

**ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA
V PRAZE**

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ



BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

**ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA
V PRAZE**

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

Katedra vodního hospodářství a environmentálního
modelování

**Hydrologická studie Strženeckého potoka,
odvození charakteristik povodňových vln
v nepozorovaných profilech**

(Bakalářská práce)

Vedoucí práce : **Ing. Radek Roub Ph.D.**

Vypracoval : **Pavel Zeman**

Praha 2012

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE
Katedra vodního hospodářství a environmentálního
modelování

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Zeman Pavel

Územní technická a správní služba

Název práce

Hydrologická studie Strženeckého potoka, odvození charakteristik povodňových vln v nepozorovaných profilech

Anglický název

Hydrological studies Strženeckého stream characteristics derive flood waves in not measured profiles

Cíle práce

Odvození hydrologických charakteristik povodí vodního toku Strženecký potok
Výpočet maximálního průtoku pomocí vybraných empirických vzorců
Výpočet maximálního odtoku pomocí vybraného matematického modelu
Porovnání výsledků s hodnotou uváděnou ČHMÚ

Metodika

Úvod
Cíle
Metodika
Rešerše o matematických a hydrologických modelech
Charakteristika vybraného povodí a vodního toku
Odvození hydrologických charakteristik
Porovnání výsledků s daty z ČHMÚ
Diskuse
Závěr

Harmonogram zpracování

Termín odevzdání: 30.4.2012

Rozsah textové části

dle potřeby, cca 30 stran

Klíčová slova

Maximální odtok, N- letý průtok, model DesQ - MaxQ, povodí, vodní tok

Doporučené zdroje informací

Hrádek F., Kuřík P., 2002: Hydrologie. Skriptum ČZU v Praze

Maximální odtok z povodí - Teorie svahového odtoku a hydrologický model DesQ-MaxQ

Becker A., Serban P., 1990: Hydrological models for water- resources system design and operation.

Clarke R.T., 1973- Mathematical models in hydrology

Vedoucí práce

Roub Radek, Ing., Ph.D.

prof. Ing. Pavel Pech, CSc.

Vedoucí katedry



V Praze 17. 4. 2012

prof. Ing. Petr Sklenička, CSc.

Děkan fakulty

Prohlášení

Prohlašuji, že tuto bakalářskou práci na téma „*Hydrologická studie Strženeckého potoka, odvození charakteristik povodňových vln v nepozorovaných profilech*“ jsem vypracoval samostatně, pod vedením Ing. Radka Rouba, Ph.D. Další informace mi poskytla paní Zdeňka Vilhelmová z ČHMÚ. Dále prohlašuji, že jsou uvedeny veškeré literární prameny, ze kterých jsem čerpal. Tímto svoluji ke zveřejnění mé bakalářské práce na webových stránkách FŽP.

podpis :

V Praze dne 27. 4. 2012

Poděkování

Chtěl bych poděkovat vedoucímu mé bakalářské práce Ing. Radku Roubovi, Ph.D. za čas a rady, které mi poskytl při vedení mé bakalářské práce.

podpis :

V Praze dne 27. 4. 2012

Abstrakt

Tato práce se zabývá hydrologickou studií povodí a samotného vodního toku (Strženecký potok). V úvodní části jsou pro bližší seznámení s problematikou popsány hydrologické charakteristiky, jež jsou následně použity pro odvození konkrétních hydrologických charakteristik daného povodí a následné určení maximálních N-letých průtoků. Další informace a údaje nutné pro přesnější popis povodí byly zjištěny pomocí odborné literatury zabývající se danou problematikou, mapových podkladů (klimatologické, geologické a pedologické), vlastních terénních průzkumů a měření.

K určení maximálních N-letých průtoků bylo využito jak klasických postupů, v podání empirických vzorců, tak i moderních metod využívajících výpočetní techniku. V tomto případě matematického modelu DesQ-MaxQ. Těchto metod jsem využil z důvodu jejich zaměření na malá a velmi malá povodí, mezi která spadá i to, jež je řešeno v této práci. Cílem těchto výpočtů bude porovnání a vyhodnocení jejich výsledků mezi sebou a následně i s výsledky obdrženy na Českém hydrometeorologickém úřadu (dále jen ČHMÚ).

Přínosem práce je podrobná charakteristika celého povodí, toku a objektů na něm. Dále zaktualizování údajů o povodí (zalesněnost, množství luk a polí, nárůst urbanizovaných ploch) a neméně důležité srovnání vhodnosti aplikace jednotlivých metod.

Klíčová slova :

povodí, vodní tok, maximální průtok, N-letý průtok, DesQ-MaxQ, hydrologický model,

Abstract

This work deals with hydrological studies and basin to the water flow (Strženecký stream). In the introductory section for more familiar with the problem described hydrological characteristics. Which are then used to derive specific hydrological characteristics of the basin and the subsequent determination of the maximum N-year discharge's. For more information and data necessary for accurate description of the basin were identified through literature dealing with the issue, map data (climatological, geological and pedological), own surveys and field measurements.

To determine the maximum N-year discharge's have been used as traditional practices, in the administration of empirical formulas. And modern methods using computer technology. In this case, the mathematical model DesQ-MaxQ. I used these methods because of their focus on small and very small basin, which fits between the fact that it is solved in this work. The aim of these calculations will compare and evaluate their results among themselves and then with the results obtained at the Czech Hydrometeorological Office (CHMO).

The benefit of this work is the detailed characteristics of the basin, flow and objects on it. Further information is updated to the basin (afforestation, a number of meadows and fields, the increase in urban areas) and no less important than the suitability of each method.

Keywords:

basin, water flow, N-year discharge, maximum discharge, DesQ-MaxQ, hydrological model

Obsah

1. Úvod.....	9
2. Cíle práce	10
3. Hydrologické charakteristiky povodí.....	11
3.1 Geometrické charakteristiky	11
3.1.1 Plocha povodí F	11
3.1.2 Střední šířka povodí B.....	12
3.1.3 Součinitel tvaru povodí	12
3.1.4 Koeficient tvaru povodí	12
3.1.5 Součinitel asymetrie (a)	12
3.1.6 Graf vývinu povodí	12
3.2 Zeměpisná poloha a orografické poměry povodí.....	12
3.2.1 Zeměpisná poloha	12
3.2.2 Orografické poměry v povodí	13
3.3 Geologické a půdní poměry	14
3.4 Vegetační kryt povodí	15
3.5 Akumulace vody v povrchových depresích	15
3.6 Říční síť v povodí.....	15
4. Odtok.....	16
4.1 Typy odtoku	16
5. Odvození hydrologických charakteristik	20
5.1 Empirické vzorce	21
5.1.1 Vzorce intenzitního typu (racionální)	21
5.1.2 Vzorce oblastní (regionální).....	22
5.1.3 Vzorce objemové	23
5.2 Metoda čísel odtokových křivek – (CN).....	27
5.3 Metoda jednotkového hydrogramu (Unit Hydrograph)	38
5.4 Hydrologické modely.....	39
6. Metodika	59
7. Charakteristika vybraného povodí a vodního toku	60
7.1 Geometrické charakteristiky	62
7.2 Zeměpisná poloha a orografické poměry povodí.....	64
7.2.1 Zeměpisná poloha	64

7.2.2 Orografické poměry	64
7.3 Geologické a půdní poměry	68
7.4 Vegetační kryt povodí	68
7.5 Říční síť v povodí.....	68
8. Odvození hydrologických charakteristik	69
8.1. Empirické vzorce	69
8.1.1 Vzorce intenzitního typu (racionální)	69
8.1.2 Vzorce oblastní (regionální).....	71
8.1.3 Vzorce objemové	71
8.2 Hydrologické modely.....	74
8.2.1 Hydrologický model DesQ - MaxQ.....	74
9. Výsledky	76
10. Diskuse.....	77
Přehled literatury a použitých zdrojů:	79
Seznam obrázků	81
Seznam tabulek	81
Přílohy	Chyba! Záložka není definována.

1. Úvod

Hydrologická studie povodí malého vodního toku může sloužit k podrobnému popisu vybrané oblasti v okolí toku i toku samotného. Například může posloužit k určení celkového odtoku z povodí nebo určit N-leté průtoky ve vybraných objektech a tím usnadnit dimenzování daných objektů např.(propustky pod silnicemi, odlehčovací žlaby u rybníků, šířka a výška koryta v intravilánu.

V případě mého vodního toku byla studie na ČHMÚ sice provedena, to však neznamená, že je dosud aktuální. Proto tato práce může sloužit jako aktualizace některých již zastaralých údajů, což byl také jeden z důvodů vypracování této práce.

Ke zjištění hydrologických údajů se v současné době mohou použít jednak metody odvozené na základě hydrologických vzorců, u kterých je kladen důraz na lidský faktor, nebo je lze zjišťovat pomocí modernějších postupů závislých na výpočetní technice. Tato práce spolupracuje s oběma variantami těchto hydrologických postupů, které jsou zde porovnány a vyhodnoceny.

2. Cíle práce

- Charakteristika povodí vodního toku Strženecký potok
- Odvození hydrologických charakteristik povodí a vodního toku
- Výpočet N-letých průtoků pomocí matematického modelu DesQ-MaxQ
- Výpočet Q_{100} pomocí vybraných empirických vzorců
- Srovnání výsledků s údaji poskytnutými ČHMÚ

3. Hydrologické charakteristiky povodí

Nezbytné vstupní parametry potřebné pro další postup v práci a většinu následujících výpočtů.

3.1 Geometrické charakteristiky

Povodí

Povodí je základní hydrologická oblast, ve které se zkoumá odtokový proces a kde zjišťujeme vzájemný vztah bilančních prvků. Z hlediska hydrologie mluvíme o uzavřeném území, do kterého nepřitéká povrchová ani podpovrchová voda. Povodí je ohraničeno rozvodnicí. Jako mezipovodí je brána plocha mezi dvěma uzavírajícími profily na toku. Uzavírající profil povodí je místo na toku, kde je soustředěn všechen odtok z povodí (Hrádek, Kuřík 2002).

Rozvodnice

Pomyslná čára v terénu ohraničující dané povodí. Délka rozvodnice (O) se dále používá v dalších výpočtech. Odlišujeme je od sebe jako orografickou a hydrologickou rozvodnici. Orografická rozvodnice vymezuje povodí povrchových vod. Určuje se z terénních map, prochází vrcholovými terénními útvary jako jsou: hřbety, sedla, vrcholy a jiné vrcholové útvary. Hydrologická rozvodnice vymezuje povodí podpovrchových vod. Určíme ji podle charakteru a průběhu geologického podloží (Dub 1957).

Údolnice

Spojnice geodeticky nejnižších míst v příčných údolních profilech. Vede údolím, kterým zároveň teče hlavní tok. Celkovou délku údolnice (LU) zjistíme tak, že délku hlavního toku protáhneme tímto údolím až k rozvodnici (Dub 1957).

3.1.1 Plocha povodí F

Je plocha půdorysného průmětu daného povodí do vodorovné roviny. Udává se v [km²]. Určuje se planimetrováním z daných map. Zjištění plochy jiným způsobem musí být výslovně uvedeno. Včetně celkové plochy se ještě zjišťuje pravá (FP) a levá (FL) strana povodí, střed je dán údolnicí. Levá a pravá strana povodí se dále využívá ke zjištění jiných veličin povodí. Zpracovává se také graf vývinu povodí, ten znázorňuje přirůstání plochy ve směru hlavního toku (Zapletal 2005).

3.1.2 Střední šířka povodí B

Vychází ze vztahu poměru celkové plochy povodí a délky údolnice daného toku. (Zapletal 2005).

$$1) \quad B = \frac{F}{L_u}$$

3.1.3 Součinitel tvaru povodí

Vychází z poměru střední šířky povodí B a délky údolnice L_u .

Definuje se ve zjednodušeném tvaru povodí na obdélník, kde plocha obdélníka je celková plocha povodí F a strany jsou, střední šířka B a délka údolnice L_u (Zapletal 2005).

$$2) \quad \alpha = \frac{F}{L_u^2}$$

3.1.4 Koeficient tvaru povodí

Znázorňuje vliv tvaru povodí na hodnotu Q_{100} která se odečte z daného grafu v závislosti na součiniteli tvaru povodí, vyjádřeného podílem (Dub 1957).

$$3) \quad \frac{L_u^2}{F}$$

3.1.5 Součinitel asymetrie (a)

Znázorňuje míru asymetrie povodí vycházející ze vztahu mezi levým a pravým povodím a následného poměru s celkovou plochou povodí (Dub 1957).

$$4) \quad a = \frac{F_L - F_P}{F}$$

3.1.6 Graf vývinu povodí

Přehledně zobrazuje zaústění vedlejších toků do hlavního toku a přírůstky ploch povodí i povodí jednotlivých přítoků.

3.2 Zeměpisná poloha a orografické poměry povodí

3.2.1 Zeměpisná poloha

Uvádí se pomocí souřadnic a to zeměpisnou délkou a šířkou, mezi kterými se dané povodí rozkládá. Dále se uvádí zeměpisná souřadnice uzavírajícího profilu povodí. Poté se uvádí plocha povodí k vyznačeným geomorfologickým útvarům, hlavně k pohořím. Z těchto

informací lze předběžně stanovit základní klimatické charakteristiky povodí (Hrádek et Kuřík 2002; Dub 1957).

3.2.2 Orografické poměry v povodí

Jde o výškové a sklonové poměry v povodí, které mají vliv na klimatické a meteorologické poměry v povodí. Získávají se z topografických map. Základní údaje jsou: nadmořská výška uzavírajícího profilu (z pravidla nejnižší nadmořská výška) a nejvyšší nadmořské výšky v povodí, na které převážně narazíme na rozvodnici (Dub 1957).

3.2.2.1 Výškové poměry povodí

Znázorňujeme pomocí hypsografické křivky, která svým tvarem naznačuje výškové rozdělení povodí a tím i strmost či rovnost terénu. Udává závislost mezi zvolenou nadmořskou výškou a plochou povodí. Odvozuje se z ní průměrná nadmořská výška (H) (Zapletal 2005).

Nadmořské výšky povodí

Průměrná nadmořská výška povodí	H [m.n.m]
Maximální nadmořská výška v povodí	H _{max} [m.n.m]
Minimální nadmořská výška v povodí	H _{min} [m.n.m]

Průměrná nadmořská výška povodí (H)

Odvozuje se z hypsografické křivky převedením plochy omezené osami souřadnic a hypsografickou křivkou na rovnoplochy obdélník o základně x, odpovídající celkové ploše povodí. Výška obdélníka y určuje na ose souřadnic průměrnou nadmořskou výšku povodí (Zapletal 2005).

$$5) \quad H = \frac{Fh}{x}$$

F_H – plocha na grafu, vymezená souřadnicovými křivkami a hypsografickou křivkou

x – celková plocha povodí z grafu

3.2.2.2 Sklonové poměry povodí

Stanovení středního sklonu svahů – dle Herbsta:

při Δh = konstanta

$$6) \quad I_{SV} = \frac{\Delta h \cdot \sum l_{si}}{F} \cdot 100 \quad [\%]$$

Δh – zvolený výškový interval mezi vrstevnicemi [m]

l_{si} - průměrná délka vrstevnic v i-tém intervalu [m]

F - plocha povodí [m²]

Absolutní spád povodí

Rozdíl mezi nejvyšší a nenižší kótou povodí

$$7) \quad \Delta H = H_{\max} - H_{\min}$$

Průměrný sklon údolnice (I_u)

Významná charakteristika u sklonových poměrů, zejména malých a velmi malých povodí.

$$8) \quad I_u = \frac{H_{\max,u} - H_{\min,u}}{L_u} \cdot 100 \quad [\%]$$

$H_{\max,u}$ – Maximální nadmožská výška údolnice (na rozvodnici) [m.n.m]

$H_{\min,u}$ – Minimální nadmožská výška údolnice (uzavírající profil) [m.n.m]

L_u - Délka údolnice [m]

Podélný profil toku

Znázorňuje sklonové rozvržení toku od uzavírajícího profilu (0,0) k prameni. Dále slouží pro orientaci na toku, například v jaké části toku přitéká jaký přítok, kde se tok rozlévá do vodní plochy nebo podtéká pod silnicí. Všechny objekty a místa na toku jsou pomocí staničení označena a následně popsána. Z podélného profilu také můžeme vyčíst, kde je na toku největší hloubka nebo kde se tok nejvíce zařezává do terénu.

3.3 Geologické a půdní poměry

Geologické a půdní poměry značně ovlivňují odtok vody z povodí při srážkových úhrnech.

Horniny můžeme také dělit do 3 skupin dle propustnosti:

Propustné horniny - rozrušené horniny, úlomkové sedimenty, pórovité vyvěřeliny, eolické sedimenty, rozrušené zkrasovatělé karbonitické horniny ...

Polopropustné horniny - hlinité písky, spraše, rašeliny, pískovce, slepence...

Nepropustné horniny - celistvé nerozrušené horniny: žuly, porfyry, znělice, čediče, nerozrušené vápence, jíly, slíny (Kutilek 2004).

