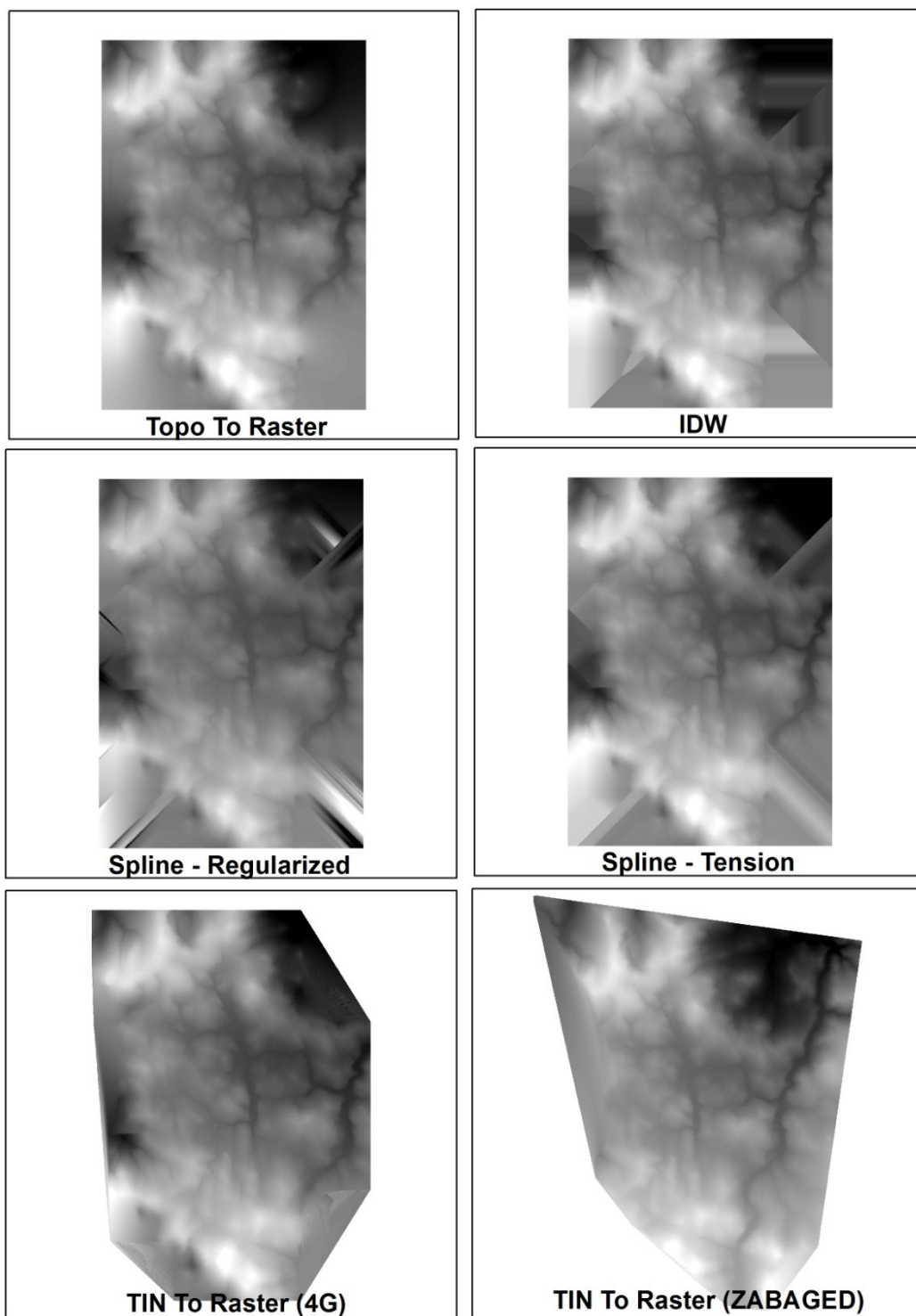
Druhá varianta digitálního modelu terénu byla vytvořena pomocí interpolační metody *IDW*. Metoda *IDW* (*Inverse Distance Weighted*) je taktéž součástí sady nástrojů *Spatial Analyst*. Výsledný rastr je vytvořen metodou vážených průměrů hodnot bodů z definovaného okolí interpolovaného místa. Váha je volena dle vzdálenosti bodů od místa odhadovaného parametru. Vzhledem k tomu, že je *IDW* metodou váženého průměru, pohybují se veškeré vypočtené hodnoty mezi hodnotou nejnižšího a nejvyššího bodu. Parametrem *Power*, který je defaultně nastaven jako 2, lze ovlivňovat význam vzdálenosti bodů od interpolovaného místa. Pokud se tento parametr navýší, je nejbližšímu naměřenému bodu dáván stále větší význam.

Pro vytvoření dalších digitálních modelů terénu byla využita metoda *Spline*, jenž je opět součástí sady nástrojů *Spatial Analyst*. Jedná se o interpolační metodu, která určuje hodnoty rastru s využitím matematické funkce, která minimalizuje zakřivení povrchu. Výsledný rastr představuje vyhlazený povrch, procházející skrze použité podkladové body. *Spline* lze rozdělit na dva hlavní podtypy, regularizovaný (*regularized*) a pevný (*tension*). Metoda *Regularized* vytváří vyhlazený pozvolna se měnící povrch, zatímco metoda *Tension* ovlivňuje míru plasticity povrchu podle charakteru modelovaného jevu a vytváří tak méně vyhlazený povrch.

Poslední digitální model vytvořený z 4G dat byl vytvořen převedením bodů pomocí funkce *Create TIN* na TIN. TIN (*Triangular Irregular Network*) je forma vektorově založených geografických dat, složených z nepravidelných polygonů trojúhelníkového tvaru se spojovacími uzly ve vrcholech. Ze vzniklého TINu byl následně pomocí funkce *TIN To Raster* vytvořen další digitální model terénu. *TIN To Raster* je funkce spadající do sady nástrojů *3D Analyst*. Pomocí interpolace je TIN převáděn na rastrový formát. Pro převedení jsou dostupné dva způsoby interpolace, buďto lineární metoda, či metoda přirozených sousedů (*Natural Neighbour*). Pro tvorbu

digitálního modelu terénu byla využita metoda *Natural Neighbour*, jejímž výsledkem je zhlazenější model terénu než v případě lineární metody. K dopočtu hodnoty buňky využívá váženého průměru hodnot nejbližších uzlů TINu.

Poslední digitální model terénu byl vytvořen na základě 3D vrstevnicových dat ZABAGED. Z vrstevnic byl pomocí funkce *Create TIN* vytvořen TIN, který byl následně pomocí *TIN To Raster* převeden do formy rastrového souboru. I v tomto případě bylo pro interpolaci využito metody *Natural Neighbour*.



obr. 27 – Použité digitální modely terénu (podkladové vrstvy: ČÚZK)

Přesnost jednotlivých modelů byla posuzována porovnáním vytvořených rastrů s body naměřenými v terénu pomocí totální geodetické stanice Leica. Byly využity body naměřené pro Roklanskou a Rokyteckou klauzu. Pomocí funkce *Extract Multi Values to Points* ze sady nástrojů *Spatial Analyst* byly naměřeným bodům přiřazeny i

hodnoty vyinterpolované pro dané souřadnice jednotlivými digitálními modely terénu. Získané hodnoty byly následně porovnány s hodnotami naměřenými totální geodetickou stanicí a byla pro ně vypočtena hodnota střední kvadratické chyby RMSE (Root Mean Square Error). RMSE určuje rozptyl rozdělení četnosti odchylek mezi naměřenými výškovými daty a digitálním modelem reliéfu. Čím vyšší hodnota RMSE vychází, tím je rozdíl mezi datovými sadami výraznější. Matematicky lze RMSE vyjádřit jako:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (\Delta h)^2}$$

kde  $\Delta h$  je rozdíl mezi nadmořskou výškou naměřenou v terénu a výškou vyinterpolovanou pro digitální model terénu a  $n$  je celkový počet porovnávaných bodů.

Po výpočtu střední kvadratické chyby pro jednotlivé digitální modely terénu (tabulka 3), lze jako nejpřesnější vyhodnotit model vzniklý za použití 4G dat metodou *Topo To Raster*, jehož střední kvadratická chyba byla vypočtena jako 0,883. Ve své přesnosti se shodují modely vytvořené z 4G dat metodami *IDW*, *Spline (Regularized)* a *Spline (Tension)*. Model vytvořený nejprve převedením 4G dat na TIN a následně použitím funkce *TIN To Raster* vykazuje již střední kvadratickou chybu větší než jedna. Nejhorší při srovnání dopadl model vytvořený z 3D vrstevnic ZABAGED pomocí převedení na TIN a následným využitím funkce *TIN To Raster*.

tabulka 3 – Výpočet RMSE pro jednotlivé digitální modely terénu

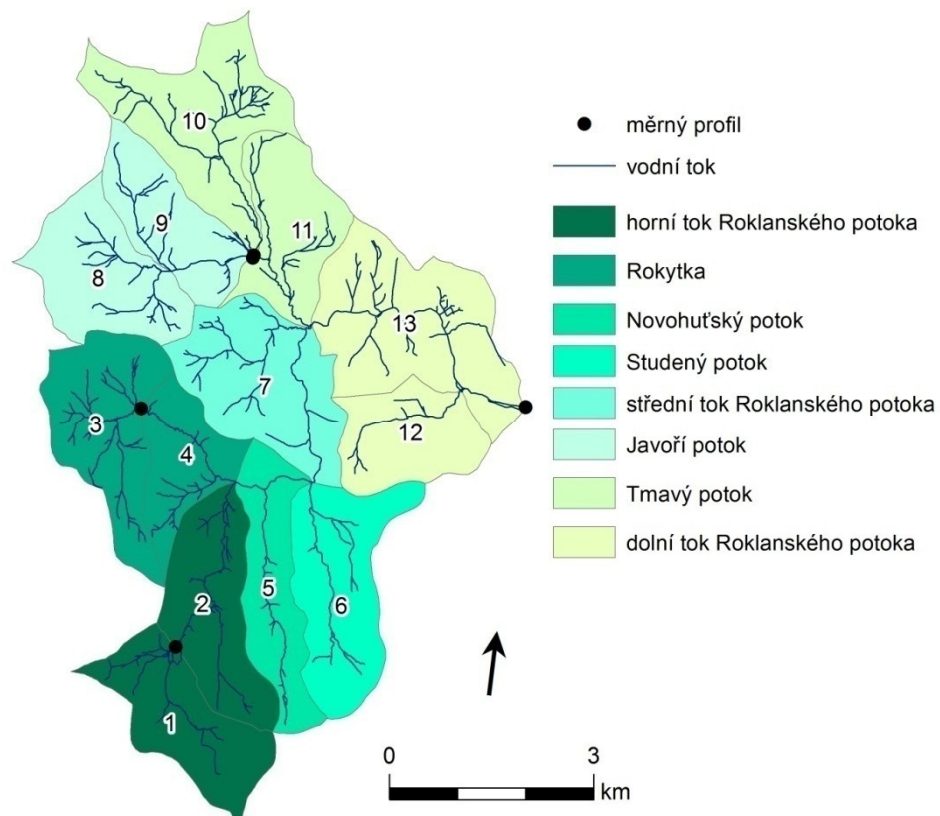
	Topo To Raster	IDW	Spline (Regularized)	Spline (Tension)	TIN	ZABAGED
RMSE	0,883	0,906	0,906	0,906	1,079	3,877

Pro následnou práci byl tedy na základě výpočtu střední kvadratické chyby RMSE zvolen digitální model terénu vytvořený z 4G dat a zpřesněný vrstvou vodních toků a vodních ploch DIBAVOD pomocí funkce *Topo To Raster*.

#### 4.2. Charakteristiky elementárních ploch

Pro práci v programu HEC – HMS bylo nejprve potřeba rozčlenit povodí Roklanského potoka na jednotlivá menší subpovodí. Jednotlivá subpovodí VI. řádu sice tvoří velikostně srovnatelné celky, pro lepší kalibraci modelu však byla jako uzávěrové profily některých subpovodí zvolena místa toku, v nichž jsou umístěny měrné profily

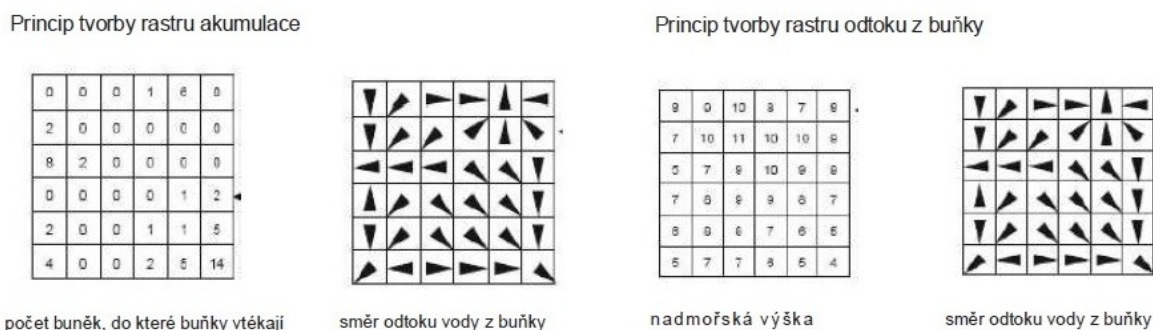
PřF UK. Oddělením části toku tak vznikly podstatně menší plochy subpovodí. Aby byly plochy velikostně vyrovnanější bylo přistoupeno k dalšímu poddělení povodí VI. řádu na základě vrstvy vrstevnic. Vrstevnice byly vytvořeny ze zvoleného digitálního modelu terénu pomocí funkce *Contour* ze sady nástrojů *Spatial Analyst*, se základním intervalem 5 metrů. Poněkud zmenšeno bylo i modelované povodí, jelikož došlo k posunu jeho uzávěrového profilu. Ten se původně nacházel na soutoku Roklanského a Modravského potoka, byl však přesunut do místa měrného profilu na Roklanském potoce. Celkem tak vzniklo 13 výsledných subpovodí (obr. 28), která se velikostně pohybují od 2,3 km<sup>2</sup> po 5,7 km<sup>2</sup>. Jednotlivým subpovodím byla přiřazena hydrologická identifikační čísla (Hydro ID). V programu HEC – HMS je následně pracováno s každým subpovodím jako s jednotlivou elementární plochou. Veškeré charakteristiky povrchu a parametry odtoku jsou vztaženy vždy k jednotlivým subpovodím, což vede vzhledem k heterogenitě území k přesnějším výsledkům, než při zvažování celého povodí jako celku.



obr. 28 – Rozdělení do dílčích subpovodí s přiřazeným Hydro ID (podkladové vrstvy: DIBAVOD)

Veškeré funkce využívané pro výpočet parametrů a charakteristik jednotlivých subpovodí jsou součástí hydrologické nadstavby programu ArcGis, *ArcHydro Tools*. K veškeré práci připravující data pro program HEC – HMS lze mimo *ArcHydro Tools* využít také nadstavby *HEC – GeoHMS*. *HEC – GeoHMS* v sérii postupných kroků vypočte veškeré parametry, které pak do programu HEC – HMS vstupují současně ve formě jednoho souboru.