3.4 Vegetační kryt povodí

Je značně důležitý pro jeho schopnosti zachytit určité množství srážek (intercepci). Dále ovlivňuje výpar (evapotranspiraci) a svým charakterem i rychlost odtékání vody ze svahů (povrchový odtok) (Holý 1994).

Vegetační kryt se vyskytuje v různých podobách (lesy, louky, pole).

3.5 Akumulace vody v povrchových depresích

Přirozená akumulace vody nastává v mikrodepresích (prohlubně, brázdy), jezerech nebo nádržích v bažinách, mokřadech a v lužních lesích. Tyto prostory do jisté míry ovlivňují hydrologickou bilanci povodí tím, že kladně upravují velikost a rychlost povrchového odtoku. (Zapletal 2005).

Povrchové deprese se vyskytují v různých objemech. V průběhu deště se v nich postupně zachytává voda, která se po jeho ukončení začne pozvolna uvolňovat výparem či průsakem do okolní půdy, potažmo do vodních toků. Zejména mikrodeprese jsou výsledkem antropogenní činnosti a to například zemědělskou orbou při které se tvoří brázdy. Směr orby je proto velice důležitý, proto by měla vždy vést po vrstevnici, aby docházelo k vytváření již zmiňovaných depresí. Při orbě kolmo na vrstevnici dochází k odtoku vody po svahu a tím jak odnáší splaveniny, vytváření rýhy, ve kterých se soustředí svahový odtok a často se tedy stávají zdrojem eroze půdy (Dub 1957).

3.6 Říční síť v povodí

- **Řád toku:** Určuje, kolika řekami proteče voda z daného toku před vyústěním do moře.
- **Číslo hydrologického pořadí:** Též hydrologické číslo, je identifikací jednotlivých vodních toků podle příslušností k danému úmoří.
- **Hlavní tok:** Název řešeného toku
- **Levostranné přítoky:** Jejich určení a stručný popis
- **Pravostranný přítok:** Jeho určení a stručný popis

(Hrádek et Kuřík 2002)

4. Odtok

Kravka

Zjišťování maximálního odtoku vody z povodí

Maximální průtoky se určují hydrometrickým pozorováním, nebo při nedostatku naměřených údajů zvolíme pro odvození průtoků nepřímé metody, mezi které patří metoda jednotkového hydrografu, metoda CN křivek, hydrologické modely, empirické vzorce (Hrádek 1988).

4.1 Typy odtoku

Existují tři způsoby, jak se může dostat voda do uzavírajícího profilu povodí- povrchovým odtokem, podpovrchovým odtokem a odtokem podzemní vody.

POVRCHOVÝ ODTOK

Jedná se o gravitační pohyb vody po svahu nebo o soustředěný odtok říční sítí směrem k uzavírajícímu profilu povodí. Proces povrchového odtoku můžeme rozdělit na tři různé fáze:

- Fáze nasycování půdy

V této fázi ještě nevzniká povrchový odtok, intenzita deště většinou bývá nižší než schopnost půdy infiltrovat spadlou vodu. V této fázi ještě dochází k úplnému zadržování dešťové vody odtokovou plochou, která zadržuje úhrn pomocí infiltrace, intercepce a akumulace vody v povrchových depresích.

- Fáze plošného odtoku

Je-li intenzita deště vyšší než schopnost půdy infiltrovat vodu a následně po překročení schopnosti povrchu zadržovat vodu ve vegetačním pokryvu a retenční schopnosti nerovností na svahu, začne voda pomocí gravitace odtékat po svahu v drobných stružkách popřípadě plošně ve slabé vrstvě ve směru největšího sklonu svahu. Z hlediska hydrodynamiky je tento proces velice složitý a nejvíce ovlivněn geometrickými charakteristikami povodí. Musíme však vzít v úvahu ještě charakter povrchu, hydrografickou síť, půdní poměry a charakter dešťového úhrnu.

- Fáze soustředěného odtoku

V této fázi se kromě povrchového odtoku uplatňuje i podpovrchový odtok nebo také můžeme říci podzemní odtok. Velikost podílu povrchového odtoku ku celkovému odtoku závisí na počátečním stádiu nasycení půdy, její propustnosti a také charakteru dešťového úhrnu.(Dub 1957)

PODPVRCHOVÝ ODTOK (odtok prosakující gravitační vody)

Představuje podíl infiltrovaných srážek, který se nepodílí na zvýšení půdní vlhkosti. Proudí půdním profilem nekapilárními póry gravitačně směrem k uzavírajícímu profilu daného povodí. Prosakující gravitační voda nedosahuje hladiny podzemní vody. Velikost podpovrchového odtoku a jeho význam ve vodní bilanci je závislý na charakteru deště, půdy a uložení vodonosných horizontů. Zabírá značnou část povrchového odtoku a většinou se uvádí společně s povrchovým odtokem (Johnson 1999).

Činitelé působící na intenzitu povrchového odtoku můžeme dělit do tří skupin: klimatičtí činitelé, geografičtí činitelé a technické zásahy.

Klimatičtí činitelé - Mají rozhodující význam v procesu povrchového odtoku. Nejvýznamnější z nich jsou:

Teplota vzduchu - je značně ovlivněna druhem povrchu, od kterého se odráží krátkovlnné záření ohřívající vzduch a intenzitou slunečního záření. Tento faktor významně ovlivňuje evapotranspiraci a výpar z volné hladiny a má velký význam při jarním tání.

Srážky – jsou dalším přímo působícím činitelem ovlivňujícím povrchový i podpovrchový odtok.

Při poklesu teploty vzduchu pod rosný bod dochází ke kondenzaci vodní páry a voda z plynného skupenství přechází ve skupenství kapalné až pevné a vznikají srážky. Srážky rozdělujeme podle místa vzniku na **horizontální** a **vertikální**.

Horizontální srážky - mlha, rosa, jinovatka, námraza.

Vertikální srážky - déšť, sníh, mrholení, kroupy

(Kravka 2009)

Periodicita deště (P) - charakterizuje déšť určité vydatnosti. Udává, jak často se vyskytuje déšť o určité nebo větší intenzitě. Periodicita 1 znamená, že takový nebo intenzivnější déšť se vyskytuje průměrně 1x do roka, periodicita 0,1 – 1x za 10 let, periodicita 5 – 5x do roka.

$$9) \quad P = n / R$$

n – počet dešťů o určité vydatnosti

R – doba v letech, za kterou se deště vyskytly

Periodicita, intenzita a doba deště spolu do určité míry souvisí. Čím vydatnější déšť o určité době trvání, tím menší periodicita.

Průměrné hodnoty jsou uvedeny v tabulce

Tab. č. 1 Průměrné vydatnosti deště v [$l \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$] v ČR

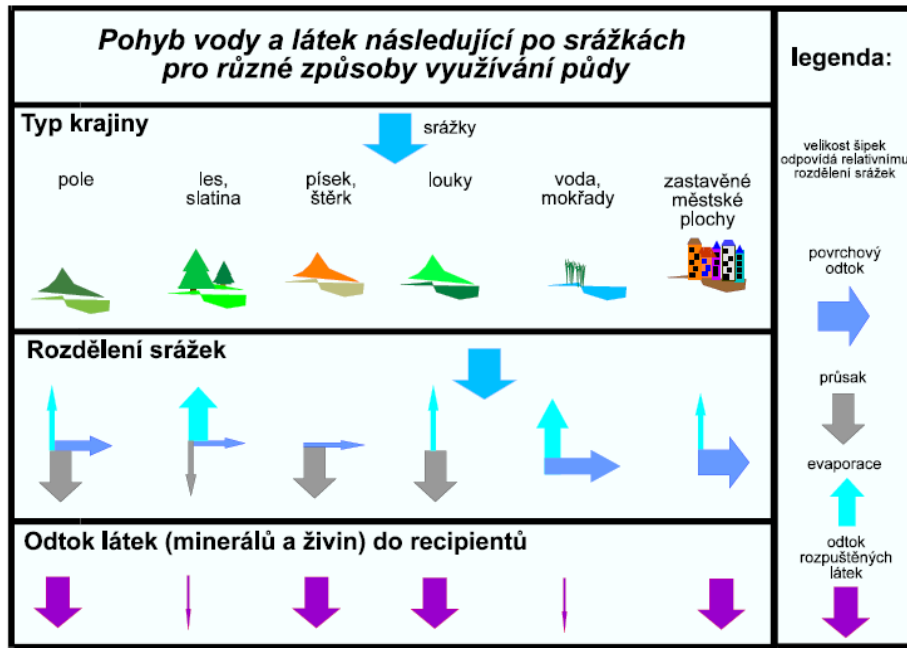
Doba trvání [min]	periodicita deště p									
	5	2	1	0,5	0,2	0,1	0,05	0,02	0,01	0,005
5	122	180	231	285	364	425	488	570	532	694
10	76,7	120	157	199	262	313	367	440	496	550
15	57,8	91,7	121	155	206	248	292	354	400	447
20	46,3	74,6	99,4	128	170	206	245	297	337	377
30	33,4	53,9	72,6	94,3	127	154	184	225	256	288
40	26,3	43	57,8	75,5	102	125	149	182	208	233
60	18,7	30,7	41,8	54,3	74,2	90,7	108	133	152	171
90	13,3	21,9	28,7	39,9	53,4	65,3	78,1	96,2	110	124
120	10,4	17,2	23,4	30,7	42,2	51,8	61,8	76,3	87,3	98,3

Časové rozdělení srážek na našem území.

U nás největší pravděpodobnost připadá na ranní a odpolední hodiny, méně často pak prší v noci a před polednem. Roční chod srážek reprezentovaný průměrným úhrnem srážek v jednotlivých měsících souvisí s cyklickou záměnou ročních období. Srážky jsou během roku u nás rozděleny nerovnoměrně. Maximum připadá na léto (asi 40 %), minimum na zimu (15 % v nižších a 25 % ve vyšších nadmořských výškách). Na jaro a podzim připadá cca 25 % ročního úhrnu srážek. Nejvíce srážek spadne v červenci nebo v červnu, nejméně pak v únoru nebo březnu. Roční chod srážek je charakteristický pro celé rozsáhlé oblasti světa a závisí na zeměpisné poloze. Rozlišujeme např. rovníkový typ (pásmo 0 – 10°) se dvěma maximy v dubnu a listopadu a minimy v lednu a červenci. Rovnoměrné rozložení srážek po celý rok je typické pro přímořské oblasti. Velké srážky v letním období, malé v období zimním jsou charakteristické pro klima monzunového typu a pro klima pevnin mírných šířek. Subtropy jsou oblasti s velkými úhrny v zimním období a suchým létem (Bumerl 2003). BUMERL M., 2003: HYDROLOGIE, 56 s.

Geografické činitele - Charakteristiky povodí ovlivňující povrchový odtok (orografické poměry povodí, sklonové poměry, geologické a půdní poměry, vegetační kryt)

Obr. č. 2 Pohyb vody a látek



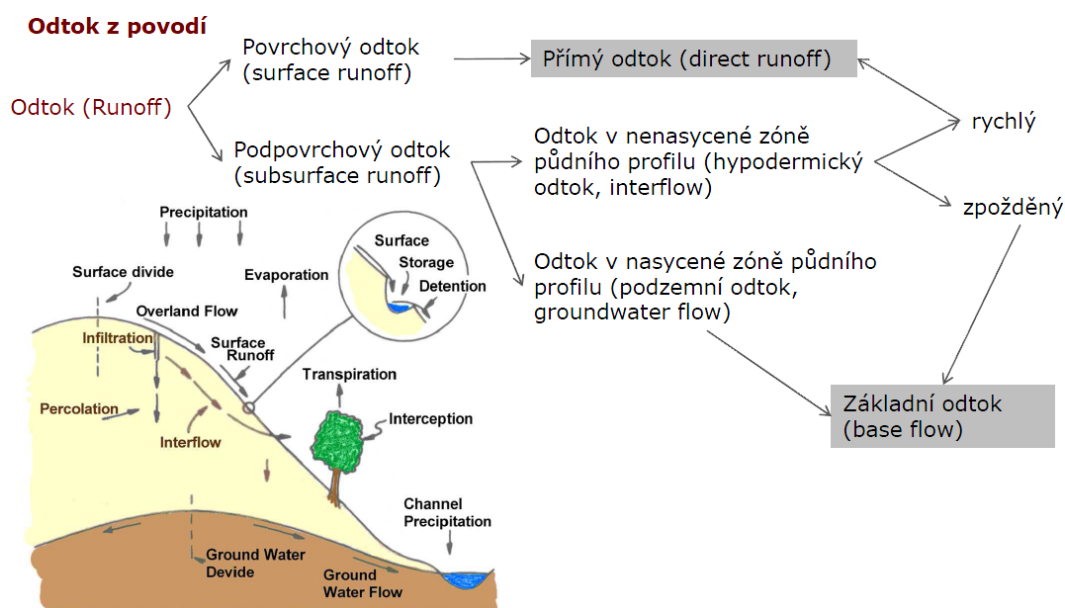
(Ripl 1996)

Technické zásahy v povodí - Činnost člověka (antropogenní činnost v povodí), kterou zasahuje do povodí a tím tak přetváří původní krajinný ráz přírody, může značně ovlivnit důležité vlastnosti povodí (půdní poměry, tvar povodí, vegetační kryt, akumulace vody).

ZÁKLADNÍ ODTOK (odtok podzemní vody)

Znamená proud podzemní vody, která se pohybuje po směru sklonu nepropustného podloží. Rychlost proudění je úměrná charakteru půdního a horninového prostředí a na poloze a vydatnosti zdroje podzemní vody. Srážky, které se infiltrují do hladiny podzemní vody se dostávají opožděně do hlavního přítoku než odtok povrchový (Johnson 1999).

Obr. č. 1 Schéma srážko-odtokového procesu



(Johnson 1999)

DIETRICH, J., SCHÖNIGER, M. Hydroskript - Hydrologie, Grundwassermodellierung, GIS, Klimatologie [online]. c2003, [cit. 2012.26.3]. <<http://www.hydroskript.de>>.

5. Odvození hydrologických charakteristik

Maximální průtoky povětšinou určujeme hydrometrickým pozorováním daného povodí, ale může se stát, že není k dispozici dostatek naměřených údajů. Pak přistupujeme k odvození průtoků nepřímými metodami mezi které patří : *empirické vzorce, metoda čísel odtokových křivek (CN), metoda jednotkového hydrogramu, hydrologické modely a regionální regresní analýza*. Pro její vhodný výběr, musíme mít na mysli, že závisí na velikosti plochy povodí, která jsou velmi malá, malá, nebo velká, dále také na dostupnosti a přesnosti podkladů k výpočtům (Dub 1957, Kuřík et Hrádek 2008).

Za velmi malá a malá povodí je možné považovat povodí drobných vodních toků, na nichž jsou zpravidla maximální průtoky vyvolány přívalovými dešti, a která se vyznačují malou rozvinutostí říční sítě. Proto se předpokládá, že při přívalových deštích zasáhne úhrn celou plochu povodí. Na velmi malých povodích bývá tok zřetelně vyvinut pouze v údolnici. Není-li údolnice dobře vyvinutá, přítoky se nepovažují za významné z hlediska tvorby maximálního odtoku z uzavírajícího profilu daného povodí. Pak se rozhodující měrou na maximálním odtoku podílí svahový odtok.

Ve velkých povodích je už hydrografická síť členitější a hlavní tok má významné přítoky. Maximální průtoky už nemusí být vždy tvořeny přívalovými dešti, protože už příval s největší pravděpodobností nezasáhne celé povodí najednou. Ale za to mohou být tvořeny například dlouhotrvajícími dešti, táním sněhu společně se srážkami. Na maximální odtok už

nemá vliv jen svahový odtok, ale také i dobíhání odtoku z dílčích povodí přítoků. Z důvodu důležitosti a větší vážnosti velkých povodí bývají už k dispozici hydrometrická měření.

5.1 Empirické vzorce

Tato nepřímá metoda zjišťuje maximální odtok z uzavírajícího profilu. Jelikož je výběr vhodného vzorce náročný, je nutné uvažovat s omezujícími předpoklady jeho platnosti, např. regionální oblast, velikost povodí, charakter povodí (Hrádek et Kuřík 2008).

Rozlišují se tři základní typy empirických vzorců: vzorce intenzitního typu (racionální), vzorce oblastní (regionální) a vzorce objemové

5.1.1 Vzorce intenzitního typu (racionální)

Původně využíván při dimenzování stokových kanalizačních sítí (Čížek 1957). Pro přírodní velmi malá povodí byla odvozena vhodná modifikace vzorce intenzitního typu. Vycházejí z redukce intenzity přívalového deště na maximální intenzitu odtoku (Hrádek 1981). :

$$10) \quad Q_N = k \cdot \varphi_N \cdot i_N \cdot F$$

Q_N – maximální N-letý průtok [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

k – rozměrový součinitel ($k=16,67$) [m]

φ_N - vrcholový součinitel odtoku

i_N – náhradní N-letá intenzita deště pro příslušnou dobu trvání výpočtového deště t_d [$\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$] (Ředinová et al. 2009)

Odvození parametrů vzorce

Odvození vychází z porovnání obecného tvaru objemových a intenzitních vzorců. Odvodil . (Hrádek 1981)

Vrcholový součinitel odtoku - φ_N

$$11) \quad \varphi_N = \frac{2 \cdot \varphi}{n_h + 1}$$

φ – objemový součinitel odtoku [-]

n_h – součinitel tvaru hydrogramu

t_d – doba trvání výpočtového deště [min]

t_k – doba koncentrace [hod]

Doba koncentrace t_k

Pro malá a zejména velmi malá povodí se doporučuje stanovit t_k jako součet nejdelší doby dobíhání vody po svahu údolnice

$$12) \quad t_k = t_{sv} + t_u$$

$$13) \quad t_{sv} = \frac{L_{sv}}{3,6 \cdot v_{sv}},$$

$$14) \quad t_u = \frac{L_u}{3,6 \cdot v_u}$$

L_{sv} – uvažovaná délka svahu [km]

L_u – délka údolnice [km]

v_{sv} – střední rychlost proudění vody po svahu [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

v_u – střední rychlost proudění vody v údolnici [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

Objemový součinitel φ

Odvodí se např. dle metody CN nebo výpočtem

$$15) \quad \varphi = \frac{H_{s,N} - V_T - R}{H_{s,N}}$$

$H_{s,N}$ – výška výpočtového deště doby trvání t_d a doby opakování N [mm]

V_T – velikost infiltrace za dobu $T = t_d$ [mm]

R – celková retence povodí [mm]

(Hrádek 1981)

5.1.2 Vzorce oblastní (regionální)

$$16) \quad Q_N = A \cdot F^{1-n}$$

$$17) \quad q_N = \frac{Q_N}{F} = A \cdot F^{-n}$$

Q_N – maximální průtok [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

q_N – maximální specifický průtok [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$]

F – plocha povodí [km^2]

A, n – oblastní parametry [-]

Pro kategorii malých a velmi malých povodí byl vzorec upraven na tvar :

$$18) \quad Q_N = A.(F + c)^{1-n}$$

c – opravný součinitel

(Havlík 2012) HAVLÍK A., 2012: Základy hydrologie. online:

http://hydraulika.fsv.cvut.cz/Vin/ke_stazeni/Hydrologie.pdf, citováno: 15.4.2012

Oblastní vzorce vyjadřují skutečnost, že v oblastech se stejnými (blízkými) hydrologickými poměry se zmenšují hodnoty maximálního specifického průtoku s narůstající plochou povodí podle exponenciální závislosti, rov.16)

$$19) \quad q_{100} = A \cdot F^{-n} \quad [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}]$$

Pro praktickou aplikaci vzorce byly odvozeny hodnoty parametrů A, n pro vybrané oblasti ČR a SR, uvedeno v tab. dle (HMÚ 1965). Platnost parametrů A, c se doporučuje pro dobu opakování N = 100 let, ale pro hodnoty parametru c nebyly publikovány spolehlivé podklady a proto jeho použití v drobných tocích je problematické.(Ředinová et al. 2009)

5.1.3 Vzorce objemové

Umožňují výpočet maximálního neboli kulminačního průtoku Q_{\max} na základě odhadu objemu povodňové vlny W_{PV} a tvaru hydrogramu.

Objem W_{PV} se odvozuje redukcí objemu návrhového deště.

S objemovým součinitelem odtoku φ

$$20) \quad W_{PV} = \varphi \cdot S$$

$$21) \quad \varphi = \frac{S}{W_{PV}}$$

Tvar povodňové vlny se uvažuje schématicky ve tvaru trojúhelníka.

W_{PV} - objem povodňové vlny [m³]

S – objem návrhového deště

φ – objemový součinitel odtoku [-]

i_N – intenzita přívalového deště

t_d – doba trvání přívalového deště [h]

(Ředinová et al. 2009)

Celková doba trvání povodňové vlny t_c

$$22) \quad t_c = t_v + t_p = (n_h + 1) \cdot t_v$$

Součinitel tvaru hydrogramu

$$23) \quad n_h = \frac{t_p}{t_v}$$

n_h – součinitel tvaru hydrografu

t_p – doba trvání průtoku od maximálního průtoku do konce povodňové vlny t_v – doba trvání průtoku od začátku do maximálního průtoku (Ředinová et al. 2009)

Obecný tvar objemového vzorce-

Vychází ze schematizovaného tvaru PV

$$24) \quad \left(W_{PV} = \frac{t_c \cdot Q_N}{2} \right)$$

$$25) \quad Q_N = k \cdot \frac{2 \cdot W_{PV}}{t_c}$$

k – rozměrový součinitel

$$26) \quad W_{PV} = \varphi \cdot S = \varphi \cdot i_N \cdot t_d$$

A dle rovnic:25) a 26)

$$27) \quad Q_N = k \cdot \frac{2 \cdot \varphi \cdot i_N \cdot t_d}{t_c}$$

t_c – celková doba trvání povodňové vlny, která se vyjadřuje násobkem t_v

$$28) \quad t_c = (n_h + 1) \cdot t_v$$

(Ředinová et al. 2009)

Existuje mnoho modifikací na tento objemový vzorec 26). Liší se použitím různých doplňujících, neboli opravných parametrů a nebo metodikou odvození hodnot parametrů vzorce. U nás máme nejznámější vzorce Sokolovského a Čerkašina (Hrádek et Kuřík 2002)

5.1.3.1 Vzorec Sokolovského (1946)

$$29) \quad Q_N = \frac{k \cdot H_{s,N} \cdot \varphi \cdot F}{t_k} \cdot f$$

Q_N – maximální N-letý průtok [m³.s⁻¹]

$H_{s,N}$ – výška výpočtového deště, doby trvání t_d , doby opakování N [mm]

φ – objemový součinitel odtoku [-]

F – plocha povodí [km²]

t_k – doba koncentrace [h]

f – součinitel tvaru povodňové vlny

$f = n_h = 0,6$

k – rozměrový součinitel (0,28)

(Ředinová et al. 2009)

Odvození hodnot parametrů vzorce

- Doba koncentrace t_k

$$30) \quad t_k = \frac{L}{3,6 \cdot v} \quad [h]$$

L – délka údolnice [km]

v – průměrná rychlost stékání vody v povodí [m.s⁻¹]

- Doba trvání výpočtového deště t_d

$$31) \quad t_d = t_k (t_k + 1)^{-0,20} \quad [h]$$

(Ředinová et al. 2009)

- Náhradní intenzita přívalového deště i_N

Odvodí se pro dobu trvání výpočtového deště t_d , například metodou redukce maximálních jednodenních srážkových úhrnů, výpočtem dle vzorce Němce

$$32) \quad i_N = \frac{(a \cdot \log t + b) \cdot N^c}{t}$$

i_N – náhradní intenzita přívalového deště pravděpodobností opakování 1 x za N let

a,b,c – parametry pro příslušnou srážkoměrnou stanici [mm.min⁻¹]

t – doba trvání deště [min]

N – pravděpodobnost trvání deště [roky]

Výška výpočtového deště $H_{s,N}$

$$33) \quad H_{s,N} = t_k \cdot i_n \quad [\text{mm}]$$

(Hrádek et Kuřík 2002)

- Objemový součinitel odtoku φ

odvozeno z mapy izolinií (viz vzorec Čerkašina 1964) dle metody CN

A nebo výpočtem pro který je nutno znát velikosti infiltrace V_T a celkové retence povodí.

$$34) \quad Q_N = \frac{k \cdot H_{s,N} \cdot \varphi \cdot F}{t_k} \cdot f$$

Q_N – maximální N – letý průtok [$\text{m}_3 \cdot \text{s}^{-1}$]

$H_{s,N}$ – výška výpočtového deště, doby trvání t_d , doby opakování N [mm]

φ - Objemový součinitel odtoku [-]

F – plocha povodí [km^2]

t_k – doba koncentrace [h]

f – součinitel tvaru povodňové vlny [-]

f = $n_h = 0,6$

k = 0,28 – rozměrový součinitel

5.1.3.2 Vzorec Čerkašina (1963)

Vzorec je doporučován pro oblasti Čech a Moravy o velikosti plochy povodí do 300 km^2 .

$$35) \quad Q_{100} = \frac{24,7 \cdot \varphi \cdot v_s^{\frac{2}{3}} \cdot F}{p \cdot L_u^{\frac{2}{3}}}$$

Q_{100} – maximální průtok s průměrnou dobou opakování 1 x za 100 let

[$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

φ – objemový součinitel odtoku [-]

v_s – střední rychlost dobíhání vody v povodí [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

F – plocha povodí [km^2]

p – součinitel vyjadřující vliv tvaru povodí na hodnotu Q_{100} [-]

L_u – délka údolnice [km]

(Havlík 2012)

Stanovení hodnot parametrů vzorce

Objemový součinitel odtoku φ

$$36) \quad \varphi = \frac{H_{s,N} - V_T - R}{H_{s,N}}$$

φ - určíme z mapy izolinií, kterou autor sestavil pro celou ČR. viz příloha

$H_{s,N}$ – výška výpočtového deště doby trvání t_d a doby opakování N [mm]

V_T – velikost infiltrace za dobu t_d [mm]

R – celková retence povodí [mm]

Ale pro malá nebo velmi malá povodí je lepší stanovit hodnotu φ například dle metody CN nebo výpočtem při známé velikosti infiltrace V_T a celkové retenci povodí. (Ředinová et al. 2009)

Průměrná rychlost dobíhání vody v povodí v_s

Závisí na průměrném sklonu svahů daného údolí a zalesněnosti povodí a z daného grafu se odečte hodnota $v_s^{2/3}$. Na malých povodích budou mnohem nižší průměrné doby dobíhání. Ty se odvodí z tabulky průměrné rychlosti stékání vody v povodí (Dub et Němec 1969).

5.2 Metoda čísel odtokových křivek – (CN)

Metoda CN (Curve Numer Method) byla vyvinuta v USA Službou pro ochranu půd (US Soil Conservation Service – US SCS). Metoda umožňuje odvození celkového objemu „přímého odtoku“ a kulminačního průtoku z jednotlivé srážky na zemědělsky a lesnicky využívaných povodích a s jistými omezeními i na povodích urbanizovaných do velikosti plochy povodí cca 5-10 km² což jsou malá povodí. Pod pojmem „povrchový odtok“, se rozumí povrchový odtok a odtok prosakující gravitační vody, která nedosahuje hladiny podzemní vody (hypodermický odtok). (Holý 1994). Přímý odtok zahrnuje odtok povrchový a část odtoku hypodermického. Podíly těchto odtoků se určují právě pomocí čísel určených z CN křivek. Část hypodermického podílu se kterou se počítá je ta, která při vsaku do půdy narazí na málo propustnou vrstvu a opět vyvěrá na povrch.

Základním vstupem pro výpočet CN-křivek je srážkový úhrn, který stejnoměrně rozdělíme na plochu celého povodí. Objem úhrnu je následně transformován pomocí čísel CN-křivek na

objem odtoku. Čísla CN jsou odvozována na základě hydrologických vlastností půd. Jsou to velikost nepropustných ploch, intercepce a povrchová akumulace, velikost a typ vegetačního pokryvu. (Janeček et al. 2002)

Na kulminační průtok přetřansformujeme pomocí teorie jednotkového hydrogramu a doby koncentrace objemu odtoku. Objem odtoku je vyjádřen výškou odtoku H_o ve vztahu k výšce výpočtového deště H_d pomocí čísel odtokových křivek $CN=20$ až 100 (Holý 1994)

Metoda CN může být v praxi použita například pro navrhování a posuzování technických protierozních opatření, jako jsou dráhy soustředěného odtoku - zatravněné údolnice, záchytné příkopy, průlehy, vsakovací pásy nebo malé vodní nádrže.

Tuto metodu však nelze použít pro výpočet odtoku z tání sněhu.

Metoda vychází z předpokladu:

$$37) \quad \frac{H_o}{H_d} = \frac{R_a}{R_p}$$

H_o – výška přímého odtoku [mm]

H_d – výška výpočtového deště [mm]

R_a – aktuální retence povodí [mm]

R_p – potenciální retence povodí [mm]

Aktuální retence povodí R_a představuje akumulaci v povrchových mikrodepresích, v pokryvné vrstvě povrchu, intercepce a infiltraci.

Potencionální retence povodí představuje největší možnou retenci daného povodí. Výška výpočtového deště H_d je uvažována jako maximální jednodenní výška deště $H_{1d,N}$ příslušné periodicity (doby opakování).

Metody CN zohledňují závislost retence povodí na:

-hydrologických vlastnostech půd (infiltrační schopnosti, aj.)

-počátečním stavu nasycenosti půdy

-způsobu využívání půdy (charakter zastavěných a zpevněných ploch, druh zemědělských plodin, druh porostu, způsob obdělávání půdy)

-hydrologických podmínkách (ovlivnění infiltrace vegetačním pokryvem)

Výpočet výšky odtoku H_o

$$38) \quad H_0 = \frac{(H_d - R_1)^2}{H_d + R_p - R_1}$$

H_0 – výška přímého odtoku [mm]

H_d – výška výpočtového deště [mm]

R_p – potenciální retence povodí
(nejvyšší možná retence daného území) [mm]

R_1 – retence povodí v bezodtokové fázi [mm]

Potenciální retence povodí R_p

$$39) \quad R_p = 25,4 \cdot \left[\frac{1000}{CN} - 10 \right]$$

CN – číslo odtokové křivky

Retence povodí v bezodtokové fázi R_1

$$40) \quad R_1 = 0,20 \cdot R_p$$

Stanovení objemu přímého odtoku O_{pH}

K odhadu navrhovaného objemu přímého odtoku pro mísa na území České republiky lze využít N-leté jednodenní srážkové úhrny (Šamaj et al. 1985)

Tab. č. 2 Hodnoty maximálních denních úhrnů srážek pro stanice na území ČR s pravděpodobností opakování za N let podle Gumbelovy statistiky extrémů dle Šamale, Valoviče, Brázdila

Tab. 1 Hodnoty maximálních denních úhrnů srážek pro stanice na území ČR s pravděpodobností opakování za N let podle Gumbelovy statistiky extrémů dle ŠAMAJE, VALOVIČE, BRÁZDILA [17].

Stanice	Pravděpodobnost opakování za N let				
	2	10	20	50	100
Adršpach - Dolní	39,4	76,6	91,8	110,4	124,9
Albrechtice - Jezeří	36,3	56,6	64,8	75,0	82,9
Albrechtice nad Orlicí	36,9	54,7	61,9	70,8	77,8
Arnoltice	35,1	61,5	72,2	85,4	95,7
Aš	33,4	51,5	58,9	67,9	75,0
Babice nad Svitavou	39,5	68,7	80,6	95,2	106,7
Babín, vodárna	35,5	56,7	65,3	75,9	84,1
Bavorov	37,9	63,8	74,4	87,3	97,4
Bečov nad Teplou	32,1	53,7	62,5	73,3	81,8
Bedřichov, Nová Louka	72,6	120,9	140,5	164,7	183,5
Benecko	42,6	67,5	77,7	90,2	99,9
Benešov	38,6	62,0	71,6	83,3	92,4
Bernartice (okr. Písek)	32,9	55,1	64,1	75,2	83,9
Heřmanice	42,9	65,5	74,8	86,1	95,0
Beroun	35,6	54,8	62,6	72,1	79,6
Bežno	34,7	58,2	67,7	79,5	88,6
Bělá pod Bezdězem	31,9	47,8	54,2	62,2	68,4
Běloutín	39,0	60,7	69,6	80,5	89,0
Běštín	37,0	62,0	72,2	84,7	94,5
Bílá Třemešná (přehrada)	35,1	59,3	69,1	81,3	90,7
Bílina	30,4	50,7	58,9	69,1	77,0
Bílý potok	66,8	113,1	132,0	155,1	173,2
Blatná	32,8	51,1	58,8	67,7	74,9
Blatno - Bečov (přehrada) (okr. Chomutov)	36,5	60,1	69,7	81,5	90,7
Bobnice	36,4	58,0	66,8	77,7	86,1
Bohdalov (okr. Žďár n. Sázavou)	35,3	57,8	67,0	78,3	87,1
Bohdaneč (okr. Kutná Hora)	40,2	71,6	84,4	100,1	112,4

Rovnice má tvar:

$$41) \quad H_o = \frac{(H_s - 0,2A)^2}{(H_s + 0,8A)}$$

H_o -- přímý odtok [mm]

H_s -- úhrn přívalové (návrhové) srážky [mm]

A -- potenciální retence [mm], vyjádřena pomocí čísel křivek jako

$$42) \quad A = 25,4 \cdot (1000 / CN - 10)$$

Dále pak objem přímého odtoku vypočítáme pomocí vztahu:

$$43) \quad O_{pH} = 1000 \cdot P_p \cdot H_o \quad [m^3]$$

P_p -- plocha povodí [km²]

Čísla odtokových CN-křivek jsou tabelována dle charakteristik týkajících se půdního podloží. Jsou to :

- a) Hydrologické vlastnosti půdy- 4 skupiny A, B, C, D
- b) Vlhkost na základě srážek během posledních 5 dnů (IPS I-III)
- c) Využití půdy, způsob obdělávání a vegetační kryt

a) Klasifikace povrchu půdy založena na třech činitelích

- druhu půdy, který se určuje podle US SCS (US Soil Conservation Service), jenž rozděluje dané půdy podle druhů do čtyř skupin, které se označují písmeny A,B,C,D. Dále uvádí popis jednotlivých skupin a minimální rychlosti infiltrace vody. Pro přibližnou orientaci při zařazování půd do hydrologických skupin je možné použít tabulku. (Janeček et al. 2002)