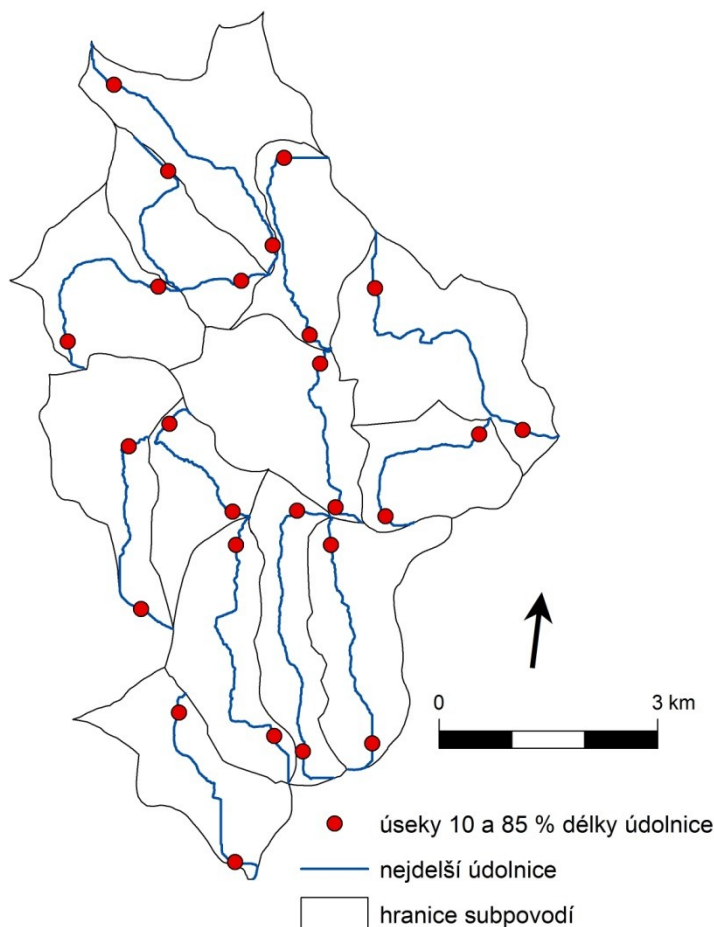
Jelikož digitální model terénu vznikl použitím metody *Topo To Raster* mělo by platit, že je již v současné podobě hydrologicky korektní. To znamená, že neobsahuje žádná místa bezodtokých depresí, pokud mu nebyla předem určena. Při použití digitálního modelu terénu vytvořeného jiným způsobem je potřeba zajistit, aby byl hydrologicky korektní. Toho lze dosáhnout pomocí funkce *Fill Sinks*. Pomocí funkce *Flow Direction* byl vytvořen rastr odtokových ploch povodí. Funkce *Flow Direction* pracuje na principu posuvného okna o velikosti 3 x 3 buňky, kde je vybrána nejnižší nadmořská výška a postupně je všem buňkám přiřazován směr odtoku. Následně byl rastr odtokových ploch využit k tvorbě rastru akumulace vody v povodí pomocí funkce *Flow Accumulation*. Ta každé buňce přiřazuje počet buněk, ze kterých do ní odtéká voda (obr. 29).



obr. 29 – Princip funkcí *Flow Accumulation* a *Flow Direction* (Taufmannová, 2009)

Pro výpočet parametrů požadovaných programem HEC - HMS bylo rovněž využito programu ArcGis. Za použití vytvořených rastrů směru odtoku a akumulace vody byla pomocí funkce *Longest Flow Path* vygenerována nejdelší možná trasa odtoku vody v jednotlivých subpovodích, tedy nejdelší údolnice každého subpovodí. Té byla následně pomocí funkce *Construct 3D Line* přiřazena odvozením z digitálního modelu terénu výšková souřadnice z. Připojené souřadnice z nelze prohlížet v atributové tabulce nově vzniklé vrstvy, ale pouze v editačním režimu pod funkcí *Edit Vertices*. Vzniklá 3D

line je následně využita pro funkci *Flow Path Parameters*, která vytváří bodovou vrstvu, oddělující 10 a 85 % délky každé nejdelší údolnice (obr. 30)



obr. 30 – Nejdelší údolnice dílčích subpovodí s body oddělujícími 10 – 85 % jejich délky (podkladové vrstvy: ČÚZK)

Pomocí funkce *Slope* byl vytvořen rastr sklonitosti celého povodí. Následně byly pomocí funkce *Zonal Statistics* ze vzniklého rastru sklonitosti získány průměrné hodnoty sklonitosti dílčích subpovodí.

#### 4.3. Transformace přímého odtoku

Pro výpočet transformace přímého odtoku byla v programu HEC – HMS zvolena metoda Clarkova jednotkového hydrogramu. Základními parametry vyžadovanými programem jsou doba koncentrace  $T_c$  a retenční koeficient povodí  $R_c$ .

Doba koncentrace ovlivňuje tvar a vrchol výsledného hydrogramu odtoku. Pro její výpočet byla zvolena metodika SCS (Soil Conservation Service), která vypočítává dobu koncentrace na základě doby doběhu ( $T_{lag}$ ), jako:



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

Doba doběhu  $T_{\text{lag}}$  je získávána ze vzorce:

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

kde  $L$  je maximální délka toku v povodí ve stopách,  $S$  potenciální maximální retence půdy v palcích a  $Y$  je průměrná sklonitost povodí v %.

Retenční koeficient povodí  $R_c$  je faktor simulující dobu zadržení vody v povodí, tedy časovou prodlevu mezi maximem příčinné srážky a dosažením kulminačního průtoku v závěrovém profilu povodí. Retenční koeficient byl pro dílčí subpovodí počítán dle vzorce:

$$R_c [\text{hod}] = A \times L^B \times S_{1085}^C$$

kde  $L$  značí maximální délku povodí v mílich,  $S_{1085}$  je sklon mezi 10 a 85 % maximální délky údolnice ve stopách na míli a  $A$ ,  $B$ ,  $C$  jsou koeficienty, které byly pro Českou republiku stanoveny ČHMÚ jako  $A=80$ ,  $B=0,342$  a  $C=-0,79$ .

#### 4.4. Odtoková ztráta

Přímý odtok se skládá z odtoku povrchového a části odtoku hypodermického. Pro stanovení objemu povrchového odtoku byla pro celé povodí zvolena metoda SCS CN. Ta využívá hodnot CN křivek pro zjištění podílu přímého odtoku na odtoku celkovém. Obecně lze říci, že s rostoucí hodnotou CN, roste podíl srážkové události na povrchovém odtoku. Základními parametrem vedle potenciální retence povodí je i počáteční ztráta  $I_a$  (Initial Abstraction), která představuje ztráty způsobené intercepce a detencí vody v mikrodepresích, do okamžiku překročení jejich objemu, tedy počátku povrchového odtoku. Dalším parametrem vstupujícím do výpočtu odtokové ztráty je podíl nepropustných ploch v povodí (*Impervious*). Jelikož je podíl nepropustných ploch v zájmovém území pramenné oblasti Vydry velmi nízký, byl pro všechna subpovodí stanoven jako 0 %.

Hodnoty CN křivek pro jednotlivá subpovodí byly zjištěny pomocí odvození z vrstev krajinného pokryvu a hydrologických skupin půd. Jako vrstva krajinného pokryvu byl využit rastr Corine Land Cover pro rok 2006. Hydrologické skupiny půd byly nejprve reprezentovány rastry infiltračních schopností půdy a retenční vodní kapacity půdy, vytvořenými Výzkumným ústavem meliorací a ochrany půdy (VÚMOP) a rastrem sklonitosti, který byl vytvořen z digitálního modelu terénu. Jelikož jsou rastry

VÚMOP dodávány pouze v rozlišení 1 x 1 km, byly nahrazeny prostorově přesnějším rastrem hydrologických skupin půd vytvořeným na základě lesnické typologie Ústavu pro hospodářskou úpravu lesa (ÚHÚL). Lesnická typologie přiřazuje jednotlivým lesním typům skupiny půd, na kterých se mohou vyskytovat. Na základě těchto skupin půd byly jednotlivým lesním typům přiřazeny kategorie hydrologických skupin půd. Vytvořený rastr sklonitosti byl reklasifikován na rastr hydrologických skupin půdy, kdy skupina A je představována plochami se sklonem do 2 %, skupina B 2 – 5 %, skupina C 5 – 10 % a skupina D je reprezentována plochami se sklonitostí nad 10 %. Jednotlivé rastry hydrologických skupin půd skombinované s rastrem krajinného pokryvu Corine Land Cover 2006 byly dle tabulky reklasifikovány na hodnoty CN křivek a vznikly tak gridy hodnot CN. Pomocí funkce *Cell Statistics* byla z těchto vrstev vypočtena průměrná hodnota CN, která byla následně porovnána s gridem CN dle infiltrace a s opětovným využitím funkce *Cell Statistics* byla vytvořena konečná vrstva hodnot CN křivek, která vznikla jako výběr maximálních hodnot z použitých gridů. S gridem CN dle infiltrace je počítáno dvakrát, aby se zohlednil jeho větší vliv na výslednou hodnotu CN křivky. Z výsledné vrstvy hodnot CN byly pomocí funkce *Zonal Statistics* vypočteny průměrné hodnoty pro jednotlivá subpovodí.

Metoda SCS CN je jednoduchou metodou s poměrně dobře dostupnými daty. Její parametry jsou snadno odvoditelné a je velmi často využívána a stále vyvíjena v České republice i v zahraničí. Nevýhodou však může být, že není zohledněna intenzita srážek a během dlouhotrvajících srážek poklesá infiltrace k nule, i když ve skutečnosti by měla nabývat konstantní nenulové hodnoty. Je využitelná spíše pro modelování epizodních simulací, pro dlouhodobé simulace není příliš doporučována. Metoda je založena na vztahu:

$$\frac{H_s - H_o}{S} = \frac{H_o}{H_s}$$

kde  $H_s$  je úhrn srážek v milimetrech,  $H_o$  výška odtoku v milimetrech a  $S$  potenciální retence půdy v milimetrech.

Hodnota potenciální retence půdy je určována z hodnot CN křivek pomocí vztahu:

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

nebo

$$S[in] = \frac{1000}{CN} - 10$$

Počáteční ztrátu  $I_a$  lze odhadnout ze vztahu SCS jako:

$$Ia [mm] = 0,2S$$

Výsledný vztah pro odhad velikosti přímého odtoku je odvozen z předchozích rovnic jako:

$$Ho = \frac{(Hs - Ia)^2}{Hs - Ia + S}$$

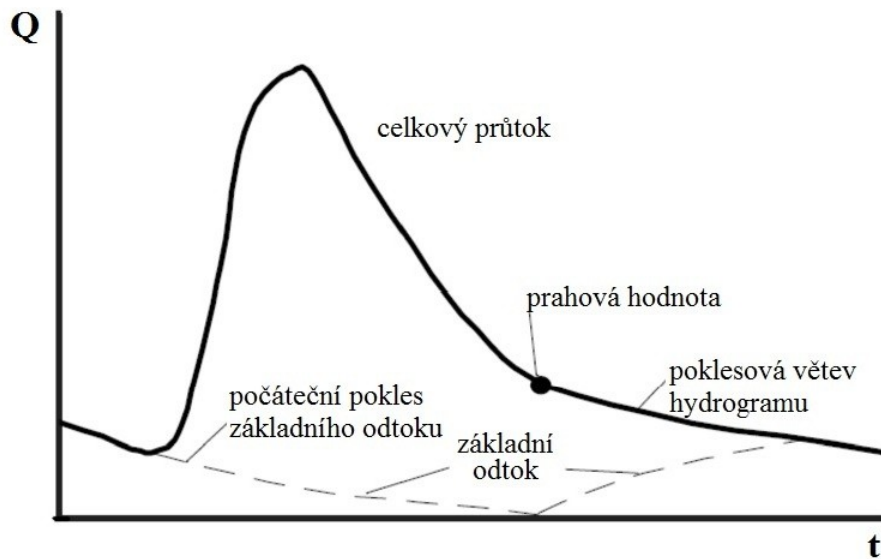
lze jej však použít až v okamžiku, kdy úhrn kumulativních srážek překročí hodnotu počáteční ztráty. Do té doby je odtok roven nule.

#### 4.5. Podzemní odtok

Podzemní odtok je v programu HEC – HMS řešen odděleně od odtoku přímého. Modelovat lze opět několika různými způsoby, přičemž v práci je využita metoda exponenciálního poklesu (*Exponential Recession Model*) (obr. 31). Metoda je založena na vztahu:

$$Q_t = Q_0 \times k^t$$

kde  $Q_t$  značí základní odtok v čase  $t$ ,  $Q_0$  počáteční základní odtok a  $k$  exponenciální poklesovou konstantu.



obr. 31 – Metoda exponenciálního poklesu (podle Feldman, 2000)

Jako základní parametry vstupují do modelu exponenciálního poklesu počáteční minimální průtok (*Initial Discharge*), poklesová konstanta (*Recession Constant*) a prahová hodnota (*Threshold Type*). Prahová hodnota je bod, kdy dochází k nárůstu základního průtoku. Je zadávána buďto jako hodnota průtoku, či jako poměr průtoku ku průtoku během kulminace a patří mezi kalibrovatelné parametry. Poklesová konstanta je

rovněž kalibrovatelným parametrem. V manuálu programu HEC – HMS je doporučována počáteční hodnota 0,85, která lze dále kalibrovat, ale je možné ji vypočítat i jako poměr dvou sousedních hodnot z poklesových větví hydrogramu. Poklesová konstanta značí, kolikrát poklesl průtok v den D oproti dni předchozímu. Při jejím základním stanovení jako 0,85 je předpokládáno, že průtok v den D poklesl na 0,85 hodnoty průtoku z předchozího dne. Vzhledem k tomu, že je simulace prováděna na reálných událostech, hodnotu počátečního průtoku  $Q_0$  lze určit z hydrogramu. Vychází se z předpokladu, že počáteční průtok simulované události je tvořen pouze odtokem podzemním. Jsou tedy zanedbány veškeré předchozí srážkové události a jakékoliv možné nasycení povodí vodou. Z tohoto důvodu bylo při výběru datových řad přihlíženo i k předchozím srážkovým událostem v oblasti.

#### 4.6. Průtok korytem toku

Modelování pohybu vody v otevřených korytech je založeno na zákonech zachování hmoty a zachování hybnosti. V programu HEC – HMS byla pro modelování pohybu vody korytem zvolena metoda Muskingum – Cunge. Metoda vychází z modelu kinematické vlny a je založena na rovnici kontinuity a difuzní formě věty o hybnosti a lze vyjádřit vzorcem:

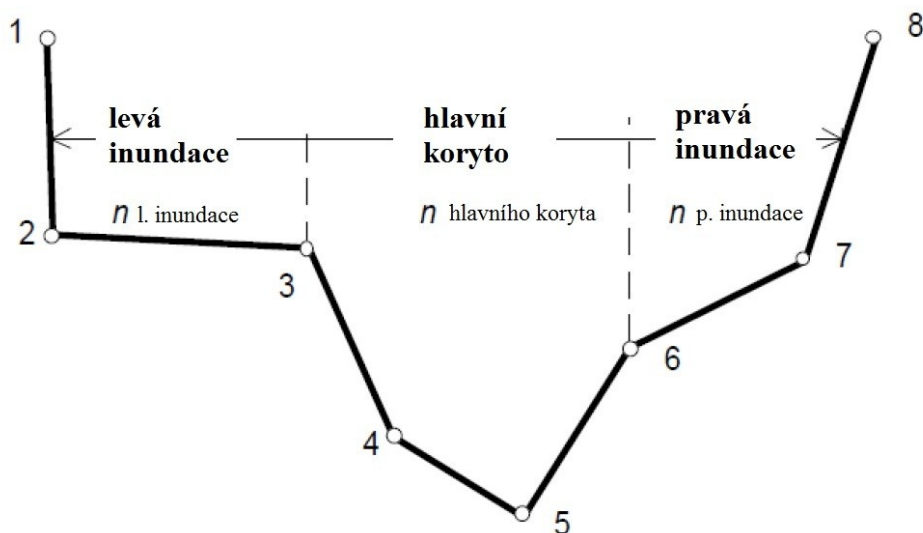
$$S_f = S_o - \frac{\delta y}{\delta x}$$

kde  $S_f$  značí sklon hladiny a vyjadřuje třecí síly,  $S_o$  sklon dna a vyjadřuje gravitační síly, a poměr  $\delta y/\delta x$  značí tlakový gradient, který je vyjádřen pomocí změny hloubky v rámci sledovaného úseku.