Tab. č. 2 Charakteristika hydrologických vlastností půd

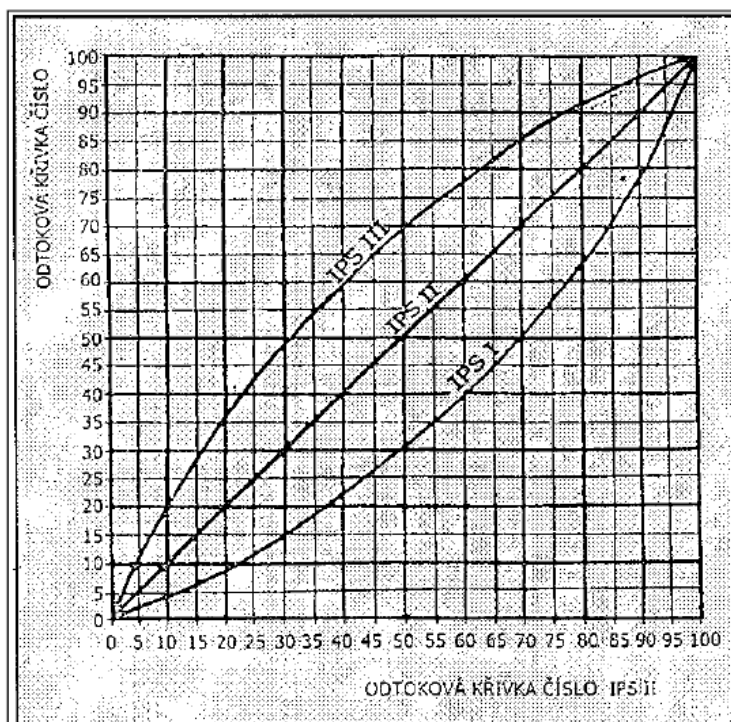
Skupina půd	Charakteristika hydrologických vlastností
A	Půdy s vysokou rychlostí infiltrace (větší než 0,12 mm/min) i při úplném nasycení, zahrnující převážně hluboké, dobře až nadměrně odvodněné písky nebo štěrky
B	Půdy se střední rychlostí infiltrace (0,06 až 0,12 mm/min) i při úplném nasycení, zahrnující převážně půdy středně hluboké až hluboké, středně až dobře odvodněné, hlinitopísčité až jílovitohlinité
C	Půdy s nízkou rychlostí infiltrace (0,02 až 0,06 mm/min) i při úplném nasycení, zahrnující převážně půdy s málo propustnou vrstvou v půdním profilu, půdy jílovitohlinité až jílovité
D	Půdy s velmi nízkou rychlostí infiltrace (méně než 0,02 mm/min) i při úplném nasycení, zahrnující převážně jíly s vysokou bobtnavostí, půdy s trvale vysokou hladinou podzemní vody, půdy s vrstvou jílu na povrchu nebo těsně pod ním a mělké půdy nad téměř nepropustným podložím

Janeček et al. 2002

Janeček et al. 2002, Ochrana zemědělské půdy před erozí, ISV, Praha,

b) Vliv nasycenosti na číslo odtokové křivky CN

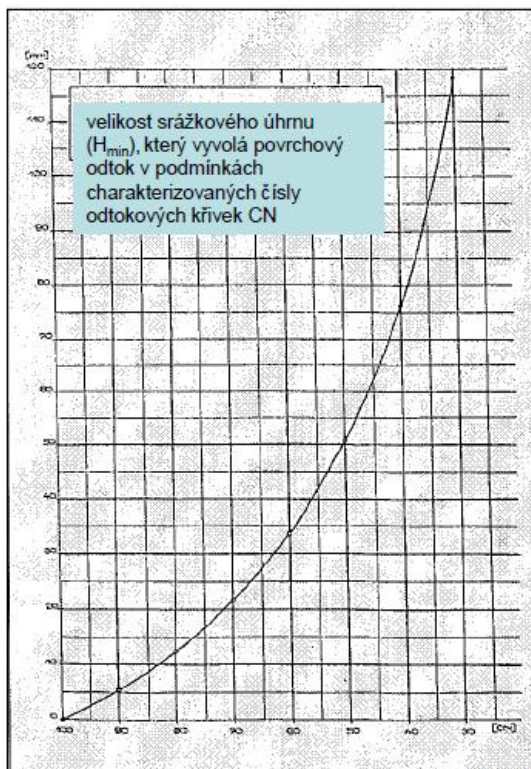
IPS - index předchozího nasycení



Janeček et al. 2002

c) průměrná čísla odtokových křivek pro IPS II

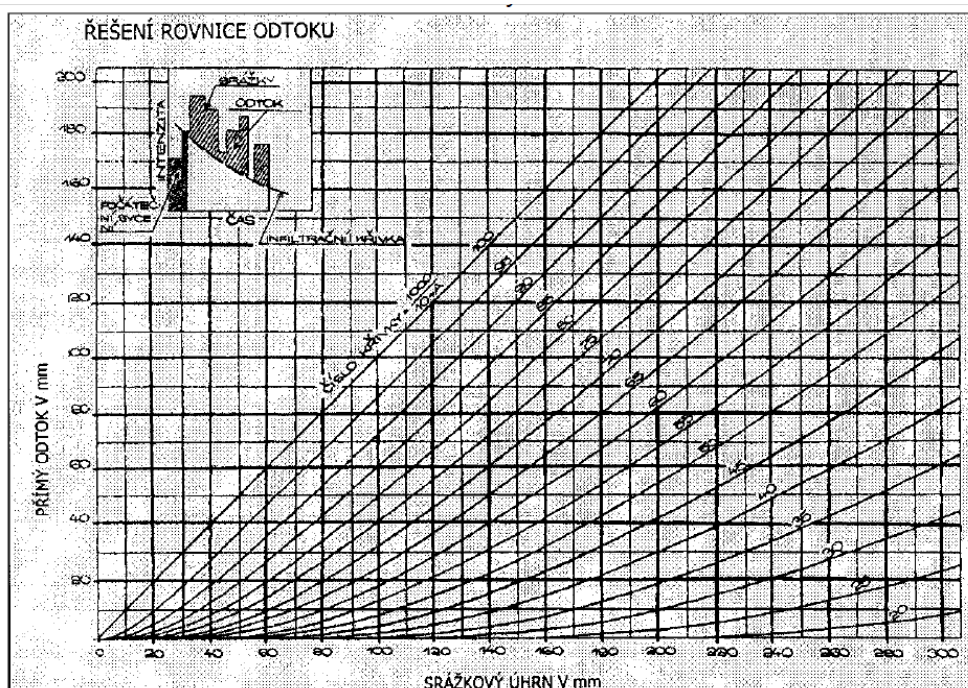
ad 3. - průměrná čísla odtokových křivek pro IPS II



(Janetěk a kol., 2002)

Využití půdy	Způsob obdělávání	Hydrologická podmínky	Čísla odtok, křivek - CN hydrolog. skupiny pad			
			A	B	C	D
Úhor	Cestně zkypatý	Sp	77	86	91	94
	Pz	Sp	76	85	90	93
	Pz	Dp	74	83	88	90
	Pt	Sp	72	81	88	91
	Pt	Dp	67	78	85	89
	Pt + Pz	Sp	71	80	87	90
	Pt + Pz	Dp	64	75	82	85
	Vt	Sp	70	79	84	88
	Vt	Dp	65	75	82	85
	Vt + Pz	Sp	69	78	83	87
Širokotrádkové plodiny (okopaniny)	Vt + Pz	Dp	64	74	81	85
	Vt + Pt	Sp	66	74	80	82
	Vt + Pt	Dp	62	71	78	81
	Vt + Pt + Pz	Sp	65	73	79	81
	Vt + Pt + Pz	Dp	61	70	77	80
	Pt	Sp	65	76	84	88
	Pt	Dp	63	75	83	87
	Pt + Pz	Sp	64	75	83	86
	Pt + Pz	Dp	60	72	80	84
	Vt	Sp	63	74	82	85
Úzkotrádkové plodiny (obilniny)	Vt	Dp	61	73	81	84
	Vt + Pz	Sp	62	73	81	84
	Vt + Pz	Dp	60	72	80	83
	Vt + Pt	Sp	61	72	79	82
	Vt + Pt	Dp	58	70	78	81
	Vt + Pt + Pz	Sp	60	71	78	81
	Vt + Pt + Pz	Dp	58	69	77	81
	Pt	Sp	66	77	85	89
	Pt	Dp	64	75	83	87
	Pt + Pz	Sp	64	75	83	86
Víceleté plodiny, lukovníky	Vt	Sp	64	75	83	86
	Vt	Dp	63	74	82	85
	Vt + Pz	Sp	63	73	80	83
	Vt + Pz	Dp	61	72	79	82
Pasviny s pokryvem	< 50 %	-	68	79	86	89
	50 - 75 %	-	49	69	79	84
	> 75 %	-	39	61	74	80
	sklizené	-	30	58	71	78
Louky	< 50 %	-	48	67	77	83
	50 - 75 %	-	35	56	70	77
	> 75 %	-	30	48	65	73
Sady se zatavným mezifadím	Sp	57	73	82	86	
	Sř	43	65	76	82	
	Dp	32	58	72	79	
	Sp	45	66	77	83	
Lesy	Sř	36	60	73	79	
	Dp	30	55	70	77	
	Dp	30	55	70	77	
Zemědělské dvory	59	74	82	86		
	Komunikace s příkopy	děložně, zvíčně, makadamové, šterkové, nezpevněné, hlíněné	83	89	92	93
	76	85	89	91		
	72	82	87	89		
muštné plochy	98	98	98	98		

Grafické vyjádření závislosti výšky přímého odtoku H_o na srážkovém úhrnu (H_s) v číslech odtokových křivek CN



(Janeček et al. 2002)

- hydrologické podmínky odtoku vody (jsou označeny jako špatné průměrné a dobré).

Ovlivňuje je předcházející vlhkost půdy, která se dle SCS uvádí do tří vlhkostních případů :

Třída I – půdy suché, nedosahují však bodu vadnutí

Třída II – vlhkostní poměry jsou průměrné

Třída III – za posledních pět dnů se objevil přívalový nebo dlouhotrvající déšť

a nízké teploty, půda je vodou nasáklá.

• Stanovení doby koncentrace a doby doběhu

- Doba doběhu (T_t) je doba, za kterou se voda přemístí z jednoho místa povodí na jiné. Neboli část doby koncentrace (T_c), jenž je potřebná pro odtok z hydraulicky nejvzdálenějšího místa v povodí do uzávěrového profilu povodí. Počítá se jako součet všech dob doběhu.

- Voda při odtoku z povodí nejdříve v horních částech odtéká jako plošný povrchový odtok následně přechází v soustředěný odtok o malé hloubce a na závěr teče jako soustředěný odtok v otevřeném korytu.

Plošný povrchový odtok

- Pro plošný povrchový odtok kratší než 100 m platí Manningova kinematická rovnice :

$$44) \quad T_{ta} = \left[0,007 \cdot (n \cdot l / 0,3048)^{0,8} \right] \div \left[(H_{S2} / 25,4)^{0,5} \cdot S^{0,4} \right]$$

T_{ta} -- doba doběhu [h]

n -- Manningův součinitel drsnosti dle tab.č.3

l -- délka proudění [m]

H_{S2} - dvouletý 24 hodinový déšť [mm]

S -- hydraulický sklon povrchu [$tg \alpha$]

Tab.č.3 Manningův součinitel drsnosti (n) pro plošný odtok.

Popis povrchu	n
Hladký povrch /beton, asfalt, štěrka, holá půda/	0,011
Úhor bez posklizňových zbytků	0,05
Obdělávaná půda s posklizňovými zbytky pokrývajícími < 20 % povrchu	0,06
> 20 % povrchu	0,17
Travní porost: nízký, řídký	0,15
střední	0,24
vysoký, hustý	0,41
Les s bylinným porostem do 3 cm: slabý	0,40
hustý	0,80

(ENGMAN 1986)

Soustředěný odtok o malé hloubce

Zhruba po 100 m se zpravidla plošný odtok mění na soustředěný odtok o malé hloubce a doba doběhu (T_{tb}) je podílem délky proudění k jeho rychlosti :

$$45) \quad T_{tb} = l / 3600 \cdot V$$

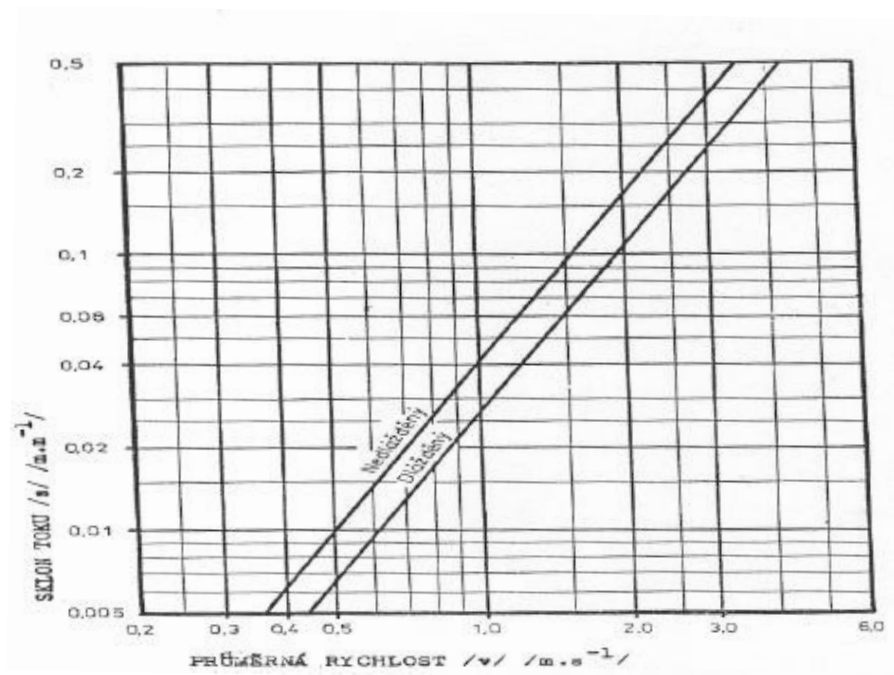
T_{tb} -- doba doběhu [h]

l -- délka proudění [m]

V -- průměrná rychlost [m . s⁻¹]

K určení průměrné rychlosti [V] lze využít graf č.1

Obr. č. 3 Průměrná rychlost pro stanovení doby doběhu u mělkého koncentrovaného proudění.



(ENGMAN 1986)

Odtok v otevřeném korytu

O otevřeném korytě můžeme mluvit od místa, kde lze zaměřit příčný profil. Průměrná rychlost proudění se obvykle stanoví pro průtok **plným** korytem dle Manninga :

$$46) \quad v = \frac{1}{n} \cdot R^{\frac{2}{3}} \cdot s^{\frac{1}{2}}$$

v -- průměrná rychlost

R -- hydraulický poloměr

F -- plocha příčného profilu

O -- omočený obvod

s -- sklon koryta toku

n -- Manningův drsnostní součinitel pro průtok otevřeným korytem tabulka č.

Dále dopočítáme dobu doběhu (T_{tc}) pomocí vztahu:

$$47) \quad T_{tc} = l / 3600 \cdot v$$

Tab. č. 4 Manningův součinitel drsnosti (n) pro průtok otevřeným korytem.

Charakteristika koryta	n
Betonové tvárnice spárované	0,012
Betonové tvárnice	0,013
Struskobetonové tvárnice "Klas"	0,014
Kamenná dlažba spárovaná	0,022
Polovegetační tvárnice	0,025
Zemní koryto pravidelné, kosené	0,025
Kamenná dlažba na sucho, hrubá	0,029
Kamenná rovnanina	0,032
Polovegetační tvárnice, vzrostlý drn	0,033
Zemní koryto pravidelná, nekosená	0,033

(JÚVA et al. 1984)

Doba koncentrace T_c

Je součtem dob doběhu T_t pro různé po sobě následující úseky proudění:

$$48) \quad T_c = T_{ta} + T_{tb} + T_{tc} \quad [h]$$

- Stanovení kulminačního průtoku z přívalové srážky

Kulminační průtok (Q_{pH}) vypočítáme ze vztahu:

$$49) \quad Q_{pH} = 0,00043 \cdot q_{pH} \cdot P_p \cdot H_o \cdot f$$

Q_{pH} -- kulminační průtok (m^3/s)

q_{pH} -- jednotkový kulminační průtok [$m^3 \cdot s^{-1}$]... (určí se z nomogramu na obrázku č.)

P_p -- plocha povodí [km^2]

H_o -- přímý odtok [mm]

f -- opravný součinitel pro nádrže, rybníky a mokřady (tab č.5)

Tab. č. 5 Opravný součinitel pro nádrže, rybníky a mokřady

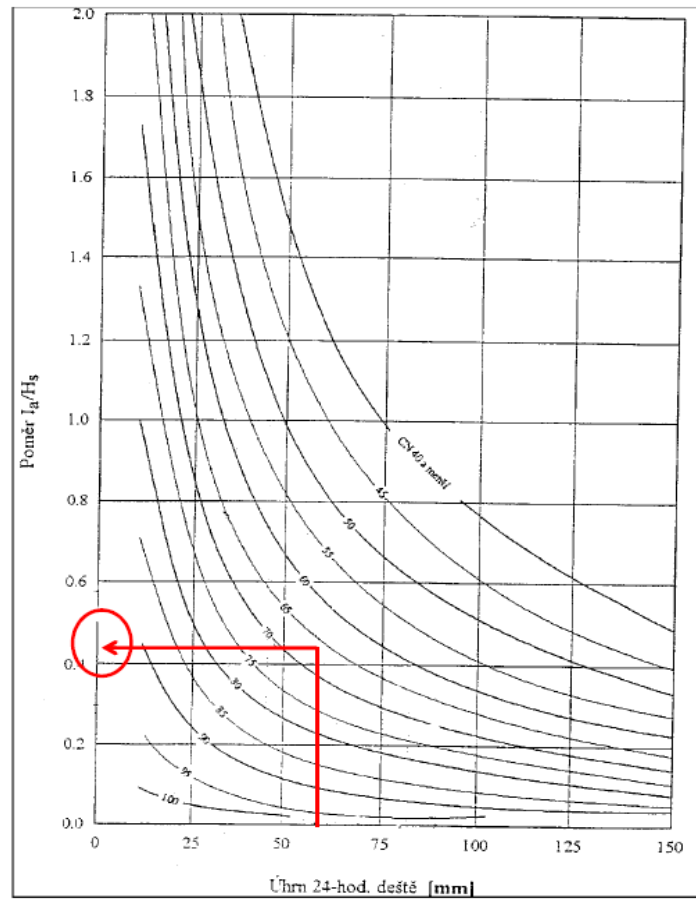
vodní plochy zaujímají 0 % -	f = 1,0
vodní plochy zaujímají 0,2 % -	f = 0,97
vodní plochy zaujímají 1,0 % -	f = 0,87
vodní plochy zaujímají 3,0 % -	f = 0,75
vodní plochy zaujímají 5,0 % -	f = 0,72

(Janeček et al. 2002)

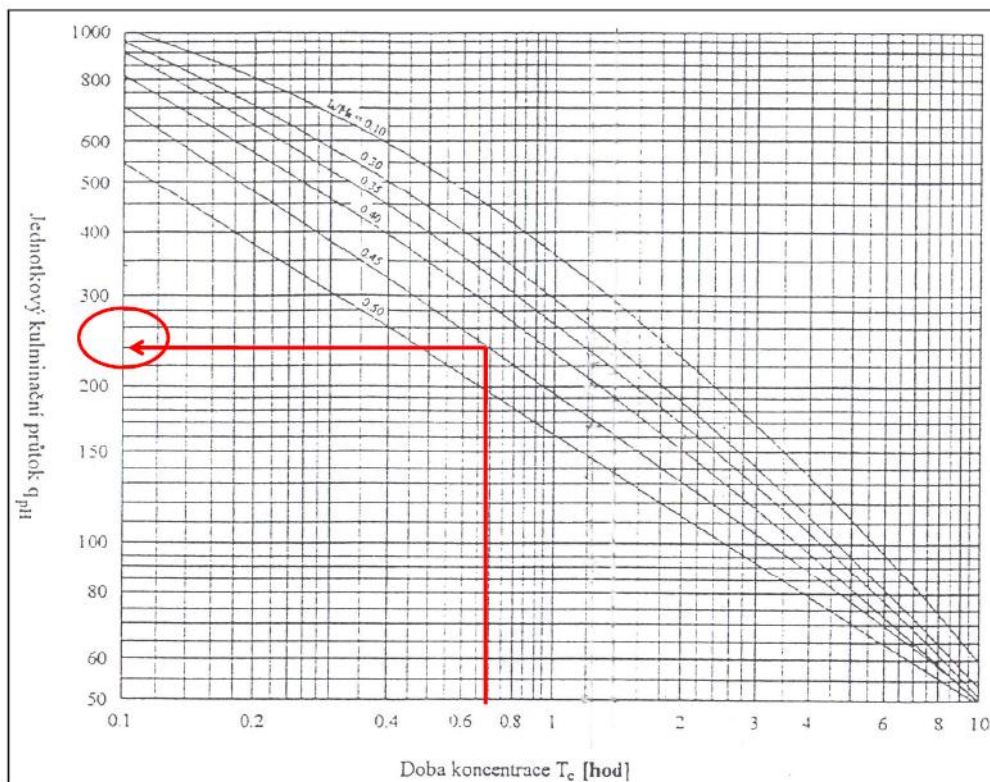
Nomogram, ze kterého se na základě úhrnu deště a CN-křivek odečte poměr I_a / H_s

H_s - úhrn návrhového deště

I_a - počáteční akumulace



(Janeček et al. 2002)



Nomogram ze kterého pomocí doby koncentrace můžeme odečíst jednotkový kulminační průtok q_{pH} podle poměru I_a / H_s (Janeček et al. 2002)

5.3 Metoda jednotkového hydrogramu (Unit Hydrograph)

Metodu jednotkového hydrogramu je možné použít pro odvození charakteristik povodňové vlny, ale jedině za předpokladu, že jsou k dispozici alespoň krátkodobá ombrografická měření dešťů a jimi vyvolané hydrogramy. (Hrádek et Kuřík 2002)

Metoda je založena na úvaze, že na daném území deště o stejné době trvání vyvolají různé intenzity hydrogramů, které jsou si podobny svým tvarem za předpokladu, že půdní poměry, sklonové poměry a využití pozemků v povodí jsou stejné a zároveň, že bude stejné i časové a plošné rozdělení deště na stejném stavu nasycenosti povodí. (Hrádek et Kuřík 2002)

Základní principy MJH:

Deště mají stejnou dobu trvání, ale různou intenzitu rovnoměrného časového a plošného rozložení. Vyvolávají tedy hydrogramy o stejných časových základnách, nezávisle na výšce (úhrnu) deště. Předpokládá se, že déšť je dostatečně intenzivní a má dostatečnou dobu trvání pro vyvolání odtoku z celého povodí. (Dub et Němec 1969)

Podobnost hydrogramů, vyvolaných dešti stejné doby trvání a různé intenzity je vyjádřena:

$$50) \quad \frac{Q_{1,t}}{Q_{2,t}} = \frac{W_{1,t}}{W_{2,t}} = \frac{W_1}{W_2}$$

$Q_{1,t}; Q_{2,t}$ - pořadnice vybraných hydrogramů (1,2) v čase t přímého odtoku to znamená:
- (po separaci podzemního odtoku)

$W_{1,t}; Q_{2,t}$ – objemy částí hydrogramů přímého odtoku za dobu t od začátku odtoku

$W_1; W_2$ - celkové objemy hydrogramů přímého odtoku

(Hrádek et Kuřík 2002)

Superpozice funguje na základě určení výsledné čáry průtoků, vytvořené několika jednotkovými dešti postupným sčítáním pořadnic jednotkových hydrografů. (Dub et Němec 1969)

5.4 Hydrologické modely

Matematické modelování v hydrologii má za cíl vyjádření časové a prostorové závislosti daných veličin, které charakterizují hydrologický režim modelového objektu. Matematické modely umožňují simulaci přírodních hydrologických procesů za různých situací, což v praxi znamená, že se dají využít pro předpovědi a návrhové účely (Kovář 1973).

Matematický model srážko-odtokového procesu reprezentuje zjednodušený množstevní vztah mezi vstupními a výstupními hodnotami daného hydrologického systému (Daňhelka et al. 2003). Ten je specifikován jako soubor převážně fyzikálních jevů, působící na vstupní proměnné, jenž pak přeměňuje na výstupní veličiny. V matematickém pojetí jde tedy o algoritmus řešení soustavy rovnic, které charakterizují složení a chování daného systému (Clarke 1973).

Hydrologické procesy jsou ovlivněny řadou faktorů, které spolu spolupůsobí jak příčinně, tak i náhodně. Z tohoto důvodu je nutné zjednodušení tohoto procesu pro účel modelování procesů za různých podmínek u faktorů, které nemají zásadní vliv. Obecně platí, čím více je model složitější, o to větší množství údajů používá a je důležité dát si pozor na přeparametrizování daného modelu, které má za následek více neurčitostí v konečném výsledku. (Beven 2002)

Rozdělení srážko-odtokových modelů

Do dnes se podařilo vyvinout celou řadu modelů, které můžeme rozlišit podle různých přístupů k jednotlivým komponentám srážko-odtokových procesů nebo ke skladbě zájmového povodí často v důsledku toho, pro jaký účel a jakou oblast byl model vytvořen.

V průběhu času se ukázaly podobnosti nebo naopak rozdílnosti v jednotlivých pojetích, pomocí kterých se pak hydrologické modely začlenily do různých skupin (BECKER et SERBMAN 1990).

Rozdělení matematicko-hydrologických modelů slouží k základní představě o jejich uplatnění a smyslu použití (DIPLOMKA STEJNAHR. Dále by uživateli mělo pomoci s výběrem vhodného modelu, který je použitelný pro řešení konkrétní problematiky (BECKER et SERBMAN 1990). Stručné popsání modelů a přesné vysvětlení jejich výstupů není vždy snadné, zvláště jedná-li se o model, který ke svému vyřešení využívá kombinaci přístupů či různých metod vycházejících z různých předpokladů, ať už matematických, fyzikálních či empirických. (DIPLOMKA STEJNAHR)

Z hlediska aplikace modelů je dělíme do dvou základních skupin. A to:

- **návrhové (predikční)**
- **operativní (předpovědní)**

Návrhové se používají jako základ civilního inženýrství pro stavbu vodních děl apod. (Dingman 2002), či jak uvádí (Daňhelka 2003) jejich oblast použití je pro navrhování a plánování či případně pro konzultování v oblastech vodního hospodářství. Modely sloužící k předpovědi se používají v oblastech operativní hydrologie k předpovědi odtoku z povodí na srážku.

Dělení z hlediska typu systému

Podle druhu systému jde modely dělit na elementární a komplexní. Elementární je tvořen jednotkou se stálými charakteristikami, tzv. hydrotopem, jímž by mohla být například malá odtoková plocha, zvodnělá vrstva nebo také nádrž či jezero. Jednotný systém utváří velké odtokové plochy, povodí nebo systém říčních sítí, nádrží a jezer (DAÑHELKA et al., 2002).

Rozlišení z hlediska typu hydrologického procesu

Proces, který je modelován, můžeme rozlišovat podle toho, jedná-li se o model výpočtu půdní vlhkosti, evapotranspirace, proudění podzemní vody, proudění v korytě (postup povodňové vlny), šíření znečištění nebo režim splavenin. (Janíček)

Poté dělíme modely podle způsobu rozčlenění topografie a to z hlediska dělení vstupních a stavových veličin na:

- **celistvé**
- **distribuované**
- **semi-distribuované**
- **modely 1D, 2D, 3D**

Celistvé mají parametry v celém výpočetním procesu neměnné na rozdíl od parametrů **distribuovaných** modelů, které se dokážou měnit v závislosti na čase i prostoru. Modely založené fyzikálně disponují pouze s daty zajištěnými měřeními nebo odvozením a je možné, že při dostatečném množství dat se nemusí kalibrovat (Daňhelka 2003). Převážně se jedná o hydrodynamické modely, o kterých se následně budu zmiňovat. U **semi-distribuovaných** se zpravidla obmění jen některé parametry tvořící přechod mezi počáteční a následnou skupinou modelů. Modely **1D** představují hladinu mezi příčnými profily. Dají se využívat k utváření říčních systémů, předpovědi povodní. **2D** modely slouží ke zjištění informací o vodním a rychlostním stavu. Tyto modely se např. používají pro výpočty týkající se plavebních kanálů. **3D modely** se nepoužívají tak často jako **1D** a **2D**, pomocí kterých můžeme určit, zda je větší rychlost u hladiny či u dna toku (Graham et Butts 2005)

Modely můžeme dělit i podle časového a prostorového hlediska a to na:

- **kontinuální**
- **diskrétní (epizodní)**
- **regionální**
- **lokální**

Kontinuální modely jsou založeny na dlouhých časových řadách srážek a velkém množství nezbytných hydrometeorologických dat. **Diskrétní** modely používají krátkou časovou řadu do které nezasahují nepřivalové srážky (Kovář 1990). Ovšem, že mnoho jiných modelů může posloužit pro oba účely. **Regionální** lze uplatnit na povodích o velikostech sto až tisíců km². Mezi **lokální** modely řadíme ty, které se používají na povodích o rozloze desítek km².

Dle rozsahu výpočtů částí hydrologického cyklu můžeme dle Kováře (1990) dělit modely na:

- **komplexní** (snaha popsat celý hydrometeorologický cyklus)
- **komponentní** (popisování jen vybraných částí hydrologického cyklu)

Podle Dingmana je účelné dělit modely i podle způsobu výpočtu a to na:

- **0-dimenzionální**
- **analytické**
- **numerické**
- **hybridní**

Výpočty **0-dimenzionálních** modelů se nezakládají na daném souřadnicovém systému. Většinou je můžeme použít u celistvých modelů. **Analytické** řešení kalkuluje v souřadnicovém systému s diferenciálními rovnicemi, u kterých je možnost řešení analytického. Při **numerickém** řešení jsou diferenciální rovnice upravovány metodou

konečných diferencí, konečných prvků, konečných objemů a mnoha dalších. Za **hybridní** východisko se považuje spojení 0-dimenzionálního řešení a formálního řešení pro model.

Za jedno z primárních možností rozdělení hydrologických modelů považuje Zeman (1994) hledisko kauzality:

- **stochastické**
- **deterministické**

Jestli jakákoli proměnná vycházející v modelu je nahodilá, tj. má nějaké pravděpodobnostní rozčlenění, jedná se potom o model stochastický (Kovář 1990). Parametry jsou náhodně vytvářeny a poté dva shodné soubory vstupních dat mohou mít různé výsledky. **Stochastické** modely ještě rozdělujeme na pravděpodobnostní modely a na modely pro generování časových řad (Zeman 1994). Používají se při přibližných výpočtech hodnot funkce časových řad nebo hydrologických parametrů. Musí však být zachovány základní statické charakteristiky. Typickým příkladem je model ARIMA (Daňhelka 2003) DAÑHELKA J. et kol., 2003: Posouzení vhodnosti srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR. ČZU a ČHMÚ, Praha

U **deterministických** modelů je každá proměnná zastoupena jednou hodnotou a vztah mezi nimi i k parametrům je pouze příčinný tedy deterministický. Deterministické modely v hydrologické aplikaci mají za úkol popsat matematickými rovnicemi co nejpřesněji vztahy dané fyzikální představy, která je předmětem našeho zájmu. Čím popisujeme fyzikální vztahy výstižněji, tím jsou pochopitelně přesnější. V praxi ale větší přesnost matematického popisu znamená náročnější požadavky na vstupní data. S ohledem na nižší kvalitu i kvantitu sledovaných proměnných a tím i dedukovaných parametrů se vyvinuli **dvě hlavní větve deterministických modelů** (Kovář 1990):

- **hydrodynamické modely (“white box”)**
- **hydrologické (parametrické) modely**

Hydrodynamické modely (“white box”) členíme do dvou větví

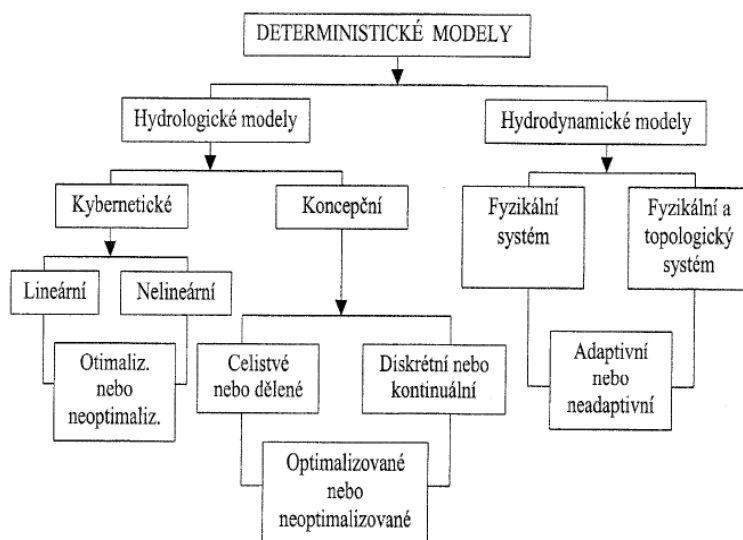
- **komplexní modely**
- **komponentní**

Hydrologické modely se dělí podle dvou přístupů:

- **kybernetický (“black box“)**
- **koncepční (“grey box“)**

dle (obr...)