V programu je metoda vztažena na úseky toku, označené jako *Reach*, spojující jednotlivá subpovodí. Jako vstupní parametry jsou programem vyžadovány délka úseku v metrech, podélný sklon úseku v metrech na metry, Manningův koeficient drsnosti a tvar a charakteristiky koryta. Délka a sklonitost jednotlivých úseků byly určeny pomocí programu ArcGis. Manningův koeficient je tabulková hodnota a pro toky zájmového území byl odvozován během terénních prací.

Jako základní tvar příčného profilu byl na hlavních tocích zvolen osmibodový profil (obr. 32), jehož hodnoty pro jednotlivá subpovodí byly stanoveny na základě terénních měření. Celkem byly naměřeny čtyři příčné profily, zahrnující body od hlavního koryta až po nejbližší inundace. K pracím v terénu bylo využíváno laserového sklonoměru Laser Ace. Jako počáteční bod měření byl stanoven vždy krajní bod

inundace, od kterého byly postupně měřeny body směrem přes koryto toku k protější inundaci. Výsledné osmibodové příčné profily byly zaneseny do programu HEC – HMS jako takzvané Cross Section v záložce Paired Data Manager. Každý příčný profil je vyjádřen tabulkou s údaji o tvaru koryta a jeho grafickým znázorněním.



obr. 32 – Schéma osmibodového příčného profilu koryta toku (podle Feldman, 2000)

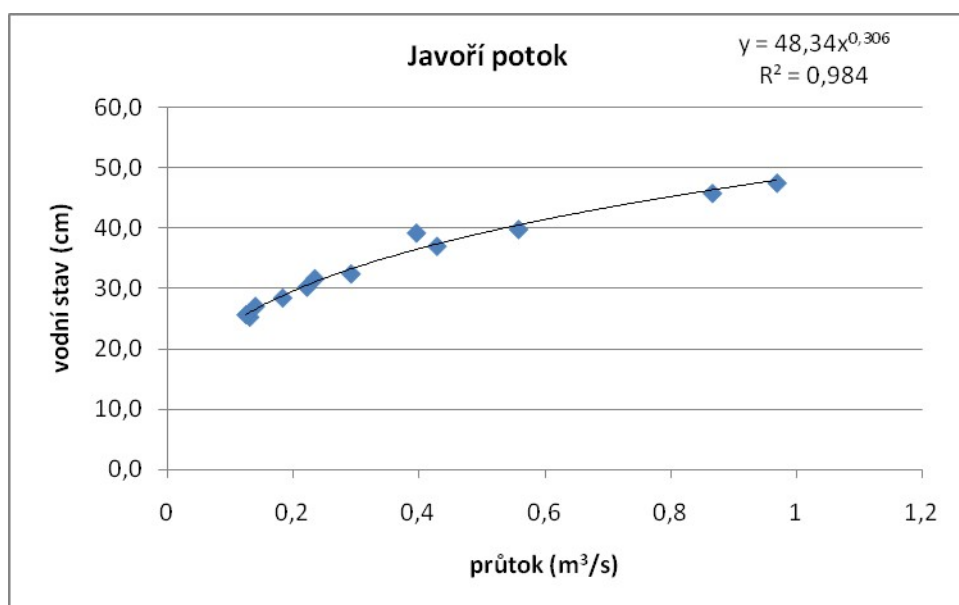
Osmibodový příčný profil byl využit pro čtyři příčné profily v oblasti hlavních toků. Vedle osmibodového tvaru příčného profilu lze v programu navolit i tvar obdélníkový či trojúhelníkový. Obdélníkový tvar je vhodný například pro simulaci proudění v antropogenně upravených korytech, proudění v korytech přírodních je však nejlépe reprezentováno tvarem osmibodovým. Pro příčné profily menších toků, bylo využito právě obdélníkového tvaru profilu.

#### 4.7. Výběr datových řad

Data vodních stavů byla získána z hladinoměrných profilů Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Zájmové území je vybaveno celkem pěti hladinoměry. Na Roklanském potoce jsou hladinoměry umístěny v oblasti Roklanské hájenky a v obci Modrava před soutokem s Modravským potokem. Další hladinoměry se nacházejí na Rokytce, Javořím a Tmavém potoce. Jedná se o automatická měřicí zařízení od firmy Fiedler – Mágr, která měří data v desetiminutových intervalech. Uváděná přesnost automatického měření je 1 mm. Přístroje se skládají z řídicí a registrační jednotky typu M4016 a ultrazvukového či tlakového čidla s připojením příslušného měřicího kanálu. Aby bylo možné data vzdáleně přenášet na internetový server, jsou přístroje doplněny o

GSM modul pro telemetrický přenos dat sítí GPRS. K odesílání dat dochází v pravidelném intervalu, popřípadě při dosažení nastavených limitních hodnot či gradientových změn (Česák a kol., 2008).

Vzhledem k tomu, že automatickými stanicemi jsou měřeny pouze vodní stavy, je potřeba získané hodnoty převést na hodnoty průtoků. Z tohoto důvodu jsou v oblasti již několik let prováděna terénní měření, sloužící k přiřazení vodních stavů k odpovídajícím průtokům a vytvoření konzumpčních křivek (obr. 33) pro sledované profily. Po vytvoření odpovídající konzumpce je možné naměřené vodní stavy převést na přibližně odpovídající hodnoty průtoků.



obr. 33 – Příklad vytvořené konzumpční křivky – Javoří potok

#### 4.7.1. Srážková data

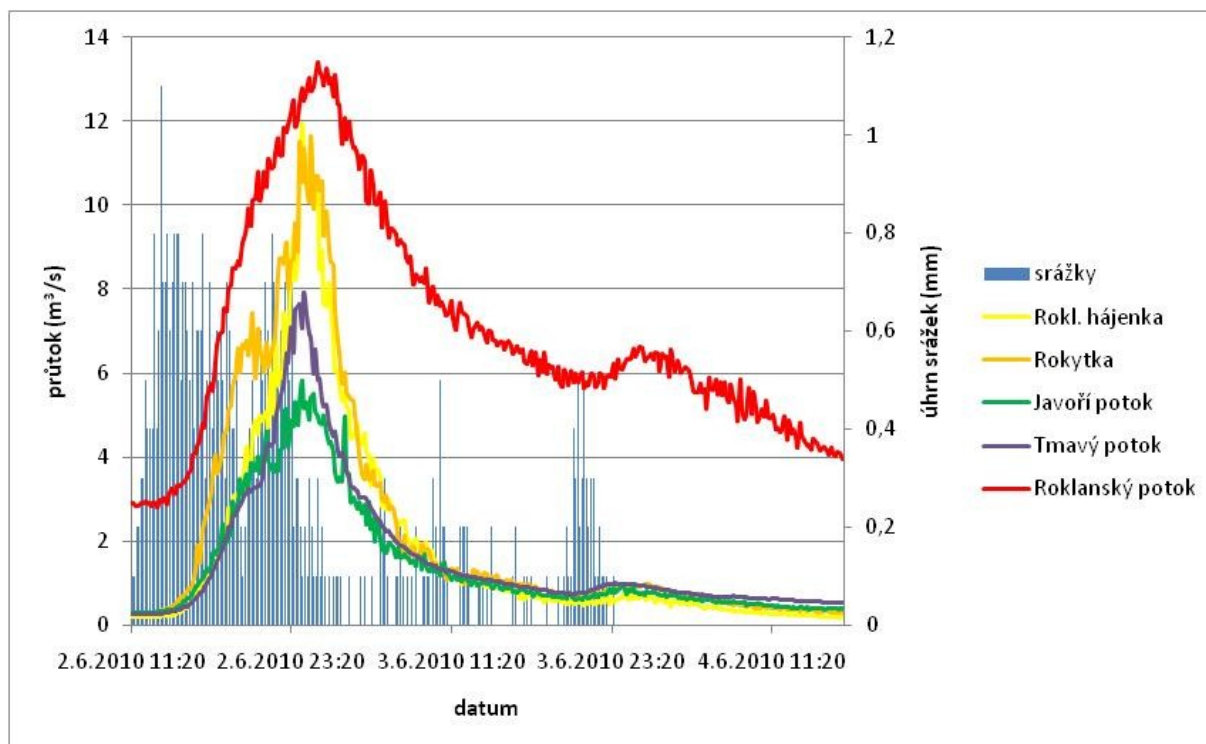
Pro práci byly vybrány dvě srážko-odtokové epizody, během nichž došlo k pozorovatelnému zvýšení vodních stavů na tocích sledovaného povodí. Ke zjištění srážkových úhrnů na území byla použita srážková data zaznamenaná na srážkoměrných stanicích Rokytky, Modrava, Březník a Ptačí potok. Jejich vliv na jednotlivá subpovodí byl stanoven na základě Thiessenových polygonů. Po vyhodnocení výsledků bylo zjištěno, že pro epizodu 2. – 4. 6. 2010 má převládající vliv na celém sledovaném povodí srážkoměrná stanice Rokytky a vliv Březníku i Ptačího potoka je takřka zanedbatelný. Z tohoto důvodu byla pro všechna subpovodí zvolena data ze stanice Rokytky. Srážkoměrná stanice Modrava v té době nebyla ještě v provozu. Pro povodňovou epizodu v červnu 2013 byla pro změnu mimo provoz srážkoměrná stanice na Rokytkce, nejspíše následkem zanesení srážkoměru. Již jsou však dostupná data

z Modravy, a tak bylo přistoupeno k opětovnému rozdělení subpovodí na základě Thiessenových polygonů. Na základě výsledků byl zcela vyloučen vliv srážkoměrné stanice na Ptačím potoce a pro jednotlivá subpovodí byly dle příslušnosti k dané stanici rozpočteny srážkové úhrny z Modravy a z Březníku. Záznamy ze srážkoměru vždy vypovídají o úhrnu srážek v jednom bodě. Jejich převedení na plochu povodí tak může přinášet mnoho nejistot a nepřesností.

Použitá srážková data jsou dostupná v desetiminutových krocích. Pro modelování byly využity dvě srážkové události, které byly vybírány tak, aby v jejich následku došlo k výraznějšímu vzestupu hladin na všech sledovaných subpovodích. Data byla vybírána jen pro období letních měsíců, kdy jsou platné půdní a vegetační podmínky povodí a nedochází k zamrznání půdy a k četným chybám na hladinoměrech. Výběr je limitován jak dostupností datových řad, tak především poruchami srážkoměrů, které byly během některých výraznějších odtokových epizod mimo provoz. Délka časové řady je ohraničena nástupem počáteční srážky zapříčiňující výrazné zvýšení průtoku a poklesem hladiny hydrogramu na hodnoty blížíící se počátečnímu průtoku.

#### **4.8. Kalibrace a validace**

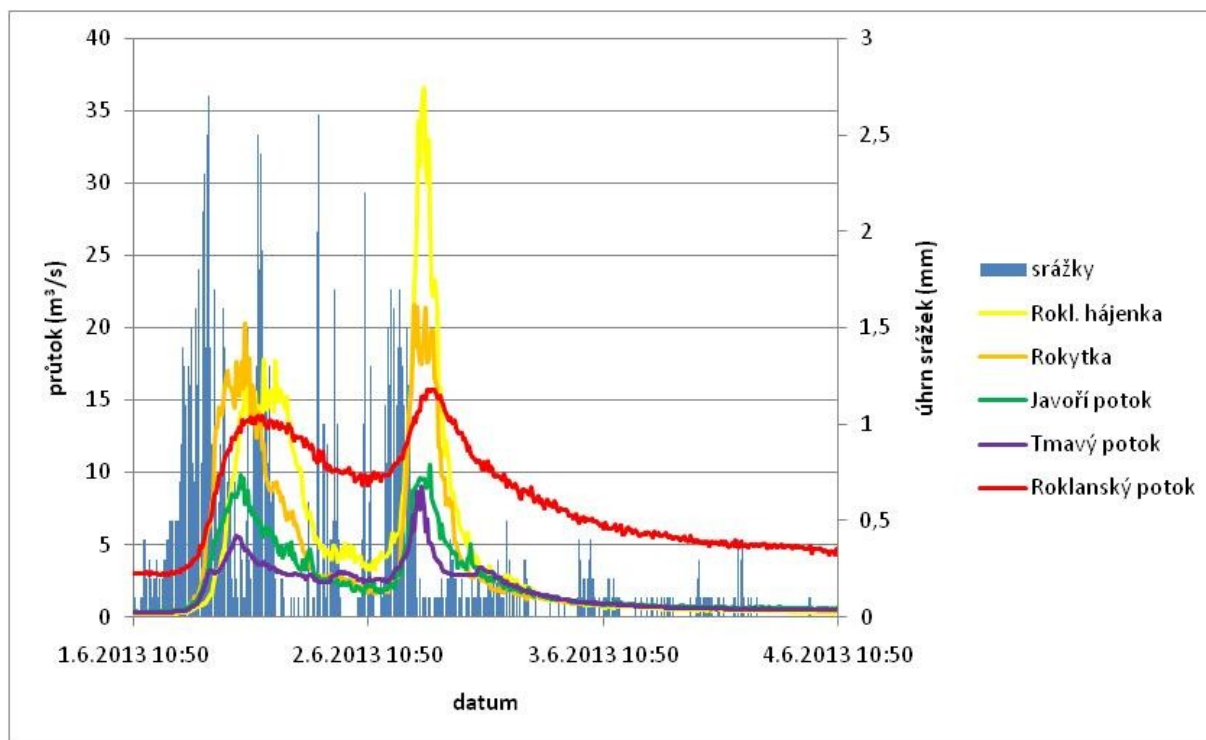
Jako kalibrační událost (obr. 34) posloužila srážko-odtoková epizoda trvající od 11:20 2. 6. 2010 do 16:50 4. 6. 2010. Na všech sledovaných tocích došlo k prudkému nárůstu průtoků. Nejvyšší nárůst lze zaznamenat v oblasti Roklanské hájenky a u Rokytky. S výjimkou závěrového profilu na Roklanském potoce se průtoky na tocích po kulminaci velmi rychle vrátily na své původní hodnoty. Závěrový profil je vodou přitékající z povodí zásobován déle než ostatní profily, které se vyskytují v pramenných částech povodí, proto má i pokles jeho průtoků delšího trvání.



obr. 34 – Srážko-odtoková událost 2. – 4. 6. 2010

Validační událost (obr. 35) slouží k ověření přesnosti kalibrace. Jako validační data byla zvolena srážko-odtoková epizoda, která započala 1. 6. 2013 v 10:50 a trvala do 10:50 4. 6. 2013. Jejím následkem bylo zvýšení hladin a povodňové stavy na velké části toků České republiky. Během této epizody došlo k nejvyšším kulminacím v oblasti Roklanské hájenky, kde lze předpokládat vyšší úhrny srážek než na zbytku sledovaného povodí. Všechna subpovodí vykazují dvě odtoková maxima, přičemž vyšších stavů dosahuje i přes nižší úhrny srážek druhá kulminace. Povodí již v té době bylo zcela nasyceno srážkami a převážná většina dalších srážek se tak podílela na povrchovém odtoku.





obr. 35 – Srážko-odtoková událost 1. – 4. 6. 2013

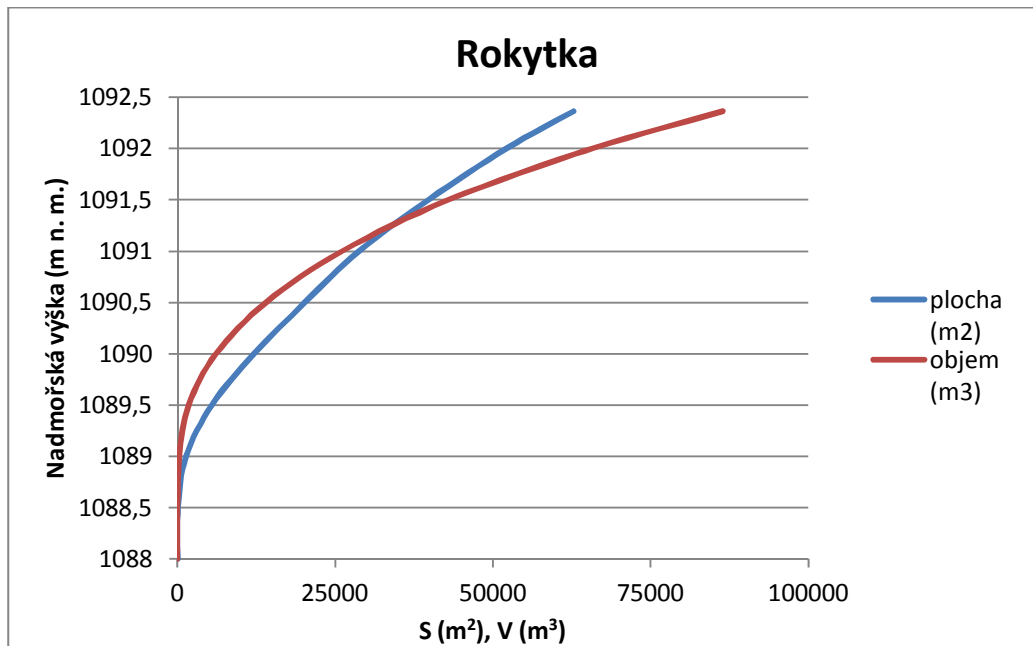
#### 4.9. Charakteristiky nádrží

Charakteristiky nádrží byly naměřeny v terénu pomocí totální geodetické stanice Leica. Ačkoliv se v oblasti vyskytuje případně použitelných klauz více (Javoří, Novohuťská a Studená), pro práci byly použity pouze klauza Rokytecká a Roklanská. Jelikož se jedná o již dříve využívané nádrže, disponují téměř veškerými potřebnými prvky, včetně hrází. Ty jsou v současnosti v poničeném a nefunkčním stavu, jejich obnova by však nebyla tak finančně ani technicky náročná jako výstavba hráze nové. V blízkosti obou nádrží jsou rovněž umístěny hladinoměry PřF UK.

V oblasti obou zvažovaných klauz byla pomocí totální geodetické stanice zaměřena síť bodů, která byla následně použita jako podkladová vrstva pro další práci v programu ArcGis. Ze sítě bodů byl vymodelován digitální model terénu, z něž byly pomocí funkce *Surface Volume* zjištěny základní charakteristiky klauz, především jejich objemy na různých hladinách. Z těchto dat byly následně sestaveny batygrafické křivky jednotlivých nádrží.

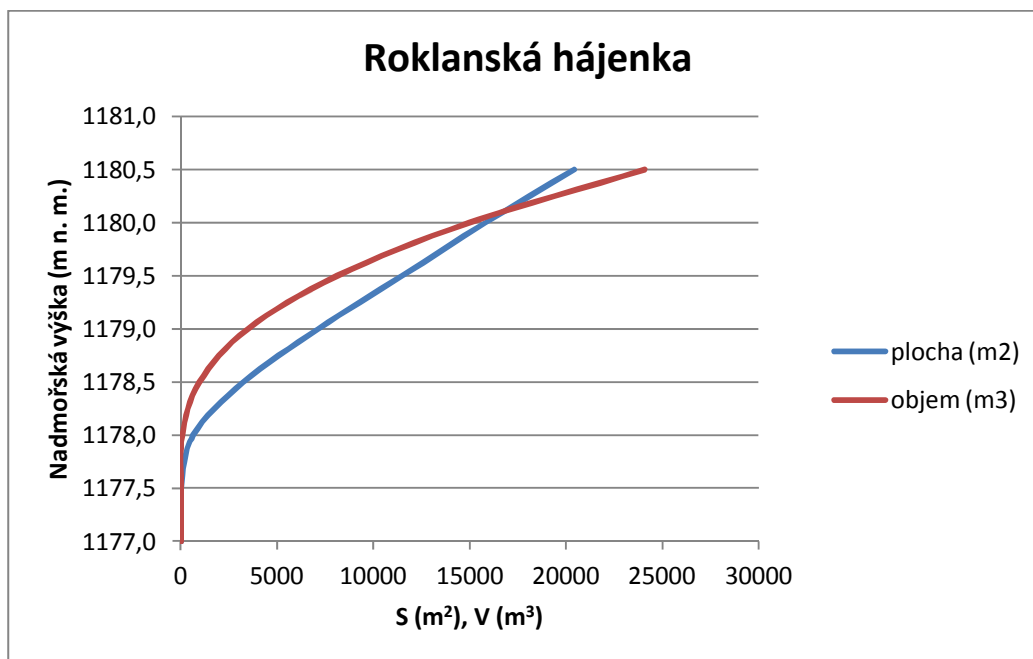
Rokytecká klauza se nachází na horním toku Rokytky, ve zdrojové oblasti řeky Vydry. Se svou rozlohou 62 796,32 m<sup>2</sup> dosahuje hloubky 4,36 m a její celkový využitelný objem činí 86 391,23 m<sup>3</sup> (obr. 36). Hráz je tvořena zeminou a opatřena

betonovou výpustí. Na jejím vrcholu je vytvořen zpevněný pojezd. Měrný profil je umístěn přímo v oblasti výpusti na návětrné straně hráze.



obr. 36 – Batygrafická křivka Rokytecké klauzy

Roklanská klauza se nachází v pramenné části Roklanského potoka, v blízkosti Roklanské hájenky. Její největší plocha činí 20 419,66 m<sup>2</sup> a maximální hloubky se zde pohybují okolo 3,5 metru. Celkový využitelný objem nádrže byl stanoven jako 24 065,17 m<sup>3</sup> (obr. 37). Čelo hráze je v místě výpusti v současnosti rozvaleno. Samotná hráz je tvořena zeminou, na povrchu zatravněna a vybavena viditelným bezpečnostním přelivem. Měrný profil je umístěn několik desítek metrů pod oblastí výpusti.



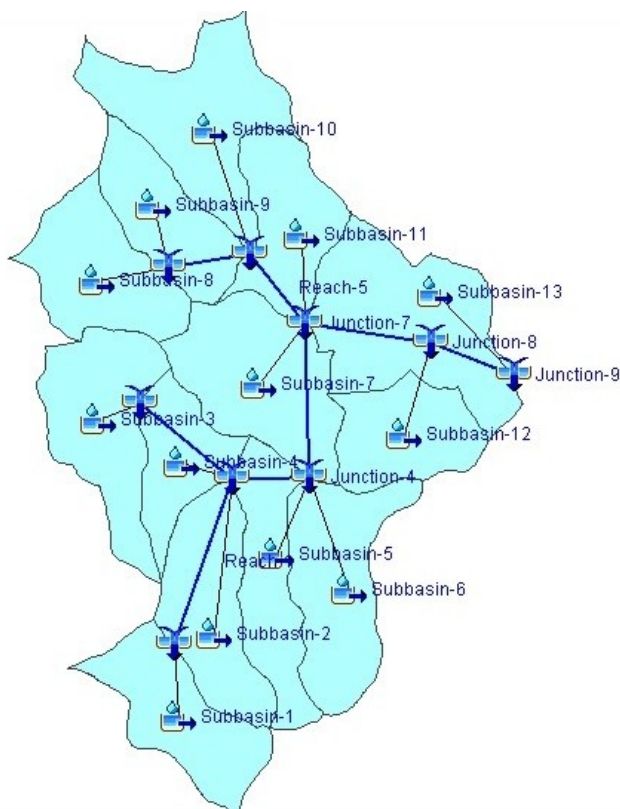
obr. 37 – Batygrafická křivka Roklanské klauzy

Objemy a plochy Roklanské klauzy v jednotlivých hloubkách, respektive nadmořských výškách byly získány i z digitálního modelu terénu vycházejícího z 4G dat a používaného v práci. Za opětovného použití funkce *Surface Volume* byly zjištěny jednotlivé objemy nádrže odpovídající daným nadmořským výškám.

#### 4.10. HEC - HMS

Při práci v HEC – HMS je nutné, vytvořit si pro každou modelovanou událost model povodí. Ten lze vytvořit funkcí *Basin Model Manager*, nacházející se pod záložkou *Components*. Pomocí funkce *Background Maps* lze do programu načíst různé podkladové vrstvy, s jejichž pomocí lze schematicky uspořádat jednotlivé prvky modelu. Postupně jsou do modelu povodí nahrávána jednotlivá subpovodí (*Subbasin*), soutoky (*Junction*) a úseky toku (*Reach*). Jednotlivé prvky je potřeba vzájemně propojit, subpovodím přiřadit atribut plochy a tokům jejich délku a sklon. V práci byly vytvořeny tři samostatné modely povodí (obr. 38) – pro kalibraci, validaci a simulaci vlivu nádrží. Přes menu *Parameters* jsou modelu přiřazeny parametry pro výpočet transformace přímého odtoku, odtokové ztráty, podzemního odtoku a průtoku korytem toku. Pomocí funkce *Meteorologic Model Manager (Components)* jsou vytvořeny meteorologické modely, které jsou zde přiřazovány jednotlivým povodím. *Control Specifications Manager (Components)* slouží ke stanovení modelovaných období. Je zde zadáván nejen začátek a konec simulovaných událostí, ale i časový krok, ve kterém je simulace

prováděna. Pomocí *Time-Series Data Manager (Components)* jsou do modelu nahrávány jednotlivé srážkové a odtokové události. Charakteristiky nádrží byly do programu zadány pomocí *Paired Data Manager (Components)*, kde lze zadat jednotlivé nadmořské výšky v metrech a jim odpovídající objemy v 1000 m<sup>3</sup>. Nádrže jsou do modelu povodí začleněny nahrazením příslušného soutoku pomocí funkce *Reservoir Creation Tool*. Následně u nich lze navolit jednotlivé parametry, včetně parametrů výpusti, bezpečnostního přelivu a hráze.

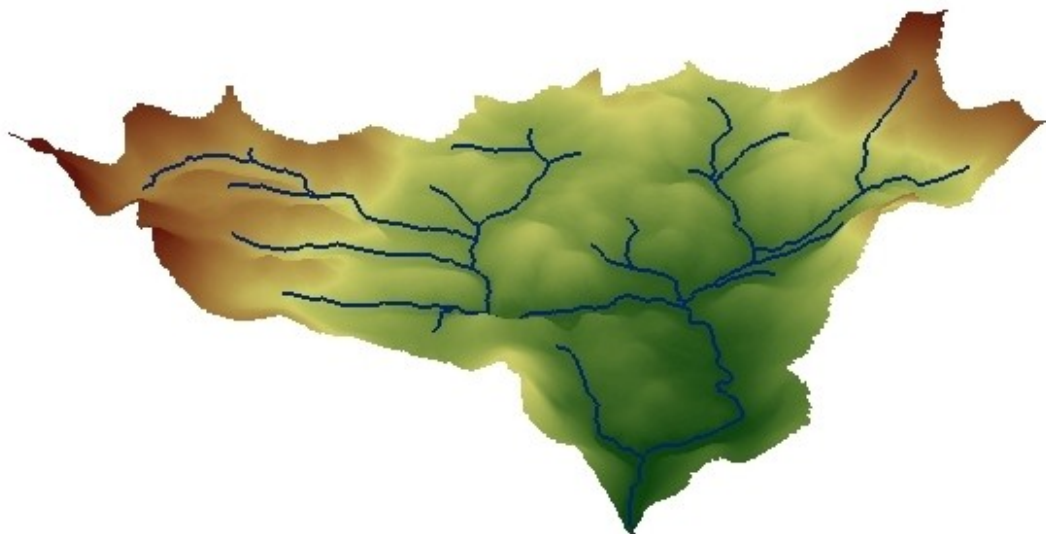


obr. 38 – Rozložení jednotlivých prvků povodí v programu HEC – HMS

Simulace jednotlivých situací jsou prováděny pomocí simulačních běhů, které lze vytvořit v menu *Compute*, pomocí funkce *Create Simulation Run*. U každé simulace je potřeba předem určit používaný model povodí, meteorologický model a kontrolní specifikace.

## 5. Výsledky

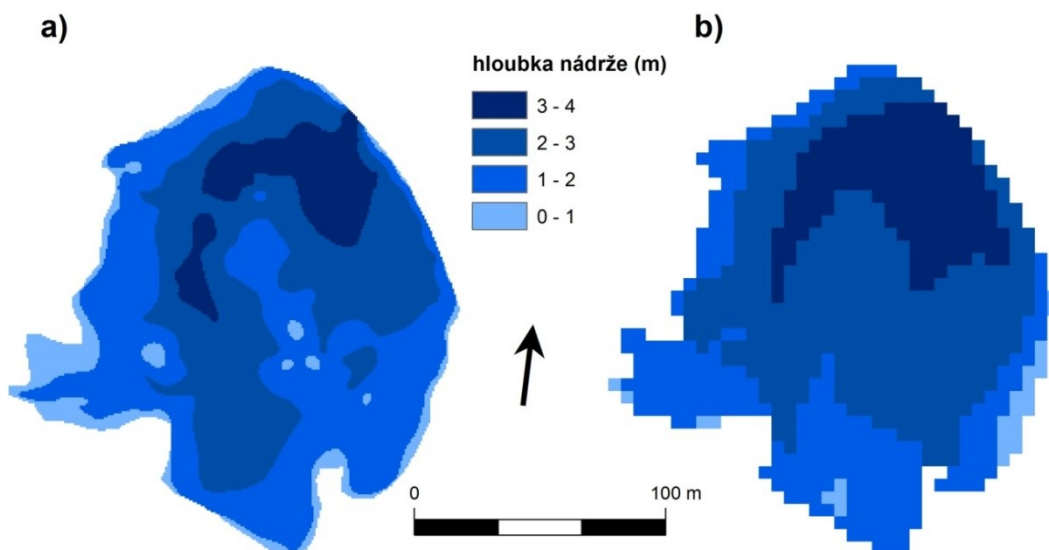
Základním krokem práce, od kterého se následně odvíjel celý proces výpočtu charakteristik pro modelování v programu HEC – HMS byl výběr vhodného postupu tvorby digitálního modelu terénu. Jako nejpřesnější byl vyhodnocen model vytvořený na základě dat leteckého laserového skenování zemského povrchu 4. generace (4G) pomocí metody *Topo To Raster* (obr. 39). Při porovnání s daty naměřenými v terénu byla jeho střední kvadratická chyba RMSE 0,883. Tento způsob tvorby digitálního modelu terénu má jako jediný z ArcGisem nabízených za výsledek hydrologicky korektní model terénu a je tedy vhodný pro následné použití pro výběr hydrologických charakteristik pro program HEC – HMS. Jako o něco málo přesnější se ukázaly metody tvorby digitálního modelu terénu z 4G dat *IDW* a *Spline*, s RMSE 0,906. Nejhůře dopadl při posuzování přesnosti digitální model terénu vytvořený na základě 3D vrstevnic ZABAGED. Fakt, že všechny střední kvadratické chyby vyšly v podobě kladných čísel, signalizuje, že data DMR 4G jsou umístěna nad skutečným terénem.