Obr. č. 4 Podrobné rozdělení deterministických modelů



(Kovář 1990)

Ve vodohospodářské praxi mají uplatnění co se týče veškerých oblastí. Obecně můžeme říci, že jsou jejich uživatelům srozumitelnější, jelikož se vnitřním uspořádáním podobají jednotlivým procesům hydrologického cyklu a jsou tak fyzikálně i matematicky pochopitelnější a nemají požadavky na existenci extrémně dlouhých řad (Daňhelka 2003).

Kybernetické modely (“black box“)

Modely tohoto typu se soustředí převážně na transformační funkci systému. Nepočítá se s změnami stavových veličin, ani není podstatné složení systému. Používá metody systémové analýzy z oboru kybernetiky pro zkoumání systému (Kovář 1990). Hodí se pro systémy s jednotným chováním a složením. Pro správnou funkčnost programu jsou potřebná i výstupní data, z důvodu rozlišení funkce, která vyznačuje chování systému. Jelikož je vztah mezi vstupními a výstupními daty zpravidla jen empirický, vyžadují tyto modely časté recalibrování. Princip black box modelu je často používán jako komponenta větších modelů (Daňhelka 2003). Do modelů black box můžeme zařadit kupříkladu Nashův model *Triangle*, který je založen na koncepci jednotkového hydrogramu či modelu akumulčního typu. Dále doogův model nebo jiné modely odlišných kombinací kaskád a fiktivního systému nádrží jakým je např. *Tank model*, jenž je bilančním modelem představujícím hydrologický cyklus konečným počtem hydrologických nádrží. Schematické složení povodí je vyjádřené uspořádáním těchto nádrží. Toto pojetí nezahrnuje hybnostní a energetické vztahy, počítá pouze se vztahy kinematickými. Nejlepší varianty veličin jsou parametry přepadů (vstupů) a výpustí (výstupů). (Beven 2002)

Mezi tyto modely například patří Hydrologický model **DesQ – MaxQ**. Tento model byl vytvořen prof. Hrádkem v roce 1997. V roce 2000 byl aktualizován na základě připomínek uživatelů a nového výzkumu autorů. Aktualizovaná verze nese název DesQ-MaxQ. Zkratka DesQ znamená návrhový průtok, MaxQ potom maximální průtok, v souvislosti s průchodem povodňových vln. Model je určen pro povodí typu otevřené knihy,

do velikosti 10 km². V případě větších povodí lze model použít na menších sub-povodích. Jak z charakteristiky vyplývá, model je určen pro neměřená malá povodí. K jeho aplikaci tak nepotřebujeme žádné údaje o průtocích a vodních stavech na drobných vodních tocích. Svým charakterem se jedná o „black-box“ deterministický model, tak vhodný pro užívání v geografii bez speciálních znalostí hydrodynamiky a hydrauliky. Na katedře UP je k dispozici nejnovější verze modelu 6.0. Vybrané kapitoly z hydrologie, 2009, online: HYDRO.upol.cz 5.4.2012

Tento model vychází z odvozených hydrologicko-hydraulických závislostí procesů svaňového odtoku. Tento model je možno použít pro výpočet maximálního odtoku z povodí, které lze schematizovat například jednou odtokovou plochou (svahem) a nebo modelovým povodím ve tvaru otevřené knihy, což jsem aplikoval na mé povodí. Hydrologický model umožňuje výpočet maximálních N – letých průtoků, objemů povodňových vln a odvození jejich tvarů. Dále se dá pomocí tohoto modelu vypočítat charakteristika hydrogramů území ovlivněných antropogenní činností. (Hrádek et Kuřík 2001)

Model DesQ-MaxQ umožňuje:

- Výpočet maximálních N-letých (návrhových) průtoků a objemů povodňových vln, vyvolaných přívalovým deštěm „kritické“ doby trvání.
- Výpočet maximálních průtoků a objemů povodňových vln, vyvolaných dešti zadané doby trvání, příslušné náhradní intenzity.
- Odvození tvaru povodňových vln (časové řady).
- Výpočet charakteristik hydrogramů, ovlivněných antropogenní činností v povodí (změna ve způsobu využití pozemků v povodí, rozšíření zpevněných ploch v povodí urbanizací, aj.). (Hrádek et Kuřík 2001)

Koncepční modely (“grey box“)

Pro modely tohoto typu je význačné vytvářet jednotlivé komponenty hydrologického cyklu nebo cyklus jako celek za pomoci matematických vztahů. Jde o modely konceptuální, jenž odráží základ zákonitostí ve zjednodušené (koncepční) formě (Daňhelka 2003). U tohoto typu modelů jde o co největší podobnost mezi strukturou modelu a strukturou zkoumaného jevu. Tento přístup se snaží vyhnout prostorovým vztahům a soustřeďuje se na předpoklad, že k prostorové změně veličin dochází jen na ukázkových bodech daného objektu. Díky tomuto zjednodušení lze řešení často převést na obyčejné diferenciální rovnice, kde je jediná proměnná čas. Pro mnoho koncepčních modelů je však nutno v identifikační fázi jejich použití kalkulovat s upřesněním parametrů pomocí některé z optimalizačních technik. Jako koncepční model by bylo dobré uvést **Stanfordský model**,

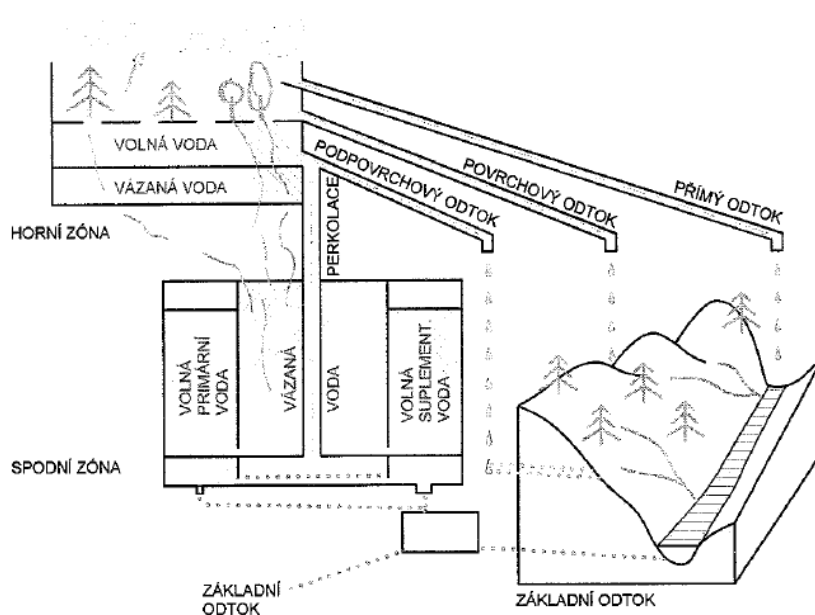
jenž jako první na světě aplikoval lineárně shromažďovací rozdělení hodnot vybraných parametrů kolem jejich průměrných hodnot na povodí. Model disponuje 34 parametry z nichž minimálně čtyři je nutno optimalizovat. Zbylé parametry je možno vyloučit z mapových podkladů, průzkumů a hlavně z naměřených dat srážkových úhrnů, průtoků, a některých meteorologických dat (Kovář 1990). Jako další příklad je dobré uvést model **BROOK90**, který disponuje velkým množstvím parametrů se zadanými hodnotami a pro obdržení směřodatných výsledků jej nemusíme optimalizovat. Použit lze na všech typech povrchu. Model určuje intercepci a transpiraci z jedné rostlinné vrstvy; akumulaci a tání sněhu, půdní a sněhovou evaporaci a také povrchový a podpovrchový odtok (Dingman 2002).

V současné době patří **Sacramento**, k nejpoužívanějším koncepčním modelům. Jeho schéma (obr. č. 4). Sacramento Soil Moisture Accounting model (**SAC-SMA**) je součástí knihovny modelovacích technik systému NWSRFS (National Weather Service River Forecast System) vyvíjený od poloviny 70. let národní meteorologickou službou (NWS) v USA (BURNASH 1995). Hlavními tvůrci tohoto programu jsou Robert Burnash a Larrym Ferralem. Jedná se o **konceptuální** hydrologický model založený na parametrizaci charakteristik půdní vlhkosti. Model pracuje na základě aktivní vrstvy půdy reprezentované dvěma zónami a to dolní (disponující zásobou vody na dlouhou dobu jako např. půdní vlhkost a podzemní voda) a horní (zásoba vody na krátkou dobu). Obě tyto zóny mají vodu vázanou, na kterou má vliv adheze či koheze a dále jednu či více nádrží s vodou o volné hladině, na kterou nepůsobí půdní částice, proto se může pohybovat volně ve směru gravitace. Horní zónu srážka nejprve naplní jako nádrž s vodou vázanou, ve které je voda zadržena a může se pouze odpařit pomocí evaporace. Kapacita této nádrže vyjadřuje množství srážek, které je potřebné k zaplnění všech pórů v horní části půdního profilu. Jakmile se naplní zásobník s vodou vázanou v horní části, začne postupně docházet k plnění zásobníku pro vodu volnou. Jen co se naplní obě horní nádrže vodou dochází k perkolaci do dolní vrstvy a nebo voda odtéká jako podpovrchový odtok. Každá srážka přesahující kapacitu v horní části vody vázané a volné vychází jako rychlá odezva povodí v podobě přímého odtoku. Dolní část také disponuje nádržemi pro vodu vázanou a volnou, přičemž jen co dojde k naplnění nádrže na vodu vázanou, pomocí perkolace se zahájí plnění dvou nádrží s vodou volnou. Právě odtok z těchto dvou nádrží vytváří krátkodobý a dlouhodobý základní průtok (Burnash et Ferral 1996). Jak uvádí Daňhelka (2003), předpokládá se, že odvodňování spodní části probíhá dle Darcyho zákona. Velikost toku můžeme určit, jako součin hydraulické vodivosti a gradientu mechanické energie. V případě modelu Sacramento je vynásoben součinitel vodivosti zbytkovou volnou vodou. Tento předpoklad však nedovoluje simulaci většího počtu typů odtoků, jak je například možné pozorovat ve volné přírodě. Za předpokladu, že model disponuje dvěma typy spodních částí s volnou vodou (primární část, jenž se vyprazdňuje velice pomalu a tím poskytuje základní odtok pro dlouhodobé období a druhý typ, jenž podporuje odtok při období s velmi řídkými srážkami) je možná kombinace těchto částí, primárních a sekundárních, které se odvodňují

nezávisle na Darcyho zákonu a dovolují aproximaci různých typů odtoků vyskytujících se v reálné přírodě (Burnash et Ferral 1996).

Při každém časovém kroku se vstupy a výstupy z různých zásobníků sečtou a tím umožní určení celkového objemu. Model tohoto typu je vhodný také pro povodí o rozloze větší než 1000 km². V Česku je tento model součástí knihovny modelovacích technik předpovědního systému Aqualog, který je již používán na ČHMÚ k operativní předpovědi pro povodí Labe a Vltavy (Daňhelka 2003)

Obr. č. 5 Schéma modelu SAC-SMA



(Daňhelka 2003)

Hydrodynamické modely (“white box“)

Pojetí těchto modelů je opakem smyslu kybernetických modelů. Jsou založeny na fyzikálním základě, snaží se respektovat principy zachování hmoty, hybnosti a energie. Hlavní podstatou systému je možnost vyjádření pomocí diferenciálních rovnic. Algoritmus řešení těchto rovnic, převedených do algebraických lineárních rovnic, je velice praktickou stránkou hydrodynamického modelu. Zatímco struktura systému je součástí konceptuálních hydrologických modelů, u hydrodynamických modelů je vložena přímo do základních rovnic. Pro sestavení a implementaci je nutné mít dle Kováře (1990) následující informace:

Správně vyhraněné přírodní zákony v souvislosti se kterými daný přírodní proces probíhá a je popsán formou parciálních diferenciálních rovnic (jako např. rovnice kontinuity a pohybové).

Geometrický systém který je důležitý k diskretizaci diferenciálních rovnic do rovnic diferenčních. Numerické schéma, jenž umožňuje převádění základní rovnice do diferenčního tvaru za využití geometrického systému.

Poté hodnoty parametrů hydrologických a hydraulických proměnných. Na závěr je podstatné správně určit počáteční a okrajové podmínky.

Obecný odtokový model většinou zahrnuje sub-modely tří stěžejních procesů. První proces je **PRODUKCE** efektivního deště z deště příčinného včetně výpočtu příslušných ztrát. Druhý je **TRANSFORMACE** efektivního deště do povrchového a podpovrchového odtoku a poslední je proces **PROPAGACE** charakteristik daného odtoku v místě řešení času a prostoru. Průběh produkce a transformace je modelován pomocí konceptuálního modelu. Při procesu propagace má mnohem lepší uplatnění hydrodynamický model. Odvození základních hydrodynamických rovnic provedl St. Venant (Kovář 1990).

Mezi zástupce tohoto typu modelů můžeme jmenovat například **TOPMODEL**, který jak uvádí Beven (2001) se zakládá na principech hydrologické podobnosti, jenž má základ v podobnosti různých bodů na povodí za pomoci jednoduchých teorií o půdách a topografii. Jako primární myšlenku můžeme určit předpoklad, že body se stejným topografickým indexem budou mít v systému stejné chování. Model tedy kalkuluje s hodnotami distribuční funkce a to jen pro reprezentativní body se shodnými hodnotami indexu. Tím zkracuje délku výpočtu. Pro TOPMODEL je dynamika nasycené části nahrazena po sobě jdoucími ustálenými stavy na ploše α a hydraulický gradient nasycené části je nahrazen lokálním topografickým sklonem $\tan \beta$. Pro výpočet topografického indexu slouží rovnice: ln

$$51) \quad \ln\left(\frac{\alpha}{\tan \beta}\right)$$

a pokud se hodnota transmisivity T_0 mění v prostoru, je index roven:

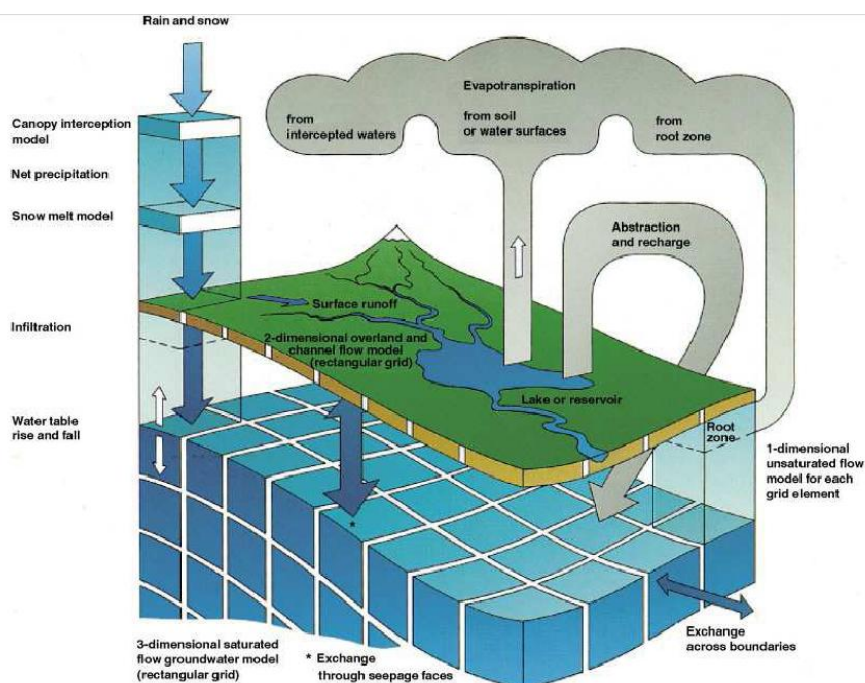
$$52) \quad \ln\left(\frac{\alpha}{T_n \tan \beta}\right)$$

Tento koncept ale není použitelný pro povodí v oblastech se silným sezónním suchem. Beven (2001)

Jako další zástupce je model **MIKE SHE** dánské firmy DHI (Danish Hydraulic Institute) vycházející z modelu SHE (Système Hydrologique Européen) z roku 1977, který je v současné době brán za nejkompletnější hydrodynamický přístup. Znárodňuje vysoce integrovaný, fyzikálně založený distribuovaný modelovací systém. Pomocí tohoto systému, jehož schéma (obr. č. 5) můžeme simulovat veškeré fáze pevninského cyklu. Základním modulem tohoto programu je modul pro pohyb vody (dále WM–water movement

module). K tomuto modulu je možné připojit další moduly, pomocí kterých můžeme simulovat přídatné procesy, jakož jsou například advekce nebo disperze, biodegradace, půdní eroze atd. Výhodou tohoto typu modelů je možnost vystupování jako samostatné jednotky či v interakci s ostatními. Charakteristika povodí a vstupních dat je zobrazena na vodorovném plánu ve výpočetní síti. Uvnitř každého prvku jsou detailně popsány vertikální změny půdy a ostatní hydrogeologické vlastnosti všech vodorovných vrstev majících proměnlivou hloubku. Povrchový odtok je popisován dvojdimenzionální aproximací Saint Venantových rovnic, soustředný odtok pouze jednodimenzionální aproximací těchto rovnic, pro pohyb vody nenasycenou vrstvou je použita Richardsonova rovnice, podzemní odtok řeší Boussinesqueho vztah. Síť je též možno použít v 3D či v kvazi 3D nebo 2D. (Graham et Butts 2005)