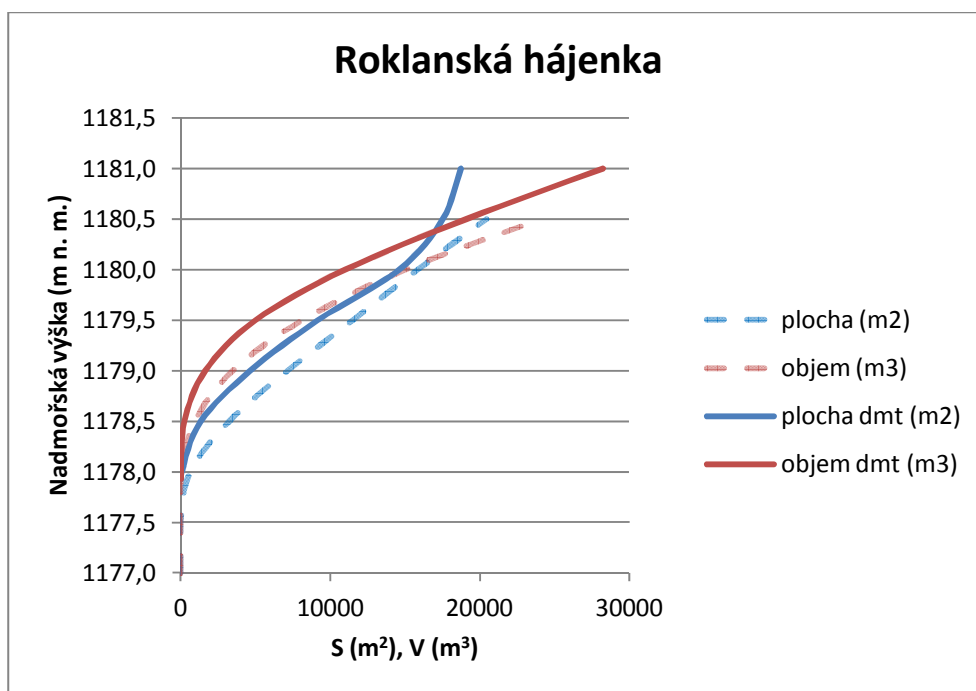
obr. 39 – Výsledný digitální model terénu, 7x převýšeno (podkladové vrstvy: ČÚZK)

Vzniklý digitální model terénu posloužil i k podrobnějšímu porovnání s daty naměřenými v terénu v oblasti zájmových klauz. U Roklanské klauzy byly porovnány objemy nádrže získané z digitálního modelu terénu s objemy vycházejícími z dat naměřených v terénu. U Roklanské klauzy (obr. 40) dosahují opět největší hloubky

nádrže přibližně 3,5 metru, při maximálním uvažovaném využití se však její maximální objem navýšil na 28 221 m<sup>3</sup>, což oproti výsledkům vycházejícím z terénního měření představuje nárůst objemu přibližně o 4 000 m<sup>3</sup> (obr. 41). Obecně lze u výsledků digitálního modelu terénu vycházejícího z dat 4G sledovat mírné nadhodnocení nadmořských výšek, přibližně o 0,5 m.



obr. 40 – Roklanská hájenka a) měření v terénu b) digitální model terénu vytvořený za použití 4G dat (podkladové vrstvy: ČÚZK)



obr. 41 – Srovnání batygrafických křivek vzniklých měřením v terénu a z digitálního modelu terénu

V programu HEC – HMS byla provedena kalibrace a validace modelovaných průtoků a následně i simulace průtoku povodím při zapojení obou klauz. Výsledky jednotlivých simulací byly pro větší přehlednost převedeny do grafů MS Excel.

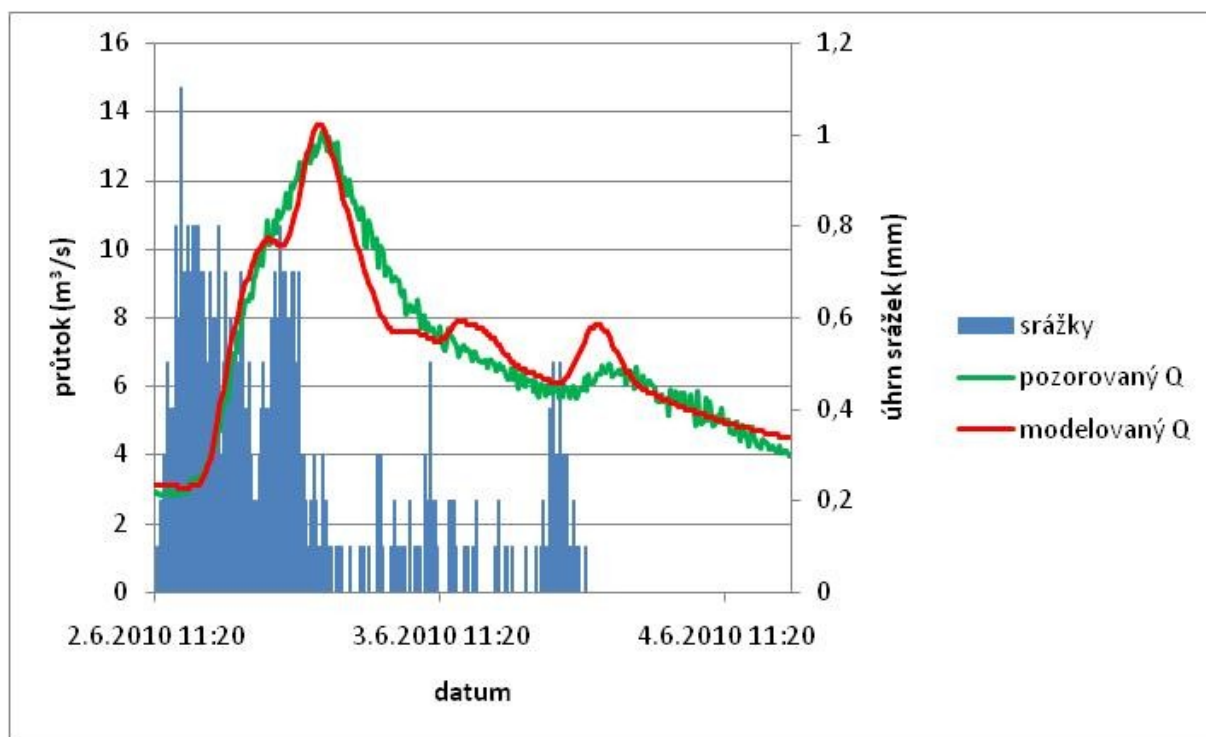
Ke kalibraci modelu je přístupováno v případě, že se modelovaný průtok odlišuje od průtoku pozorovaného. Probíhá přizpůsobováním parametrů použitých během předchozích výpočtů a je prováděna na skutečných událostech, u kterých je možné pravdivost výpočtu ověřit. Lze rozlišovat kalibraci automatickou a manuální. Manuální kalibrace je úprava parametrů prováděná přímo řešitelem, zatímco automatická je zajištěna programem. Program HEC – HMS nabízí dva přístupy automatické kalibrace parametrů. Buďto lze využít kalibrace jednoho parametru pro všechna subpovodí, či hodnoty některých parametrů pro každé subpovodí zvlášť. Cílem kalibrace je co nejvíce přiblížit simulovaný průtok průtoku pozorovanému. Před samotnou kalibrací je potřeba stanovit, k jakému účelu bude simulace sloužit a jaké kritérium přesnosti je hledáno. K hodnocení přesnosti kalibrace je využíváno takzvaných objektivních kritérií. Ta vypovídají o shodě simulovaných veličin s veličinami pozorovanými. Mezi objektivní kritéria lze zařadit například relativní chybu kulminace MF, relativní objemovou chybu VE, směrodatnou chybu odhadu RMSE, koeficient variace PE či kritérium Nash-Sutcliffe. Kritérium Nash Sutcliffe patří mezi nejčastěji používaná objektivní kritéria a lze jej vypočítat jako:

$$E = 1 - \frac{\sum_1^N (Q_{pi} - Q_{mi})^2}{\sum_1^N (Q_{pi} - \overline{Q_{pi}})^2}$$

kde  $Q_{pi}$  je pozorovaný průtok v čase  $i$  a  $Q_{mi}$  je modelovaný průtok v čase  $i$ .

Hodnota  $E$  může nabývat hodnot od  $-\infty$  do 1, přičemž pokud se  $E$  rovná 1, jedná se o naprostou shodu kalibrace s pozorovaným průtokem. Jako úspěšná shoda jsou posuzovány hodnoty  $E$  vyšší než 0,5.

Model byl kalibrován nejprve manuální kalibrací. Zásadní rozdíl se nacházel v objemu odtokových vln, který byl u pozorovaných odtoků větší než v případě odtoku simulovaného. Manuálně byly navýšeny hodnoty CN křivek a retenční konstanta. Naopak snížen byl parametr počáteční ztráty  $I_a$ . Následnou automatickou kalibrací byly hodnoty počáteční ztráty  $I_a$  ještě drobně poupraveny. Po provedení validace byla kalibrace provedena znovu a parametry byly překalibrovány pouze manuálně. Výsledná kalibrace (obr. 42) nabývá hodnoty kritéria Nash Sutcliffe 0,933, což značí velmi dobrou shodu modelovaných průtoků s průtoky pozorovanými.

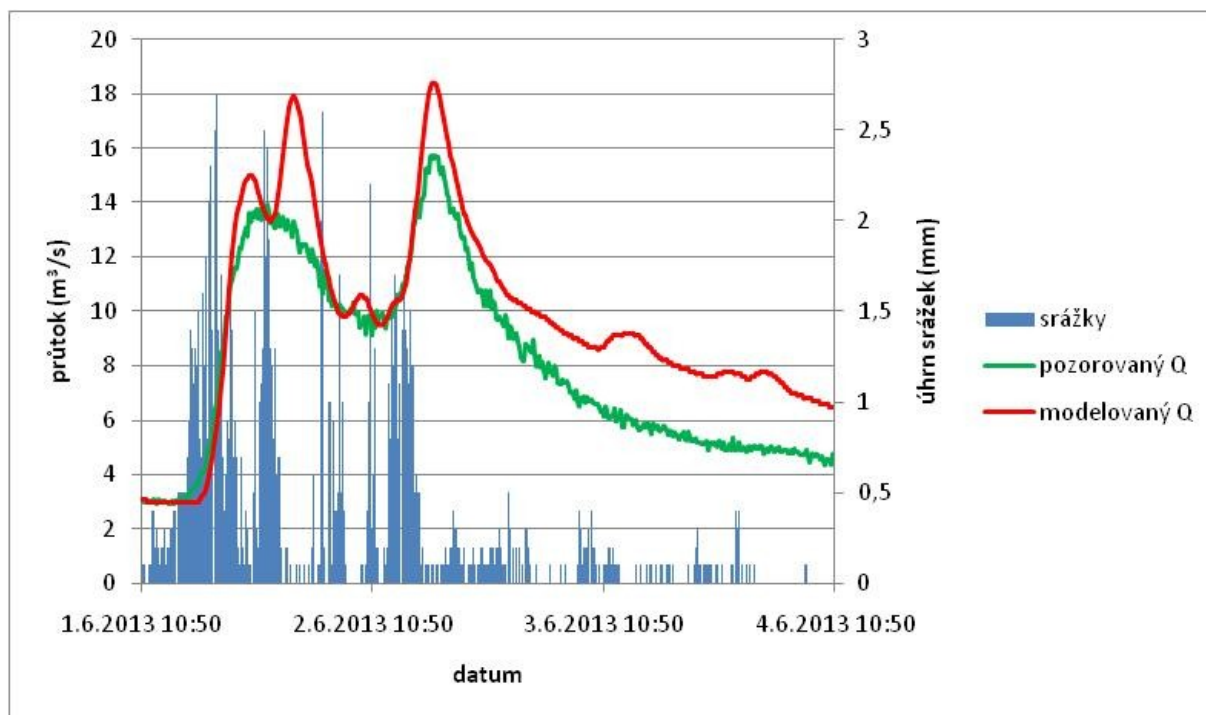


obr. 42 – Kalibrační událost červen 2010

Maximální pozorované průtoky u kalibrační události dosahují 3. 6. 2010 v 01:20  $13,39 \text{ m}^3/\text{s}$ , zatímco u kalibrační simulované události je kulminační průtok  $13,6 \text{ m}^3/\text{s}$  dosažen již 3. 6. 2010 v 01:00. Simulovaná událost je tak oproti pozorovaným průtokům lehce nadhodnocena. Pro kalibrační událost byla spočtena i relativní chyba kulminace MF, která v tomto případě vyšla jako 1,578 %, což taktéž svědčí o nadhodnocení kulminace modelem oproti skutečnosti.

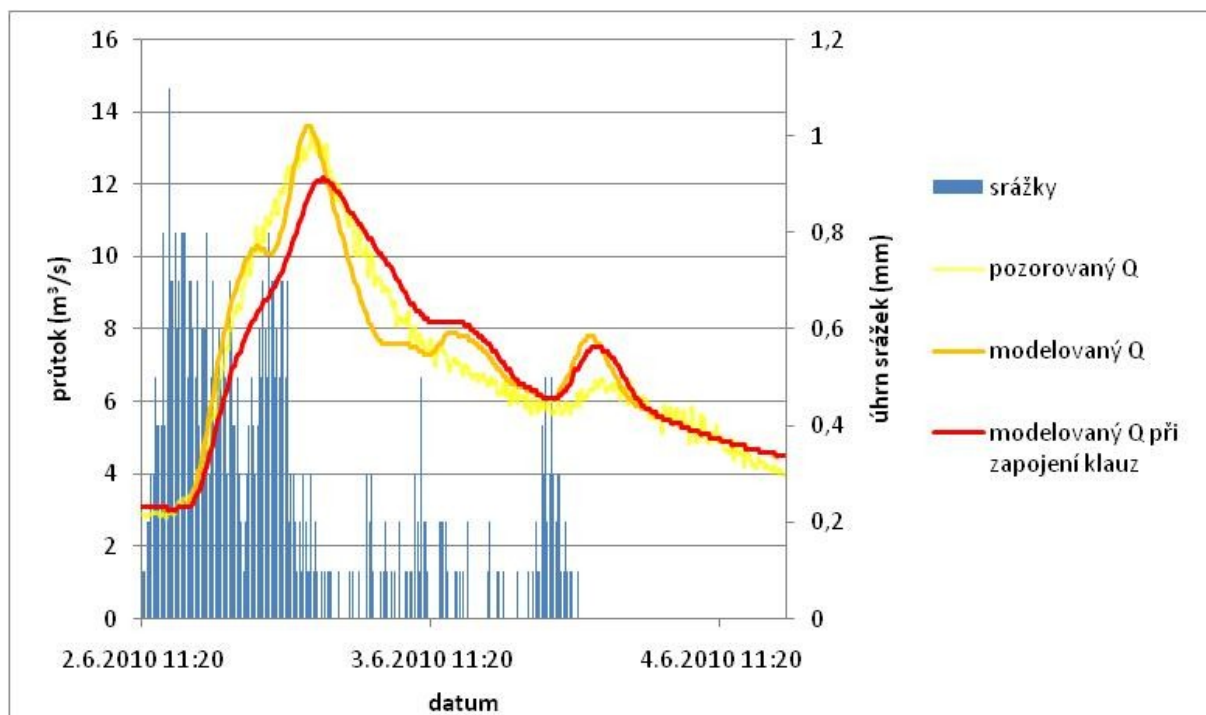
Validační událost slouží k ověření kalibrace modelu na jiné srážko-odtokové epizodě. Po první kalibraci byl modelovaný průběh události značně nadhodnocen nad pozorovanými průtoky a kritérium Nash Sutcliffe nabývalo záporných hodnot. Byla proto provedena oprava kalibrace, v jejímž důsledku vrostlo kritérium Nash Sutcliffe pro validaci na 0,66, což už lze brát jako přijatelnou hodnotu. I během validační události (obr. 43) lze sledovat nadhodnocování průtoků modelem oproti skutečnému stavu. V tomto případě je nadhodnocení modelu ještě výraznější než u kalibrační události. Hodnota kulminace pozorované na toku dosáhla 2. 6. 2013 v 17:00  $15,72 \text{ m}^3/\text{s}$ . Namodelovaná hodnota kulminace povodňové vlny dosáhla v tentýž čas  $18,4 \text{ m}^3/\text{s}$ . Pokles průtoků je u modelované validační události pomalejší, než je tomu ve skutečnosti.





obr. 43 – Validační událost červen 2013

Simulace odtoku při zapojení Roklanské a Rokytecké klauzy byla prováděna na nakalibrované události z června 2010. Cílem bylo prokázat vliv zapojení malých vodních nádrží na extrémní odtokové situace. Na základě provedené simulace lze při využití nádrží sledovat pokles a posunutí kulminace povodňové vlny v porovnání s modelovaným i pozorovaným průtokem (obr. 44). Při začlenění nádrží došlo k mírnému zploštění povodňové vlny. Kulminace povodně se z 3. 6. 2010 01:00 posunula na 3. 6. 2010 02:20. Došlo tedy k posunutí doby kulminace o hodinu a dvacet minut. Hodnota kulminace se z 13,6 m<sup>3</sup>/s snížila na 12,2 m<sup>3</sup>/s. Došlo k celkovému snížení kulminace o 10,3 %. Změny po zapojení nádrží lze sledovat i u poklesové větve hydrogramu, která je v případě zapojení nádrží pozvolnější. Voda z nádrží vytéká pomaleji a je tak v povodí udržována déle než při simulaci bez nádrží.