Obr. č. 6 Struktura modelu MIKE-SHE



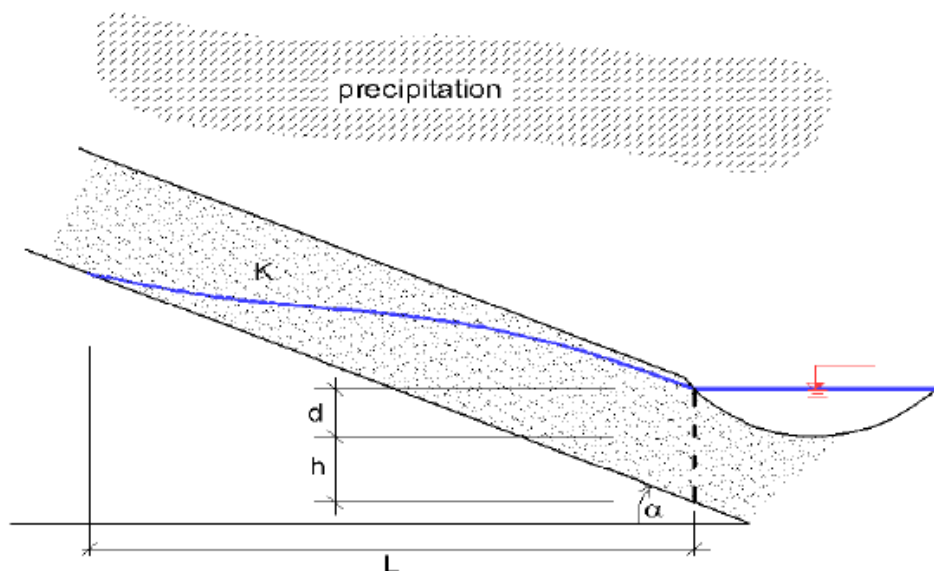
(MIKE SHE 2010)

Popis Boussma

Předpovědní srážko-odtokový model Boussmo [buzmo] byl navrhnout Michalem Kurážem za pomoci Jiřího Pavláška a naprogramován Michalem Kurážem. Název Boussmo byl odvozen z prvních pěti písmen slova 'bouss'inequova rovnice, která je opěrnou částí modelu a z prvních dvou písmen ze slova 'Mo'drava, jenž sloužila jako pokusné povodí, pro které byl navržen. Nyní je verze modelu určena k epizodnímu modelování. Základ modelu se skládá z numerického řešení boussinesqueovy rovnice sloužící k výpočtu podpovrchového odtoku a z rovnice kinematické vlny pro povrchový odtok. K odlišení těchto dvou odtoků bylo použito řešení za pomoci dvou nádrží a půdních podmínek. Boussmo ještě nepočítá s evapotranspirací a ignoruje nenasycenou zónu. Po ukončení výpočtu podá model informace týkající se odtokového koeficientu, celkového objemu srážek a o celkovém

objemu podpovrchového a povrchového odtoku. Podpovrchový odtok ještě můžeme dělit na odtok ústící do koryta toku a na odtok pod úrovní koryta (obr. č. 6). Rozčlenění závisí na šířce koryta, zadané uživatelem (Kuráž 2009).

Obr. č. 7 Dělení povrchového odtoku



(Kuráž 2009)

Zde platí, že d znázorňuje hloubku koryta a vyjadřuje odtok do koryta, h znázorňuje odtok pod korytem. K je Darcyho hydraulická vodivost a úhel α sklon povodí. Dále lze popsat Boussmo jako deterministický, celistvý, 1D model s koncepčními prvky, jenž počítá určité komponenty hydrologického cyklu. Tento model má uplatnění v povodí lokálního měřítka.

Pro model Boussmo slouží k odhadu nasycenosti povodí vybraná empiricky založená metoda předchozího srážkového indexu API (název API vychází z anglické zkratky Antecedent Precipitation Index),

který je často označován jako úhrn předchozích srážek UPS.

Předchozí srážkový index API

API je možné popsat jako měřené shromažďování denních srážek. Sečtené množství srážek je často přiřazováno ke každému srážkovému dni se závislostí nebo vzájemnou spoluprací s časem. Čili nejstarší srážková událost obdrží nejmenší hodnotu.

API je možné využít ve velkém množství srážko-odtokových modelů jako komponenta sloužící k odhadu půdní vlhkosti. Mnohé pokusy a četné studie prováděné po celém světě, které se zabývají problematikou tvarování svahového odtoku, zřetelně poukazují na to, že obsah půdní vody na počátku přímo působí na infiltrační kapacitu a tím i na povrchový odtok (Descroix et al. 2002). API je stěžení proměnná pro povrchový odtok v oblastech s nízkou dostupností dat (Fedora et Beschta 1988) např. v pobřežních oblastech státu Oregon. V subtropických horách severního Mexika, kde se půda i svahy chovají dle

Hortonových předpokladů, jak je také často sledováno i v dalších tropických nebo subtropických oblastech, byl vyvíjen a popsán Descroixem at al. (2002) jednoduchý deterministický model NAZASM, který je založen právě na API. Tito autoři v jejich článku apelují na nutnost, že data určená ke kalibraci by měla obsahovat srážkové události ze suchých i na srážky bohatších let.

API není vhodné jako podklad pro nevýrazné odtokové vlny, ani pro zimní a jarní epizody spojené s odtáváním sněhu, z důvodu, že v těchto případech není schopné zastupovat momentální vláhové poměry v povodí. Proto je výběr srážko-odtokových událostí zúžen především na vegetační období. Což znamená, že se výrazně zmenší podkladové a datové soubory v sušších a rovinných povodích. (Daňhelka 2003).

APIc (Antecedent Precipitation Index Continuous). Tento model používá předešlý srážkový index a proto je vhodný pro kontinuálně operativní předpovědi. Koncept modelu je zkonstruován na koaxiální grafické korelaci odvozené ze souboru srážkových epizod a daných odtokových vln. Výhodou této metody je logická koncipovanost s využitím empirických a intuitivních vztahů, jenž jde velmi názorně prezentovat pomocí grafu. APIc byl využíván u hydrologického předpovědního systému AquaLog na povodí Jizery a Sázavy (Daňhelka 2003). Aqualog je mnohoúčelový vodohospodářský modelovací systém využitelný jako podpora při rozhodování v oblastech vodního hospodářství. Aqualog vyvinul tým odborníků zaměřených na hydrologii, hydrauliku, kvalitu vody a výpočetní techniku. Jedná se o integrovaný program schopný simulovat předpovědi a řízení odtokového procesu a kvalitu vody v historickém i v reálném čase. Může pracovat jako prvek pro odvození návrhových charakteristik vodohospodářských opatření i při pozorování různých scénářů kritických situací. **APIc** byl v roce 2001 nahrazen modelem **Sacramento** (SAC-SMA), zůstala ale možnost provádění výpočtu pomocí modelu APIc, jenž dále slouží pro srovnávací studie. Může být uváděn i jako metodika vycházející z tradičních koaxiálních funkcí používajících Sittner-Schauss- Monroho algoritmu jako základ. Využívání tohoto modelu v našich podmínkách má tradici. Manuálním postup tvorby dané předpovědi je při používání podpořen bohatými zkušenostmi z hydrologických pracovišť, jako jsou už zmiňované povodí Sázavy a Jizery, používané jsou také v povodí Vltavské kaskády až po Orlickou přehradu (Buchtele 1972).

Snadné složení a řešení modelu s sebou nesou i jisté nedostatky. Model je schopný uvažovat jen s odtokem povrchovým a podzemním. Mezi další složky odtoku patří např. přímý z nepropustných ploch, podpovrchový, podzemní s krátkou a dlouhou dobou zdržení. Problémy mohou nastat při skutečnosti, že koaxiální vztah je odvozen z celých odtokových epizod, zato pro modelování jako takové je nejdůležitější nástup povodně a odezva dešťových srážek. Ovšem, že značná nepřesnost je do modelu vnášena vykreslováním čar

v okrajových polohách, kde se v reálných aplikacích dle Daňhelky (2003) uživatel pohybuje nejčastěji. Nezávislé proměnné v modelu APIc jsou uvedeny v (tab. č. 6).

Tab. č. 6 Nezávislé proměnné modelu APIc

Proměnná	Jednotka	Popis
P	[mm]	úhrn příčinné srážky
API	[mm]	index předchozích srážek
TS	[hod]	trvání příčinné srážky
WK	[-]	kalendářní číslo týdne (slouží jako charakteristika ročního evapotranspiračního cyklu)
RI	[-]	retenční index

(Daňhelka 2003)

Předchozí stav zadržené vody v povodí se vyjadřuje pomocí indexu předchozích srážek pro 5 a pro 30 dní. Jako možnost využití modelu APIc vidí Daňhelka (2003) budoucnost v testování radarových vstupů do modelu na určitých povodích, pro které už byl model používán. V místech kde by se model musel nově zavádět a kalibrovat se zdá být neproduktivní. Na velkém množství povodích je tento model zpravidla nahrazován modelem Sacramento.

Ukázka koaxiálně grafického korelačního vztahu srážka – odtok v podobě grafu (obr. č. 8)

Obr. č. 8 Koaxiálně grafický korelační vztah srážka-odtok.

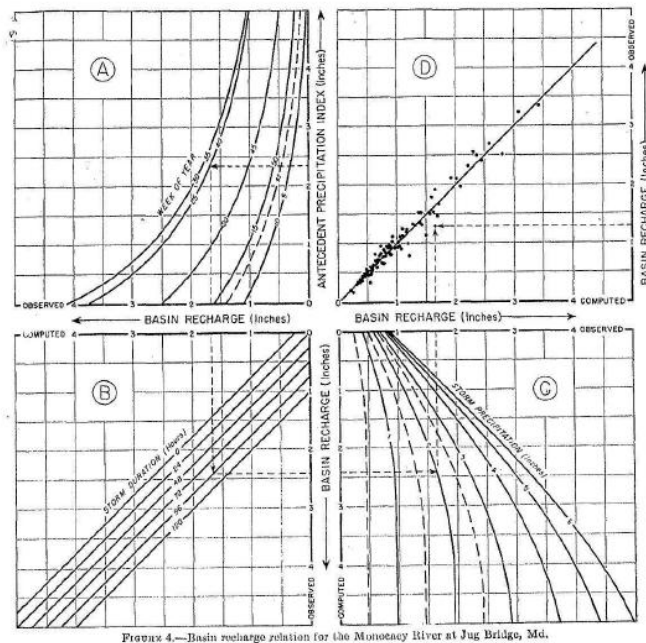


FIGURE 4.—Basin recharge relation for the Monoency River at Jug Bridge, Md.

Daňhelka (2003)

Pro potřeby modelů, jenž v sobě obsahují komponentu API, která slouží k odhadu množství nasycenosti povodí je dobré určit maximální hodnotu API (API max.). Při dostatečně vydatné srážce o větší intenzitě, kterou překročí infiltrační rychlost půdy, může samozřejmě dojít k úplnému nasycení nenasycené vrstvy a tím pak začne docházet k povrchovému odtoku. Dosažení API max. se předpokládá pouze u velmi významných povodňových událostí. Například model CLS, který se používá k tvorbě modelu celkového odtoku, při překročení mezní hodnoty API max. přechází na vyšší transformační funkci s vyšším odtokovým koeficientem a strmějším nástupem (Blažková 1993). Anderson (1984) uvádí hodnotu API max. v rozsahu mezi 20-25 cm.

Porovnání modelů APIc a SAC-SMA

Jedna z hlavních částí AHPS (Advanced Hydrologic Prediction Service) navrhnutá NWS (National Weather Service) je SAC-SMA (Sacramento Soil Moisture Accounting) model. SAC-SMA má za úkol nahradit epizodní model předchozího srážkového indexu (APIc). Nakalibrované SAC-SMA přispěje k zlepšení přesnosti předpovědí RFC (River Forecast Centers), protože aplikace modelu APIc byla spíše zakládána na většině územích a regionálních empirických vztazích, než přímo na specifických charakteristikách povodí. Z tohoto důvodu některá RFC nakalibrovala parametry SAC-SMA přímo pro specifické charakteristiky určitých povodí. I na našem území došlo v roce 2001 k nahrazení modelu APIc za SAC-SMA v modelovacím systému Aqualog, jenž využívá ČHMÚ na celém povodí

Labe. V práci M.B. Smitha (2000), která posuzovala výhody v zavedení Sacramento je srovnání výsledků modelu Sacramento s modelem APIc, z důvodu velkého uživatelského pozměnění modelů, byl při porovnávání kladen důraz na vyloučení lidského faktoru tím, že se simulace předpovědi prováděly na mnoho let dopředu. Při porovnání se používala kritéria RMSE (root mean square error) a chyba kulminace mezi pozorovaným a kulminačním průtokem. Výsledky v příloze č. převzaté z práce Smitha (2000).

Tab. č. 7 Porovnání výsledku modelů SAC-SMAS a APIc (Smith 2000).

	Flow Interval cms	Error SAC-SMA	Error API	Percent Improvement
BISS4	0-5	3.4	3.8	10.5
	5-100	21.7	23.0	5.7
	100-above	88.4	116.7	24.3
	350-above	219.9	306.6	28.3
DLLI4	0-5	3.0	2.7	-11.1
	5-100	21.6	20.3	-6.4
	100-above	100.2	120.8	17.1
	350-above	145.7	308.6	52.8
Both	0-5	3.2	3.3	1.5
	5-10	21.7	21.7	0.0
	above 100 cms	94.3	118.8	<u>20.6</u>
	above 350 cms	182.8	307.6	<u>40.6</u>
	Peaks	88.6	115.8	<u>23.5</u>

(Smith 2000).

Popis vybraných srážko-odtokových modelů.

Popis modelů, které jsou v našich podmínkách nejvíce používané nebo mají jistá specifika.

HEC-HMS (WMS)

Model HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center-Hydrologic Modeling System) je nástupcem modelu HEC-1 který byl vyvíjen Americkou armádou od 60. let. Jde především o lumped (celistvý) model se soustředěnými parametry. Některé komponenty však mohou vykazovat podobnost se znaky distribuovaných modelů (například komponenta „gridded SCS CN“ což je upravená hodnota CN křivek nebo model „ModClark“, který je možný použít při výpočtu přímého odtoku).

Nejvyspělejší verzí je model WMS (Watershed Modeling System), který je vyvíjen jako samostatná větev vývoje HEC-1 na Birgham Zouny University v USA od počátku 90.let. Je vlastně nadstavbou, která koordinuje chod modelů pod ní fungujících (Daňhelka et al., 2002). Vývoj tohoto modelu se ubírá spíše směrem k modelům distribuovaným a modelům významně spolupracujícím s GIS.

Modely HEC-HMS i WMS jsou široce používané srážko-odtokové modely, které je možné využít k řešení celé řady hydrologických úkolů. Zásadní výhodou programu HMS je, že je jako freeware dostupný na internetu. Zato WMS je šířen komerční cestou.

Hlavní komponenty modelu

Srážko-odtokový proces je uváděn v dosti podobném stylu jako u modelu MIKE-SHE. Jednotlivé komponenty jsou následující:

- Komponenta počítající objem odtoku (Runoff-volume models) - zahrnuje několik modelů se kterými můžeme pracovat. Jo to například metoda SCS CN křivek (Soil Conservation Service Curve Number), tato metoda je využívána k výpočtu objemu odtoku v závislosti na hydrologických vlastnostech půdy (např. hydrologická vodivost), v počátečním stavu nasycení nebo jejího využití - land use (MACK 1995). Jiné metody, které je v HMS možné využít jsou například Green-Ampt metoda nebo SMA - (Soil Moisture Accounting).

- Komponenta přímého odtoku (Direct-runoff models) - k výpočtu přímého odtoku (tvořeného povrchovým odtokem a interflow) se v modelu využívá metoda jednotkového hydrogramu (Unit Hydrograph), popřípadě její rozmanité modifikace (Clark, Snyder, SCS). Smysl této metody je důkladně popsán v (CHOV et al. 1988). Pro uživatele je také možnost využití modelu kinetické vlny.

- Komponenta podzemního odtoku (Base-flow models) - v této komponentě má uživatel na výběr například model lineární nádrže (O'CONNOR 1976), exponenciálního poklesu (CHOW et al. 1988) nebo konstantního odtoku.

- Komponenta podzemního odtoku (Routing models) - i v této komponentě má uživatel možnost znázorňovat odtok podle více modelů, kupříkladu Muskingum-Cunge, Lag model, model kinetické vlny, popřípadě modifikace těchto metod. Každá z těchto metod představuje průtok v uzavírajícím profilu, čímž jako vstup uvádíme průtok v horní části profilu, který je brán jako okrajová podmínka. Všechny tyto metody mají základ v řešení primárních rovnic

proudění v otevřených korytech - rovnice kontinuity a momentové rovnice (dohromady označovány jako St. Venantovy rovnice) (FELDMAN 2000).