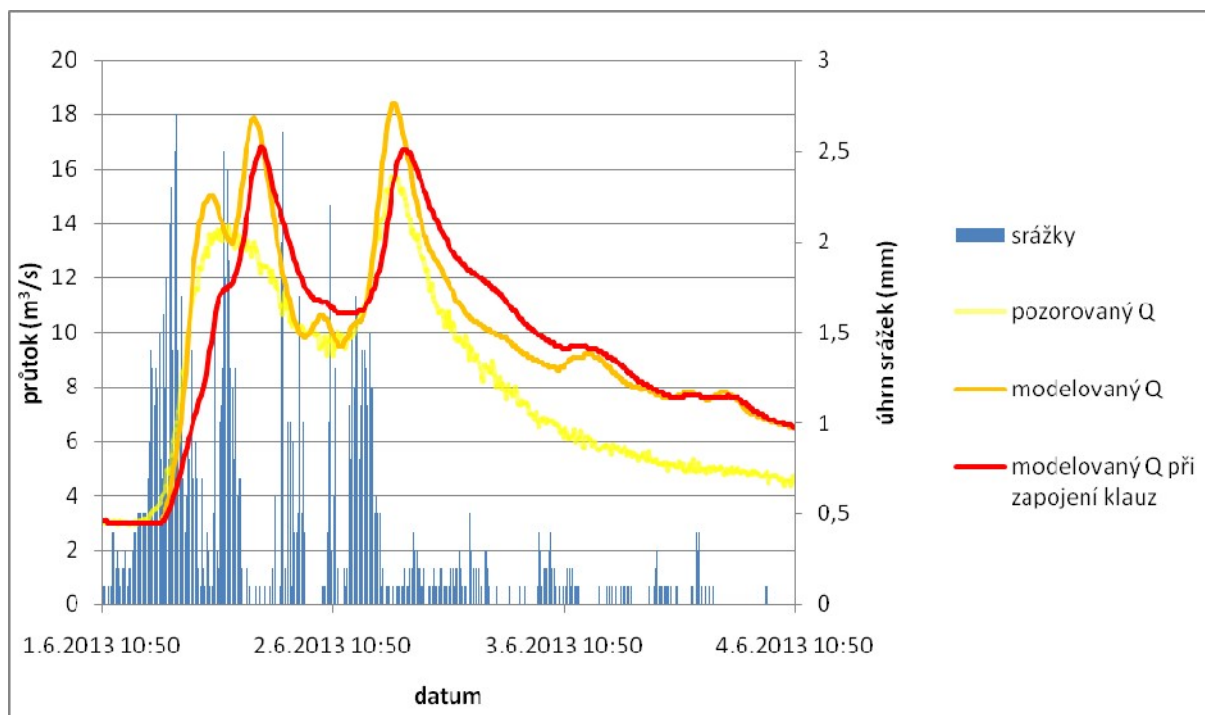


obr. 44 – Simulace vlivu malých vodních nádrží na odtok, červen 2010

Simulace vlivu klauz na průtoky v povodí byla provedena i u validační události z června 2013 (obr. 45). Z grafu lze vyčíst mírné zpoždění a především snížení kulminace povodňové vlny. Stejně jako v případě kalibrační události lze i zde sledovat zpomalený pokles hladin u poklesové větve hydrogramu. V případě pozorovaných i modelovaných průtoků dochází na povodí ke dvěma kulminacím, z nichž větších průtoků dosahuje kulminace druhá. Po zapojení klauz do simulovaného systému nabývá větších hodnot kulminace první.

Hodnota první kulminace poklesla z modelovaných  $17,9 \text{ m}^3/\text{s}$  na  $16,8 \text{ m}^3/\text{s}$  po zapojení klauz do systému. Došlo tedy k poklesu o  $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$ , což představuje  $6,15 \%$  z celkové hodnoty kulminace. Zároveň došlo po zapojení klauz k posunu doby kulminace. Zatímco modelovaná kulminace bez klauz nastala 2. 6. 2013 v 02:40, po zapojení klauz ji lze sledovat 2. 6. 2013 v 03:20. Došlo tedy k posunu kulminace o 40 minut.

U druhé kulminační vlny poklesla hodnota kulminace z původních  $18,4 \text{ m}^3/\text{s}$  na  $16,7 \text{ m}^3/\text{s}$ . Celkem tedy došlo k poklesu kulminace o  $1,7 \text{ m}^3/\text{s}$ , což představuje  $9,2 \%$  z celkové kulminace. Zároveň došlo k odsunu doby kulminace z původních 17:00 2. 6. 2013 na 18:10 2. 6. 2013. Kulminace se celkem posunula o 1 hodinu a 10 minut. I u validační události lze opět sledovat zpomalenou reakci poklesové větve hydrogramu.



obr. 45 – Simulace vlivu malých vodních nádrží na odtok, červen 2013

## 6. Diskuze

Při tvorbě digitálního modelu terénu se jako přesnější ukázala podkladová data DMR 4G, což je způsobeno nejen jejich větší podrobností a přesností, ale především absencí části vrstevnicových dat ZABAGED v oblasti mimo území České republiky. Z tohoto důvodu nebylo s daty 3D vrstevnic ZABAGED vytvářeno více modelů pro porovnání. Pro ještě větší zpřesnění digitálního modelu terénu bude do budoucna velmi vhodné využít dat Digitálního modelu reliéfu České republiky 5. generace. Ta jsou tvořena nepravidelnou trojúhelníkovou sítí bodů s úplnou střední chybou výšky 0,18 m v nezakrytém terénu a 0,3 m v terénu zalesněném. Data jsou pro území České republiky postupně pořizována od roku 2009, pro zájmovou oblast však bohužel ještě nejsou v současnosti k dispozici.

Při výběru používaných interpolačních metod musely být některé z předem uvažovaných metod z výběru odstraněny. Jednalo se především o metodu *Krigging*, jejíž náročnost na technické vybavení počítače byla při tvorbě digitálního modelu terénu z více jak čtyř milionů bodů příliš vysoká. Jako nejpresnější z metod vyšla při použití dat 4G metoda *Topo To Raster*. Výsledky práce odpovídají výzkumu Čady a Šilhavého (2013), kteří porovnávali přesnost 3D vrstevnic ZABAGED a dat pořízených laserovým skenováním v oblasti Plzeňska. Výsledkem jejich výzkumu je poznání, že laserově pořízená data obsahují oproti ZABAGEDu minimum hrubých chyb, tudíž jsou výškové podstatně přesnější. Přesnost digitálních modelů reliéfu v oblasti lesních porostů hodnotili Mikita, Cibulka a Janata (2013), kteří mimo jiné sledovali i vhodnost a přesnost použitých interpolačních metod. Stejně jako v této práci, byly přesnosti jednotlivých interpolačních metod posuzovány pomocí střední kvadratické chyby RMSE, která vyšla ve všech případech taktéž kladná, což jen potvrzuje umístění dat laserového skenování nad skutečným povrchem.

Při porovnávání objemů klauz vypočtených na základě digitálního modelu terénu s objemy zakládajícími se na datech naměřených v terénu bylo dospěno k závěru, že 4G data nedisponují dostatečnou přesností, díky které by bylo možné jimi nahradit terénní měření. Prostorový grid těchto dat o velikosti 5 x 5 metrů není schopen pokrýt a vystihnout některé význačné terénní nerovnosti, které lze v terénu naměřit. Do budoucna by mohla vhodněji posloužit již zmiňovaná 5G data, která by se měla vyznačovat vyšší prostorovou i výškovou přesností, než je tomu v případě dat 4G.

## 6.1. Nejistoty v hydrologickém modelování

Celý proces modelování je spjat s řadou nejistot. Mezi hlavní z nich patří již výběr reprezentativních časových řad. Výběr použitelných datových řad je limitován poměrně krátkou dobou měření na stanicích PřF UK. Ty jsou na tocích umístovány od roku 2006 (Roklanský potok, Rokytky), ale v některých měrných profilech byly instalovány až v roce 2009 (Javoří, Tmavý potok). V oblasti Rokytky je od roku 2006 v provozu i člunkový srážkoměr SR03, poskytující data v desetiminutových intervalech, s přesností 0,1 mm a v oblasti Březníku byla na soutoku Březnického a Luzenského potoka instalována meteorologická stanice. Meteorologická stanice na Rokytkce byla zkompletována v roce 2011, společně s vybudováním meteorologické stanice v obci Modrava. Z technických důvodů nelze ve stanicích Rokytky a Březník měřit úhrn sněhových srážek během zimního období. Ve stanici Modrava byla pro tato měření zřízena automatická sněhoměrná stanice, takzvaný sněhový polštář. Vzhledem k absenci sněhových dat a zvýšenému výskytu chyb na hladinoměrech během zimních měsíců, byl výběr datových řad omezen pouze na období letních měsíců.

Vedle absence sněhových dat může u srážkoměrů docházet i k jejich zanesení, v jehož následku je srážkoměr vyřazen z provozu do doby, než se závada ručně odstraní. Důsledkem může být absence srážkových dat během odtokových epizod vhodných pro modelování. Nejistoty jsou spojené i s interpolací srážkových úhrnů na plochu území. Srážkové úhrny byly v práci reprezentovány stanicemi Rokytky, Modrava a Březník. Během vybraných srážko-odtokových epizod však nebyly ani při jedné funkční všechny tři stanice najednou. Vliv funkčních stanic na jednotlivá subpovodí byl rozdělen pomocí Thiessenových polygonů. Tento způsob interpolace dat na plochu nemusí být pro všechna subpovodí vždy plně reprezentativní. Vzhledem k tomu, že srážková data plně reprezentují pouze konkrétní místo, v němž se nachází stanice, nelze žádnou jejich interpolaci na plochu brát jako naprosto věrohodnou. Problematice interpolace srážek se ve svých pracích podrobněji věnovaly například Janková (2006) či Růžičková (2009).

Další nejistoty modelovacího procesu jsou spojeny s reprezentací hydrologických půdních skupin v oblasti a výpočtem hodnot CN. Vzhledem k tomu že datové vrstvy hydrologických skupin půd VÚMOP jsou poskytovány v gridu 1 x 1 km, byly nahrazeny prostorově přesnější podkladovou vrstvou lesnické typologie ÚHÚL. Lesnická typologie rozčleňuje území do příslušných lesních typů. Každému typu odpovídá určitá skupina půd, na které se může vyskytovat. Na základě tabulkových schopností infiltrace takto stanovených půdních typů byly území přiřazeny i

hydrologické skupiny půd. Při získání dostatečného množství dat by bylo možné využít znalostí o hydraulických vodivostech jednotlivých lesních typů a namísto metody SCS CN použít pro výpočet odtokové ztráty například metodu Green and Ampt. V současnosti však doposud naměřená data hydraulických vodivostí nepostačují pro pokrytí lesnických typů na celém sledovaném povodí. Neodpovídající hodnoty CN mohou vznikat i v důsledku nepřilíš přesné klasifikace Corine Land Cover.

Chyby při měření výšky hladiny vznikají především u ultrazvukových čidel, jejichž dlouhodobá chyba je výrobcem uváděna jako menší než 1 %. Chyby vznikají v důsledku vybití akumulátoru či rozbití solárního panelu, který zajišťuje chod čidel. Během bouřkových situací může dojít k přepětí, které může mít za následek i celkové zničení stanice. V období zimních měsíců se většina chyb vyskytuje v důsledku zasněžení či zámrazu stanice. U ultrazvukových čidel dochází při přímém oslunění senzoru k jeho přehřátí vůči okolní teplotě vzduchu, které má za následek nereálné snižování měřených hodnot hladiny. Eliminace této chyby se snaží docílit doplněním měřících přístrojů zastíňovacími prvky či jejich umístěním za zastíněná místa. V případě malých toků dochází během roku k jejich zarůstání vegetací, což má také za následek měření neodpovídajících hodnot.

Pro převod výšek hladin na průtočná data bylo využito konsumpčních křivek. Ty jsou tvořeny pomocí terénních měření, která v oblasti probíhají již od roku 2005, přiřazením naměřeného průtoku aktuální výšce hladiny. Měření jsou prováděna pomocí hydrometrické vrtule C2 od firmy OTT, za využití různých propelerů dle charakteru proudění toku a v posledních několika letech i pomocí bezkontaktního průtokoměru FlowTracker SonTek ADV. I přes tuto délku hydrometrických měření je na některých tocích poměrně malý počet naměřených hodnot, což může způsobovat menší přesnost převodu dat na průtoky pomocí konsumpce. Tato přesnost je ještě snížena v období vyšších průtoků, kdy je na většině toků nedostatečné množství provedených měření. Nízký počet měření během zvýšených průtoků je způsoben vzdáleností sledovaných povodí a rychlostí s jakou v oblasti vysoké vodní stavy nastupují i odeznívají. Spolehlivost konsumpčních křivek může být v některých případech ovlivněna i charakterem koryta v úseku měrného profilu, kde obvykle převažuje kamenité až balvanité dno.

Další nejistoty jsou spojeny s volbou příčných profilů toků. Pro každou část toku byl do modelu HEC – HMS zvolen pouze jeden příčný profil, který by měl co nejlépe vystihovat tok v dané oblasti. Charakter toku je však v některých místech velmi

proměnný a proto může být výběr jednoho konkrétního příčného profilu poněkud zavádějící. Při této velikosti modelovaného území však nehraje charakter příčného profilu příliš velkou roli. Jeho vliv na výsledky modelování roste společně s rostoucí plochou modelovaného povodí. Příčné profily použité v práci byly měřeny v blízkosti hladinoměrných čidel, v místech s dobrou dostupností a viditelností na protější inundaci bez zastínění vegetací. Stejný problém jako u charakteristik koryta, nastává i u výběru Manningova koeficientu proudění. Ani tento parametr se však v daném měřítku na výsledcích příliš neodráží. Mezi nejdůležitější parametry ovlivňující výsledky lze počítat dobu koncentrace, retenční koeficient a hodnotu CN křivek.

Vzhledem ke krátké časové délce simulovaných epizod byl z celého modelu srážko-odtokového procesu vypuštěn vliv evapotranspirace. Přestože lze hodnoty evapotranspirace naměřit několika možnými způsoby, je získání jejich přesné hodnoty pro určité místo takřka nemožné. Tyto hodnoty jsou závislé na velkém množství proměnných, které se velmi často liší. To vede k tomu, že evapotranspirační vzorky z jednoho místa nemusejí odpovídat jinému, i přesto, že má téměř shodné podmínky.

Jako časový krok celé simulace byl na základě dostupných srážkových i odtokových dat zvolen desetiminutový interval. V úvahu by připadal i delší časový krok, například jedna hodina, což je dle Daňhelky (2007) doporučovaný časový krok pro předpovědi v operativní hydrologii. Zvýšením časového kroku na hodinu by však došlo k částečné generalizaci dat a simulace vlivu zapojení malých vodních nádrží do srážko-odtokového procesu by se stala méně přesnou.

Podstatným krokem modelovacího procesu byla samotná kalibrace modelu. Aby bylo možno kalibraci označit jako dostatečnou, je potřeba dosáhnout shody mezi simulovaným a pozorovaným odtokem alespoň 0,5. V případě modelu použitého v práci byla shoda podstatně vyšší, proto lze kalibraci označit za uspokojivou.

Modelováním vlivu malých vodních nádrží na extrémní odtokové situace se ve své práci zabývala například Taufmannová (2009), která si jako zájmové území zvolila povodí Rolavy, nacházející se v Krušných horách. Ve své práci prokázala snížení celkových povodňových průtoků, zejména pak snížení kulminace o 4,8 %. Na základě dostupných dat však nepředpokládá po zapojení suchých poldrů do srážko-odtokového procesu posun doby kulminace. V této práci je zpoždění doby kulminace předpokládáno, a to až o hodinu a dvacet minut. Předpokládané snížení hodnoty kulminace je dle modelu až o 10,3 %. Rozdíly v procentuálním snížení kulminace jsou

způsobeny nejen rozdílnými objemy malých vodních nádrží, ale především rozdílnými vlastnostmi modelovaných povodí.

Výsledkem práce je simulace vlivu zapojení pouze dvou možných retenčních nádrží. Ve sledovaném povodí Roklanského potoka se bývalých klauz nachází celkem pět a další tři jsou umístěny v povodí potoka Modravského. Při plném zapojení celé této soustavy retenčních nádrží lze s jistotou předpokládat podstatné navýšení jejich vlivu na povodňové události, tudíž další snížení hodnot kulminace a posun doby kulminace až o několik hodin. I z hlediska retence vody v krajině v období dlouhotrvajícího sucha se jeví jako vhodné uvažovat nad jejich obnovou a začleněním do srážko-odtokového procesu v oblasti. Vedle těchto zbylých klauz, které nejsou v současnosti detailně zmapovány, se v zájmovém území, díky jeho optimálnímu terénu, nabízí další množství potenciálně využitelných retenčních prostor.



## 7. Závěr

Cílem předkládané práce bylo především prokázat vliv zapojení malých vodních nádrží do srážko-odtokového procesu na extrémní odtokové epizody v oblasti povodí horní Otavy. Nádrže, které jsou zde známy pod názvem klauzy, zde byly zakládány již od 18. století, především za účelem nadlepšování vodních stavů pro plavení dřeva. V současnosti jsou klauzy v neudržovaném stavu, v mnoha případech s probořenou hrází.

Pro účely práce byly vybrány dvě klauzy v povodí Roklanského potoka, klauza u Roklanské hájenky a Rokytecká klauza. Obě tyto klauzy jsou tvořeny sypanými zemními hrázemi a v blízkosti výpusti jsou opatřeny hladinoměry. V případě jejich potenciálního využití, ať již jako suchého poldru či jako malé vodní nádrže by byla potřebná jejich rekonstrukce.

Simulace srážko-odtokových událostí v povodí Roklanského potoka v programu HEC - HMS prokázala kladný vliv jejich zapojení do srážko-odtokového procesu. Z výsledných simulací lze po zapojení klauz sledovat především oddálení příchodu kulminační vlny do závěrového profilu, ale i snížení celkové hodnoty kulminace v závěrovém profilu až o více jak 10 %. Vzhledem k tomu, že v povodí Roklanského potoka nejsou tyto dvě klauzy jediné, lze předpokládat další zploštění povodňové vlny při zapojení více klauz. I během původního využívání těchto klauz pro plavení dřeva, byly vždy klauzy využívány jako celý systém společně.

Od katastrofálních a veřejností nečekaných povodní v roce 2002 se značně navýšil zájem veřejnosti i odborníků o protipovodňovou ochranu českých a moravských toků. V této oblasti se v současnosti přesouvá hlavní zájem od přímé ochrany měst k retenci vody v krajině. Retence vody v pramenných oblastech je jedním z poslední dobou nejvíce řešených protipovodňových témat. Právě využití těchto klauz ke snížení povodňových průtoků a retenci vody je jednou ze součástí retence vody v pramenných oblastech.

Jelikož se bývalé klauzy vyskytují nejen v povodí potoka Roklanského, ale i v povodí Modravského potoka, lze při jejich plném využití předpokládat nejen zlepšenou povodňovou situaci na těchto tocích, ale například i na řece Otavě. Otava bývá povodněmi často postižena a následky se projevují i přes vyřešený protipovodňový

system především ve větších městech ležících na toku, například v Sušici, Horažďovicích, Strakonících či Písku.

Bývalé klauzy lze do systému protipovodňové ochrany začlenit jako systém suchých poldrů. Poslední dobou je však spíše než suché poldry doporučováno využití ve formě poldrů polosuchých. Zůstatek vody v poldru navyšuje jeho biodiverzitu a především udržuje patu hráze v neustále vlhkém stavu. Navíc se změnou poldru ze suchého na polosuchý příliš nemění jeho retenční kapacita. Ke zmenšení retenční kapacity klauz by došlo v případě jejich využití jako trvalé nádrže. Na zachycení povodňových průtoků je možné využít pouze omezený objem nádrže.

Při využití klauz jako malých vodních nádrží a jejich stálém nadržení vody by bylo možné využívat jejich vodních zásob během období sucha. Vzhledem k malé hloubce nádrží a četnému výskytu rašelinišť v oblasti nepřipadá v úvahu využití nádrží jako zásobárny pitné vody, ale bylo by možné využít jejich objemů jako zdroje vody pro zvlahy či k nadlepšování průtoků na tocích. Kladně lze také hodnotit jejich zřízení v oblasti z hlediska protipožární funkce.

Ve výsledku lze hodnotit obnovu v minulosti používaných klauz, ať již do formy suchých poldrů či malých vodních nádrží, jako kladnou. Jejich vliv lze uplatňovat jak v protipovodňové ochraně, tak během epizod dlouhotrvajícího sucha. Klíčovým je zapojení celé soustavy bývalých klauz do srážko-odtokového systému. Ani v minulosti jedna či dvě klauzy samy o sobě nedokázaly být natolik efektivní jako celý systém. Nicméně výsledky této práce poukazují na to, že účinnost, byť pouze dvou z mnoha takovýchto klauz není zanedbatelná. Což do budoucna otevírá prostor pro vyměření zbylých klauz a dalších vhodných retenčních prostor, kterých se v oblasti díky příhodnému reliéfu nachází velké množství a pro následnou simulaci srážko-odtokových procesů při zapojení všech těchto retenčních prostor jako celku.

## 8. Použitá literatura

- ALBRECHT, J. (1986): Šumava. Olympia, Praha, 379 s.
- ANDĚRA, M. (2003): Šumava: příroda, historie, život. Baset, Praha, 800 s.
- BABŮREK, J. (2006): Průvodce geologií Šumavy. Česká geologická služba, Praha, 118 s.
- BECKER, A., SERBAN, P. (1990): Hydrological models for water – resources systém design and operation. Operational Hydrology Report No. 34, WMO, Geneva, 80 s.
- BEVEN, K. J. (2001): Rainfall – Runoff Modelling. The Primer, John Wiley & Sons Ltd. Chichester, 360 s.
- BŘÁZDIL, R. a kol. (2005): Historické a současné povodně v České republice. Masarykova univerzita, ČHMÚ, Brno, 370 s.
- BÍZEK, V., FOLTÝN, I., HELOVÁ, S., JENÍČEK, M., KOBLÍŽKOVÁ, E., KODEŠOVÁ, R., MERTL, J., NESMĚRÁK, I., NONDEK, L., RATINGER, T. (2011): Aplikace modelů v oblasti životního prostředí. CENIA, Praha, 280 s.
- BREN, L. J. (1993): Riparian zone, stream, and floodplain issues: a review. Journal of Hydrology, č. 150, s. 277 – 299
- CÍSLEROVÁ, M. (1989): Inženýrská hydrologie. ČVUT, Praha, 156 s.
- CORREIA, F., REGO, F., SARAIVA M. G., RAMOS, I. (1998): Coupling GIS with Hydrologic and Hydraulic Flood Modeling. Water Resources Management, Springer, 12, n. 3, p. 229 – 249.
- ČADA, V., ŠILHAVÝ, J. (2013): Porovnání přesnosti produktu ZABAGED výškopis – vrstevnice 3D s daty leteckého laserového skenování celého území České republiky. Geodetický a kartografický obzor, 59, č. 8, s. 173 – 181.
- ČAMROVÁ, L., JÍLKOVÁ, J. a kol. (2006): Povodňové škody a nástroje k jejich snížení. IEEP VŠE, Praha, 420 s.
- ČEKAL, R. a kol. (2011): Průvodce informacemi pro povodňové orgány. ČHMÚ, Praha, 32 s.
- ČESÁK, J., KOCUM, J., KLIMENT, Z., JENÍČEK, M. (2008): Monitoring odtokového režimu v pramenných oblastech toků. In: Langhammer, J. (ed.): Povodně a změny v krajině, PřF UK v Praze a MŽP ČR, Praha, s. 80 – 85.
- ČHMÚ: Povodně a jejich předpovědi [online]. 2014. [cit. 14. 4. 2014]. Dostupné z: <[http://www.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/pruvodce/letak\\_new.pdf](http://www.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/pruvodce/letak_new.pdf)>.
- ČÍŽKOVÁ, P. (2010): Biomonitoring NP Šumava 2009 – monitoring lesa v území NP Šumava převážně ponechaném samovolnému vývoji. In: Hubený, P., Kjučuková, D. (eds.): Lesník 21. století: Monitoring lesa na Šumavě – historie a současnost, Kašperské Hory, s. 15 – 23.

- ČURDA, J. (2007): Hydrografie a odtokový režim v povodí Modravského potoka. Bakalářská práce, PřF UK, Praha, 48 s.
- ČURDA, J., JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2011): Vliv fyzicko-geografických faktorů na extremitu povodní v povodí Vydry. *Geografie*, 116, č. 3, s. 335 – 353.
- ČÚZK. Český úřad zeměměřický a katastrální [online]. 2014. [cit. 2. 6. 2014]. Dostupné z WWW: <<http://www.cuzk.cz>>.
- DAŇHELKA, J., KREJČÍ, J., ŠÁLEK, M., ŠERCL, P., ZEZULÁK, J. (2003): Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR. ČHMÚ, Praha, 196 s.
- DAŇHELKA, J. (2007): Operativní hydrologie. Hydrologické modely a nejistota předpovědí. ČHMÚ, Praha, 104 s.
- DAVID, V. (2012): Stanovení pasivního retenčního objemu. In: Pithart, D. a kol. (eds.): Význam retence vody v říčních nivách, Daphne ČR, České Budějovice, s. 53 – 55.
- DEMEK, J. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. Academia, Praha, 584 s.
- DOAN, J. H. (2000): Hydrologic Model of the Buffalo Bayou Using GIS. In: Maidment, D. R. and Djokic, D. (ed.): Hydrologic and Hydraulic Modeling Support with Geographic Information Systems, ESRI press, Redlands, 232 s.
- DOOGE, J. C. (1986): Looking for hydrologic laws. *Water Resources Research*, r. 22, č. 9, s. 46 – 58.
- DOSTÁL, T. a kol. (2012): Hydrologické procesy v nivách a jejich význam pro retenci vody. In: Pithart, D. (ed): Význam retence vody v říčních nivách, DAPHNE ČR, České Budějovice, 141 s.
- DRBAL, K. a kol. (2009): Metodický návod pro identifikaci KB. MŽP ČR a VÚV TGM, Brno, 7 s.
- DUB, O., NĚMEC, J. a kol. (1969): Hydrologie. SNTL Praha, 380 s.
- EHRlich, P., ONDR, P., ZÁMIŠOVÁ, K. (2003): Revitalizační úpravy a protipovodňová ochrana nového díla. In: Kulhavý, F. (ed.): Protipovodňová prevence a krajinné plánování – sborník z mezinárodní konference, ČSSI, Pardubice, s. 248 – 255.
- ELLA (2013): Ovlivňování povodní na Labi. [cit 2013-11-18]. Dostupné z www: <[http://www.landesentwicklung.sachsen.de/download/Landesentwicklung/Flyer\\_7\\_WAVOS.pdf](http://www.landesentwicklung.sachsen.de/download/Landesentwicklung/Flyer_7_WAVOS.pdf)>
- FATKA, O. (2010): Modelování odpovídajících si vodních stavů a průtoků v říčním systému s využitím umělých neuronových sítí. In: Sborník ke konferenci Hydrologické dny 2010, ČVUT, Praha, s. 528
- FELDMAN, A. D. (2000): Hydrologic Modeling System HEC – HMS. Technical Reference Manual. USACE, Davis, 155 s.

FERDA, J., HLADNÝ, J., BUBENÍČKOVÁ, L., PEŠEK, J. (1971): Odtokový režim a chemismus vod v povodí Horní Otavy se zaměřením na výskyt rašelinišť. In Sborník prací HMÚ, 17, HMÚ, Praha, s. 22-126.

GUPTA, R. S. (2001): Hydrology and hydraulic systems. Second edition, Waveland Press, Inc., Long Grove, 867 s.

HANEL, M., KAŠPÁREK, L., MRKVIČKOVÁ, M. a kol. (2011): Odhad dopadu klimatické změny na hydrologickou bilanci v ČR a možná adaptační opatření. VÚV T. G. Masaryka, Praha, 108 s.

HARTVICH, F., JEDLIČKA, J. (2007): Metodika vymezení údolní nivy v prostředí GIS. Praha: PřF UK, MŽP ČR, s. 63 – 72.

HEC USACE – Hydrologic Engineering Center US Army Corps of Engineers (2014): HEC – HMS [online], [cit. 18. 6. 2014], dostupné z: <<http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/>>

HLADNÝ, J., KAKOS, V. (2006): Sucho. In: Němec, J., Hladný, J. (eds.): Voda v České republice, Ministerstvo zemědělství, Consult Praha, Praha, s. 90 – 92.

HOŠEK, R. (2011): Změny v říční síti SZ Pošumaví. Bakalářská práce, PřF UK, Praha, 75 s.

HRÁDEK, F., SOUKUP, M. (1999): Optimální regulace povrchového odtoku z povodí. VÚMOP, Praha, 98 s.

HRÁDEK, F., KUŘÍK, P. (2003): Protipovodňová opatření v povodích drobných vodních toků. In: Kulhavý, F. (ed.): Protipovodňová prevence a krajinné plánování – sborník z mezinárodní konference, ČSSI, Pardubice, s. 226 – 233.

HUGGET, R. J. (2007): Fundamentals of geomorphology, 2nd ed., London: Routledge, 488s.

CHÁBERA, S. a kol. (1987): Příroda na Šumavě, Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 182 s.

CHANG, M. (2003): Forest hydrology. CRC Press LLC, 474 s.

CHLUPÁČ, I. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia, Praha, 435 s.

IMRIE, C. E., DURUCAN, S., KORRE, A. (2000): River flow prediction using artificial neural network: generalisation beyond the calibration range. Journal of hydrology, č. 233, s. 138 – 153.

JANEČEK, M. a kol. (2002): Ochrana zemědělské půdy před erozí. ISV, Praha, 201 s.

JANKOVÁ, J. (2006): Problematika určení plošných odhadů srážek na příkladu povodí Úpy. Bakalářská práce, PřF UK, Praha, 49 s.

JANSKÝ, B., ŠOBR, M. (2003): Jezera České republiky. Univerzita Karlova, Praha, 199 s.

- JANSKÝ, B. (2004): Retence vody v povodí. In: Langhammer, J. (ed.): Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205/Z052/03 Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní, PřF UK, Praha, s. 59 – 70.
- JANSKÝ, B. a kol. (2006): Oběh vody. In: Němec, J., Hladný, J. (eds.): Voda v České republice, Ministerstvo zemědělství, Consult Praha, Praha, s. 14 – 20.
- JANSKÝ, B., TUREK, M. (2012): Interakce povrchových a podzemních vod v nivách – případová studie horní Lužnice. In: Pithart, D. a kol. (eds.): Význam retence vody v říčních nivách, Daphne ČR, České Budějovice, s. 69 – 74.
- JELÍNEK, J. (2006): Hydrografie a režim odtoku v povodí Roklanského potoka. Bakalářská práce, PřF UK, Praha, 36 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 v Praze a MŽP ČR, Praha, s. 101 – 109.
- JENÍČEK, M. (2009): Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany. Disertační práce, PřF UK, Praha, 141 s.
- JONES, J. A. A. (1997): Global Hydrology: processes, resources and environmental management. Longman, Harlow, 399 s.
- JUST, T. (2003): Revitalizace a povodně. In: Němec, J. (ed.): Sborník příspěvků z konference Landscape and water, Consult Praha, Praha, s. 62 – 68.
- JUST, T. a kol. (2005): Vodohospodářské revitalizace a jejich uplatnění v ochraně před povodněmi. ZO ČSOP, MŽP a AOPK, Hořovice, 359 s.
- JŮVA, J., HRABAL, A., PUSTĚJOVSKÝ, R. (1980): Malé vodní nádrže. SZN, Praha, 280 s.
- KAKOS, V. (2006): Povodně. In: Němec, J., Hladný, J. (eds.): Voda v České republice, Ministerstvo zemědělství, Consult Praha, Praha, s. 82 – 89.
- KATUL, G., NOVICK, K. (2009): Evapotranspiration. In: Likend, G. E. (ed.): Encyclopedia of inland waters, volume 1, s. 661 – 667.
- KEMEL, M., KOLÁŘ, V. (1980): Hydrologie. ČVUT, Praha, 292 s.
- KLIMO, E. (1994): Ekologie lesa. VŠZ Brno, Brno, 170 s.
- KRÁLOVEC, V. (2009): Změny srážkoodtokových poměrů v povodí horní Opavy. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 125 s.
- KRATOCHVÍL, S. (1961): Vodní nádrže a přehrady. ČSAV, Praha, 954 s.
- KŘIVÁNEK, J. a kol. (2014): Drobné vodní toky v ČR. Consult, Praha, 295 s.
- KOCUM, J., JANSKÝ, B. (2009): Retence vody v pramenných oblastech Vydry a Křemelné – případová studie povodí Rokytky. In: Černý, D. a Dvořák, L. (eds.):

- Weitfällerské slatě. Sborník referátů ze semináře 21. 1. 2009. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, s. 26 – 48.
- KOCUM, J. (2012): Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Otavy. Dizertační práce, PřF UK, Praha, 206 s.
- KUBÁT, J. (2007): Dopad klimatických změn na hydrologický režim v ČR. Dopad klimatických změn na hydrologický režim v ČR. ČHMÚ, Praha, 35 s.
- KUNDZEWICZ, Z. V. a kol. (2005): Summer floods in Central Europe – Climate Change Track? Natural Hazards, č. 36, s. 165 – 189.
- KUNSKÝ, J. (1968): Fyzický zeměpis Československa. SPN, Praha, 537 s.
- LANGHAMMER, J. (2007): Antropogenní změny v krajině a povodňové riziko. In: Langhammer, J. (ed.): Změny v krajině a povodňové riziko – Sborník příspěvků semináře Povodně a změny v krajině, PřF UK, Praha, s. 183 – 191.
- LANGHAMMER, J. (2014): Hydrologie – odtokový proces. [online]. 2014. [cit. 27. 3. 2014]. Dostupné z WWW: <[http://web.natur.cuni.cz/~langhamr/lectures/hydro/pdf/Hydrologie\\_1\\_Langhammer\\_odtok\\_proces.pdf](http://web.natur.cuni.cz/~langhamr/lectures/hydro/pdf/Hydrologie_1_Langhammer_odtok_proces.pdf)>
- LEIPELTOVÁ, P. (2010): Akumulační a retenční nádrže v Česku. Bakalářská práce, PřF UK, Praha, 72 s.
- LEOPOLD, L. B. (1997): Water, Rivers and Creeks. University of California, Berkeley, 183 s.
- MÁČA, P. (2010): Jednotkový hydrogram. ČZU, VÚV T. G. Masaryka, Praha, 103 s.
- MÁČA, P. (2013): Úvod do modelování hydrologického systému. materiál k výuce, FŽP ČZU, Praha
- MAIDMENT, D. R., OLIVER, F. (1999): GIS Tools for HMS Modeling Support. 19th annual ESRI International User Conference, Sand Diego, dostupné z: <<http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/>>
- MATĚJÍČEK, J., HLADNÝ, J. (1999): Povodňová katastrofa 20. století na území České republiky. MŽP, Praha, 60 s.
- MATOUŠKOVÁ, M. (2007): Revitalizace vodních ekosystémů a jejich význam v protipovodňové ochraně. In: Langhammer, J. (ed.): Změny v krajině a povodňové riziko – Sborník příspěvků semináře Povodně a změny v krajině, PřF UK, Praha, s. 245 – 250.
- MIKITA, T., CIBULKA, M., JANATA, P. (2012): Hodnocení přesnosti digitálních modelů reliéfu 4. a 5. generace v lesních porostech. Geodetický a kartografický obzor, 56, č. 4, s. 76 – 85.
- MILLER, J. B. (1997): Floods: people at risk, strategies for prevention. United Nations, New York, 93 s.

MUNZAR, J. (2003): Dokumentace výskytu sucha v Česku v neinstrumentálním období. In: Patera a kol. (eds.): Workshop 2003 – Extrémní hydrologické jevy v povodí, Praha, 306 s.

MUŽIK, I. (2002): A first – order analysis of the climate change effect on flood frequencies in a subalpine watershed by means of a hydrological rainfall – runoff model. Journal of Hydrology, č. 267, s. 65 – 73.

NOVÁK, M. a kol. (1998): Umělé neuronové sítě: teorie a aplikace. Praha, 382 s.

NP Šumava. Národní park Šumava [online]. 2014. [cit. 29. 4. 2014]. Dostupné z WWW: <<http://www.npsumava.cz>>.

OUBRECHTOVÁ, V. (2012): Využití umělých neuronových sítí v klasifikaci land cover. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 70 s.

POŠTA, P. (2004): Organogenní jezera v České republice. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 116 s.

PRAVEC, M., PITHART, D. (2012): Budoucnost niv v České republice v evropském kontextu. In: Pithart, D. a kol. (eds.): Význam retence vody v říčních nivách, Daphne ČR, České Budějovice, s. 127 – 134.

RAMÍREZ, J. A. (2000): Prediction and Modeling of Flood Hydrology and Hydraulics. In: Wohl, E. E. (ed.): Inland flood hazards: Human, riparian and aquatic communities, Cambridge university press, p. 293 – 333.

RŮŽIČKOVÁ, M. (2009): Vliv prostorového rozložení srážek v povodí horní Chomutovky na výsledky simulací v modelu HEC – HMS. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 131 s.

ŘIČICOVÁ, P., DAŇHELKA, J., NÁVOJOVÁ, H., KOURKOVÁ H. (2003): Sucho v českých povodích v roce 2003 a v minulých desetiletích. In: Patera a kol. (eds.): Workshop 2003 – Extrémní hydrologické jevy v povodí, Praha, 306 s.

SEIDL, P., TAUFER, I. (2008): Umělé neuronové sítě jako prostředek pro modelování dynamického chování hydraulicko – pneumatické soustavy. Perner's Contacts, vol. 3, č. 5, s. 261 – 270.

SINGH, V. P. (1988): Hydrologic Systems: Vol. 1 Rainfall – runoff Modeling. Prentice Hall, New Jersey, 960 p.

ŠÁLEK, J. (1996): Malé vodní nádrže v životním prostředí. Technická univerzita, Vysoká škola báňská, Ostrava, 144 s.

ŠÁLEK, J. (1999): Malé vodní nádrže v zemědělské krajině. Ústav zemědělských a potravinářských informací, Praha, 72 s.

ŠEFRNA, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodním. In: Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní. Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205/Z052/03, s. 196 – 212



- ŠEFRNA, L. (2007): Vznik a vývoj nivy z pedogeografického hlediska. In: Langhammer, J. (Ed.): Povodně a změny v krajině, PřF UK a MŽP, Praha, s. 209 – 215
- ŠERCL, P. (2007): Vliv fyzikogeografických faktorů na charakteristiky teoretických návrhových povodňových vln. Disertační práce, PřF UK, Praha, 162 s.
- TALLAKSEN, L. M., VAN LANNEN, H. A. J. (2004): Hydrological Drought – Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. Elsevier, Amsterdam, 579 s.
- TARBOTON, D. G. (2003): Rainfall – runoff processes. A workbook to accompany the Rainfall – Runoff Processes Web module. Dostupné z WWW: <<http://hydrology.usu.edu/RRP/userdata/4/87/RainfallRunoffProcesses.pdf>>.
- TAUFMANNOVÁ, A. (2009): Modelování vlivu malých vodních nádrží na povodňové události. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 132 s.
- TOLASZ, R. a kol. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a UP Olomouc, Praha, 256 s.
- TOMÁŠEK, M. (2003): Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha, 68 s.
- VESELÝ, D. (2012): Přírodě blízká protipovodňová opatření - cesta k renesanci niv? In: Pithart, D. a kol. (eds.): Význam retence vody v říčních nivách, Daphne ČR, České Budějovice, s. 119 – 125.
- VIZINA, Š. (2010): Modelování maximálních průtoků v povodí Rakovnického potoka pomocí hydrologického programu HEC – HMS. Diplomová práce, FŽP ČZU, Praha, 80 s.
- VLASÁK, T. (2004): Přehled a klasifikace historických povodní v povodí Otavy, Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní. Sborník příspěvků závěrečného semináře projektu GAČR 205/03/Z046, PřF UK, Praha, s. 227 – 237.
- VLASÁK, T. (2008): Návrh databanky povodní Otavy a její využití v protipovodňové ochraně. Dizertační práce, PřF UK, Praha, 144 s.
- VLNAS, R. (2010): Časová a plošná variabilita hydrologického sucha v podmínkách klimatické změny na území České republiky. VÚV TGM, Praha, 160 s.
- VRÁNA, K., BERAN, J. (2013): Rybníky a účelové nádrže. ČVUT, Praha, 150 s.
- XU, Ch. (2002): Hydrologic Models. Uppsala University Department of Earth Sciences, Uppsala, 168 p.
- Zákon č. 254/2001 Sb. o vodách a o změně některých zákonů (vodní zákon). Dle platného znění, dostupné z: <<http://www.mzp.cz/www/platnalegislativa.nsf/2a434831dcbe8c3fc12564e900675b1b/20f9c15060cad3aec1256ae30038d05c?OpenDocument>>

## 9. Seznam obrázků

obr. 1 – Schéma srážko-odtokového procesu.....	6
obr. 2 – Lyzimetr.....	10
obr. 3 – Typy povrchového odtoku.....	12
obr. 4 – Třeboňská rybníční soustava.....	16
obr. 5 – Rozdělení nádrží dle způsobu přívodu vody.....	17
obr. 6 – Vertikální členění nádrže.....	19
obr. 7 – Půdorysný tvar hrází.....	21
obr. 8 – Šachtový bezpečnostní přeliv.....	23
obr. 9 – Změny rozdílu srážek a potenciální evapotranspirace mezi obdobími 1961 – 1980 a 1981 – 2005.....	25
obr. 10 – Hodnoty FFG s dobou trvání 3 hodiny.....	28
obr. 11 – Členění protipovodňových opatření.....	29
obr. 12 – Neřízený x řízený poldr.....	33
obr. 13 – Dělení hydrologických modelů dle Singha.....	38
obr. 14 – Členění deterministických modelů dle WMO.....	39
obr. 15 – Jednotkový hydrogram.....	43
obr. 16 – Skladba umělého neuronu.....	46
obr. 17 – Přenosové funkce neuronových sítí.....	47
obr. 18 – Vymezení zájmového území.....	54
obr. 19 – Geologické poměry NP Šumava.....	55
obr. 20 – Expozice reliéfu zájmové oblasti.....	56
obr. 21 – Sklonitostní poměry povodí.....	57
obr. 22 – Vývoj krajinného pokryvu mezi lety 1990 a 2006.....	60
obr. 23 – Přehled klauz v povodí Roklanského a Modravského potoka.....	64
obr. 24 – Umístění měrných profilů a srážkoměrů PřF UK v zájmovém území.....	66
obr. 25 – Výběr mapových listů SM5 pro zájmové.....	67
obr. 26 – Výběr mapových listů ZM10 pro zájmové území.....	68
obr. 27 – Použité digitální modely terénu.....	71
obr. 28 – Rozdělení do dílčích subpovodí s přiřazeným Hydro ID.....	73
obr. 29 – Princip funkcí <i>Flow Accumulation</i> a <i>Flow Direction</i> .....	74

obr. 30 – Nejdelší údolnice dílčích subpovodí s body oddělovacími 10 – 85 % jejich délky.....	75
obr. 31 – Metoda exponenciálního poklesu.....	78
obr. 32 – Schéma osmibodového příčného profilu koryta toku.....	80
obr. 33 – Příklad vytvořené konzumpční křivky – Javoří potok.....	81
obr. 34 – Srážko-odtoková událost 2. – 4. 6. 2010.....	83
obr. 35 – Srážko-odtoková událost 1. – 4. 6. 2013.....	84
obr. 36 – Batygrafická křivka Rokytecké klauzy.....	85
obr. 37 – Batygrafická křivka Roklanské klauzy.....	86
obr. 38 – Rozložení jednotlivých prvků povodí v programu HEC – HMS.....	87
obr. 39 – Výsledný digitální model terénu.....	88
obr. 40 – Roklanská hájenka.....	89
obr. 41 – Srovnání batygrafických křivek vzniklých měřeními v terénu a z digitálního modelu terénu.....	89
obr. 42 – Kalibrační událost červen 2010.....	91
obr. 43 – Validační událost červen 2013.....	92
obr. 44 – Simulace vlivu malých vodních nádrží na odtok, červen 2010.....	93
obr. 45 – Simulace vlivu malých vodních nádrží na odtok, červen 2013.....	94

## 10. Seznam tabulek

tabulka 1 – Typy hydrologických systémů.....	40
tabulka 2 – Hydrologické procesy a parametry použité při klasifikaci modelů.....	40
tabulka 3 – Výpočet RMSE pro jednotlivé digitální modely terénu.....	72

## Přílohy

Příloha 1: Hodnoty CN pro jednotlivé kategorie využívání území a HSP (Šercl, 2007)

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	Vínice	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 2: Klauza u Roklanské hájenky (foto: autor)



Příloha 3: Rokytecká klauza (foto: autor)



Příloha 4: Měrné profily PřF UK na Roklanském, Rokyteckém a Javořím potoce (foto: autor)