Nároky na vstupní data

Vstupní data u HEC-HMS fungují na podobném principu jako u MIKE-SHE. Odlišnosti mají především v půdních charakteristikách, které vycházejí z použitých metod CN křivek. V České republice byla vytvořena poměrně podrobná databáze typu půd z hlediska jejich hodnoty CN, jenž se vztahuje k hlavním půdním jednotkám podle BPEJ. Srážky se vztahují k ombrografům nebo jsou pomocí nástrojů GIS přepočítávány na plošnou srážku a přiřazovány k danému povodí. Z tohoto hlediska se jeví jako perspektivní využití radarových odhadů srážek. Pro odhad intercepce a evapotranspirace jsou nezbytné informace o vegetačním pokryvu. K tomu je dobré využít databázi Corine Landcover. V případě hydrologických dat je nutné zjistit data o průtocích z limnigrafů, pro koncepční model kinetické vlny (alternativa k empirickému jednotkovému hydrogramu) je také důležité zjistit údaje o příčných profilech toku (Scharffenberg et Fleming 2010).

Kalibrace

Model HEC-HMS umožňuje jak manuální, tak automatickou kalibraci parametrů. Z důvodu povahy a možnosti uplatnění modelu (pro povodí do 500 km²) se optimalizace parametrů často neprovádí na dlouhých časových řadách, ale převážně na jednotlivých událostech kratšího trvání (Daňhelka et al. 2002). Z důvodu toho, že odhad parametrů se provádí na základě fyzicko-geografických charakteristik povodí, je možnost model HMS uplatňovat i pro simulaci procesů na nepozorovaném povodí, kde není nutná kalibrace.

NASIM

Srážko-odtokový model NASIM (Niederschlag Abfluss Simulation Modell) německé firmy (Hydrotec GmbH) je vyvíjen od počátku 80. let a slouží jako nástroj pro podporu hydrologů a ekologů, pro možnost plánování nejrozmanitějších vodohospodářských systémů a také jako komponenta, využívaná pro hydrologickou předpověď (HYDROTEC 2003). NASIM řadíme do skupin koncepčních deterministických modelů, využívajících semi-distribuovaný přístup dělení parametrů a proměnných veličin. Také je možnost začlenění stochastické složky (pomocí produktu Kludon), a to hlavně při dlouhodobých předpovědích nebo při projektování vodohospodářských staveb. NASIM je kompatibilní jak s operačním programem Windows od (Win 95) tak s UNIXových OS (Solaris).

V současné době **NASIM** nejvíce používá ministerstvo životního prostředí ve spolkové zemi Nordrhein-Westfalen, využívá se též i v projektech aplikovaného výzkumu v různých institucích a na universitách po celém Německu (např. na Freie Universität Berlin). V České

republice se modelem zabýval např. Jeníček (2005), zde v aplikovaném výzkumu ale pravděpodobně použit nebyl.

Nároky na vstupní data

V modelu NASIM se vyskytují dva typy fyzicko-geografických dat - stavové veličiny a časové řady. V první skupině jsou data, vyjadřující stav systému (povodí). Ty před počátkem simulace vstupují do modelu jako relativně neměnná. Například jde o digitální model terénu (DTM), elementární odtokové plochy (Elementarfläche, základní odtoková jednotka), časoprostorová funkce (Zeitflächenfunktion, jde o shromažďovací funkci odtoku z určité plochy v závislosti na čase), půdní charakteristiky nebo údaje o vegetačním pokryvu. K časovým řadám přiřadíme meteorologické a klimatologické charakteristiky (srážky, teploty, evapotranspirace) a údaje z limnigrafických stanic v takovém časovém kroku, který odpovídá velikosti povodí (pro malá a střední povodí, nejlépe v hodinovém). Při práci s daty je třeba počítat i s potencionálními chybami, které nastávají při sběru a následném vyhodnocování dat. (Jeníček 2005).

Kalibrace

Kalibrace modelu NASIM je prováděna manuálně. Uživatel tak může kontrolovat veškeré kalibrované parametry, u kterých určuje počáteční a okrajové podmínky. Nevýhodou tohoto typu kalibrace je časová náročnost. Celkový počet parametrů, které můžeme kalibrovat je 22. Nejzásadnějšími změnami během kalibrace procházejí parametry, které vyjadřují hydrologickou vlastnost půdního profilu (obsah pórů, hydraulická vodivost) a parametry související s prouděním vody v půdě (rychlost infiltrace, interflow, atd.) (Jeníček 2005). Z důvodu rozvoje metod automatické kalibrace se může počítat i s využitím tohoto časově méně náročného procesu.

HYDROG

Srážko-odtokový model HYDROG je částí rozsáhlejšího předpovědního celku HYDROG-S, jenž byl vyvíjen z důvodu potřeb spojitě simulace odtoku z povodí s nádržemi (Starý 1998). Při připojení na automatizovaný přenos ze srážko-měrných stanic je možné v reálném čase předpovědět průtok v libovolném profilu v povodí. Program je svým primárním zaměřením určen pro operativní provoz a je neustále rozvíjen a doplňován. V současné době se program používá na ČHMÚ na pobočkách v Brně, Ostravě a souvisejících povodích (Unucka 2006, Adamec at al. 2006).

Hlavní komponenty modelu

Na vykreslení povodí HYDROG používá teorii grafů, kde hrany znázorňují koryta toku, uzly, odběrná místa, místa řízení nebo uzly říční sítě. Plochy těchto grafů pak značí povodí nebo jejich části. Charakteristiky, které se k plochám vztahují jsou považovány za neměnné.

Půdní model bere ohled na ztrátu vody infiltrací dle Hortona. Podzemní odtok se zjednodušuje tím, že v daném časovém okamžiku začne být počítán jako poměr k celkovému podzemnímu odtoku v závěrovém profilu (je vážen podle ploch dílčích povodí). Celkový podzemní odtok je modelován jako jedna nádrž a jeho časový průběh je dále řešen za pomoci regresního modelu. Proudění vody v korytě je počítáno dle St. Venantových rovnic metodou kinematické vlny. (Kašpárek 2006)

Nároky na vstupní data

Pro model HYDROG je zapotřebí obdobných vstupů jako u jiných modelů. Prakticky se tento model vyvíjel pro operativní předpověď a díky tomu klade důraz hlavně na správný vstup a interpretaci srážek. Je možné použití radarových odhadů, nebo lze začlenit výstupy meteorologického předpovědního modelu ALADIN (používaný na ČHMÚ). Data se také dají operativně zpracovat v databázi Aquabase (součástí hydrologického předpovědního systému Aqualog). Tak jako v jiných modelech je zapotřebí stanovit stavové charakteristiky povodí (sklon a drsnost povrchu, půdní charakteristiky, apod. (Adamec et al. 2006)

Modely jakosti vody

SWAT, ArcSWAT

ArcSWAT je ArcGIS extenze a grafické uživatelské rozhraní pro přípravu vstupních dat do SWAT (Soil and Water Assessment Tools) modelu (Arnold et al. 2002) SWAT je model, jenž dokáže předvídat dopad postupů obhospodařování půdy na vodu, sedimenty, chemické a zemědělské vnosy. Tento model pracuje na běžně dostupných vstupech. Je vyvíjen na Texaské universitě a nachází stále větší uplatnění v celosvětovém měřítku. (Gassman et al. 2007)

SIMCAT

Matematický model SIMCAT byl vyvinut agenturou pro životní prostředí ve Velké Británii, kde je již používán přes 20 let. SIMCAT využívá přístup Monte Carlo Simulation. Proto je SIMCAT schopen předpovědět tok a kvalitu distribuce v jakýkoli vybraný bod v povodí. SIMCAT je jednorozměrný model rovnovážného stavu.

I když tento přístup v modelování jakosti vody se může zdát jednoduchý, síla SIMCAT, spočívá ve výhodách, jako jsou rychlost, jednoduchost použití a maximální hodnota z existujících dat.

Modelování kvality říční vody pomocí SIMCAT podporuje rozhodování v problematice kvality říční vody v řízení a plánování. (Hejduk 2010)

Modely erozní činnosti

GRASS-GIS (SIWE)

GRASS GIS (Geographic Resources Analysis System) je geografický informativní systém (GIS), jenž umožňuje práci s rastrovými i vektorovými geografickými daty na mnoha platformách (GNU/Linux, MS Windows, Mac OS X, etc.), a to jak za pomoci příkazové řádky, tak grafického uživatelského rozhraní (GUI). Je rozšiřován pod licencí GNU GPL. Vývoj GRASSU byl zahájen výzkumnými laboratořemi ženijního vojska armády USA v roce 1982, později pronikl do akademické sféry a dnes nachází uplatnění i ve sféře komerční. (Hejduk 2010)

6. Metodika

V první fázi mé práce jsem dohledal literaturu ohledně řešené problematiky. Následně jsem se zaměřil na konkrétní vodní tok. Abych získal potřebná data, navštívil jsem úřad Lesy České republiky, s. p. v Benešově a získal mapu s povodím včetně důležitých informací o vodním toku, např. místa křížení komunikace s konstrukčními daty a údaje o přítocích. Na Českém hydrometeorologickém ústavu v Praze jsem obdržel hydrologické údaje, které jsem později porovnal s vlastními výpočty. Dále jsem navštívil úřad České geologické služby v Praze, kde mi byly poskytnuty geologické mapy, nutné pro zjištění geologických a půdních poměrů. Pro bližší charakteristiku toku a povodí mi posloužily mapy z Českého úřadu zeměměřického a katastrálního.

Dalším nezbytným krokem k dosažení nejpřesnějších výsledků bylo provedení průzkumu oblasti toku. Zaměřil jsem se především na kontrolu aktuálního stavu a podrobnou dokumentaci. Tato fakta jsou podrobně uvedena v charakteristice toku.

Poté jsem zjistil geometrické charakteristiky povodí, např. plochy povodí a délku údolnice. Docílil jsem toho pomocí vykreslení rozvodnice povodí, které jsem rozdělil na levé a pravé. Pomocí mapy 1:10000 s vyznačenými vrstevnicemi jsem určoval jednotlivé nadmořské výšky rozvodnice a toku, pro který jsem vytvořil podélný profil. K určení rozlohy různých typů vegetačního krytu, vody a zpevněných ploch jsem použil mapové podklady v kombinaci se softwarem AutoCad (progeCAD 2009 CSY), jehož studentská licence je zdarma ke stažení na internetu. Tento software jsem si vybral, jelikož je vhodný pro výpočet ploch, které jsou nezbytné pro další postup v mé práci. Pomocí těchto hodnot a daných vzorců jsem spočítal geometrické charakteristiky. Tyto podklady jsou důležité pro určení maximálního odtoku z povodí.

Dále jsem zjišťoval pomocí mapy s vrstevnicemi výškové poměry povodí. Tyto výškové poměry sloužily k vytvoření hypsografické křivky, která nám znázorňuje vývoj horizontálního tvaru povodí.

V závěrečné fázi jsem se věnoval odvození hydrologických charakteristik pomocí nepřímých metod a hydrologického modelu DesQ-MaxQ. Vypočtené hodnoty z nepřímých metod jsem porovnal s výsledkem hydrologického modelu DesQ-MaxQ a všechny tyto hodnoty následně srovnal s údaji z ČHMÚ.

7. Charakteristika vybraného povodí a vodního toku

Strženecký potok s číslem hydrologického pořadí 1-09-03-077, je jedním z prvních levostranných přítoků menší řeky Chotýšanky protékající jižní oblastí Středočeského kraje.

Chotýšanka pramení ze soustavy 16 rybníků, z nichž největší jsou Komárov, Křivánek, Pilský rybník, Královna, Tobolka, Roháč a rybník Hrad do něhož celá soustava ústí. Z Hradu vytéká už jen řeka Chotýšanka. Celá tato soustava se nachází v okolí obce Jankov. Rybníky převážně slouží k chovu ryb.

Vodní tok pramení mezi vesnicemi Jiřín a Kaliště nedaleko lesa, na místy podmáčené louce z malého rybníku fungujícího spíše estetickému účelu (**foto č.14**). Rybník je napájen kombinací spodního pramene a přítoku povrchových vod z okolních luk a pastvin. Nežijí v něm ryby, zato je ideálním místem pro život obojživelníků a jiných vodních živočichů. Vodní tok dále pokračuje loukou, kde se místy ztrácí v jílovitopísčitém terénu porostlém vysokou trávou a následně přibližně po 900m vyvěrá ze země na kraji lesa (**foto č.13**) a odtud už meandruje jako souvislý vodní tok lesem s druhovou skladbou stromů (Smrk ztepilý *Picea abies*, Olše lepkavá *Alnus glutinosa*, Dub letní *Quercus robur*, Borovice lesní *Pinus sylvestris*, Jasan ztepilý *Fraxinus excelsior*). Břehy v úseku lesního porostu jsou erozní a lze pozorovat zaplavovaná místa v okolí vodního toku při vylití z koryta za vyšších stavů vody způsobených například přivalovými dešti, či jarním táním. Dno je mělké, hlinitopísčité, místy kamenité.

Před vtokem do rybníka Stržence (viz. charakteristika pod čarou), se do vodního toku v bažinatém lesíku v 2.74 km vlévá levostranný přítok, pramenící na rozhraní lesa s polem (**foto č.26**) a dále teče podél lesa až do zmiňovaného soutoku (**foto č.11**). Přibližně o šedesát metrů níže po proudu tedy v 2.68 km ještě před vtokem do rybníka přitéká ještě jeden a to pravostranný přítok, jenž vytéká z hráze rybníka u hájenky, teče lesem, následně zhruba po 350 metrech přibírá malý levostranný přítok a začne se stáčet podél hlavního toku až do zmiňovaného soutoku v bažinatém lesíku. Do rybníka přitéká ještě druhý levostranný přítok v 2.45 km, vytékající z hráze rybníka Stéblenec. (**foto č.14**), Tento přítok má po celé své délce zpevněné dno betonovými prefabrikáty, snižujícími erozi dna a tím i zanášení rybníka. Na výtoku z rybníka protéká pod silnicí Jankovská Lhota – Ouběnice širokým betonovým korytem o šířce 1.8 m a výšce 2 m, a to na 2,4 km od uzavírajícího profilu. Za tímto korytem se vodní tok rozděluje do dvou ramen (**foto č.9**). První teče rovně do betonové nádrže sloužící jako zásobárna, ze které pak teče voda na vodní turbínu, druhé je vybaveno odlehčujícím přepadem, přes který přepadá při vyšších stavech a dále teče podél hráze, kde se mírně stáčí doleva a následně opět stéká s vodou vytékající z odpadu pod turbínou.

Poté, v 2,08 km protéká pod silnicí Strženeč–Hlivín (**foto č.8**) a meandruje zemědělskými pozemky, respektive pastvinami. Zde, v 1.81 km přitéká levostranný přítok (**foto č.7**), Potok dále protéká obcí Hlivín podél rybníka s nově zrekonstruovanou hrází.

Za rybníkem se do vodního toku vlévá jeho vůbec nejdelší přítok, který pramení z drenážního systému v okolí rybníka u hájenky (**foto č.19**), následně protéká pod silnicí Jankovská Lhota-Strženeč (**foto č.17**), dále pak opevněným korytem až na kraj lesa (**foto č.16**), odkud už meandruje jako přírodní vodní tok. Podtéká komunikaci (**foto č.15**) a následně se vlévá do Stržence p. 0.82 km (**Foto č.5**)

Dále vodní tok teče podél silnice Hlivín – Pičín a následně jí podtéká v km 0,6 (**foto č.4**). Teče podél rybníka ve Vojslavicích (**foto č.3**) podtéká opět komunikaci v 0.25 km. Po 250 metrech se vlévá jako levostranný přítok (**foto č.1**) do říčky Chotýšanky. Vodní tok má celkovou délku 4,95 km. Břehy v úseku lesního porostu jsou erozní, dno mělké, kamenité. V zemědělském úseku jsou břehy převážně hladké, či porostlé křovinami, částečně erozní, dno místy opevněné. Oba břehy v místech zástavby jsou opevněné kameny, místy porostlé křovinami a plevelnými dřevinami (líška, olše, trnka). Koryto vodního toku je nerovnoměrně široké a vysoké, dno mělké.

Povodí je velice členité s rozmanitými nadmořskými výškami. Nejnižší místo povodí je nedaleko uzavíracího profilu, a to o nadmořské výšce 469 m.n.m. Oproti tomu nejvyšše položené místo je krajní cíp povodí jihovýchodně od pramene a to vrchol s názvem Džbány s nadmořskou výškou 688 m.n.m.

V povodí je zastoupeno poměrně stejné procento luk, polí, pastvin a 28% zalesnění, což je o 8 % více než před 10 lety, kdy se toto měření dělalo naposledy. Zastavěné plochy nejsou tak rozsáhlé, aby měly větší význam.

Z geologického hlediska můžeme povodí rozdělit na dvě části. Ve výše položené části, blíže u pramene převládají půdy složené ze středně zrnitého porfyrického melanokráního amfibol-biotitického granitu, v druhé, níže položené části povodí u uzavíracího profilu převládají půdy složené z leukokráního migmatitu a biotitického migmatitu převážně stromatitického typu. Dále podél celého toku v těsné blízkosti koryta můžeme pozorovat deluviofluviální písčité až hlinité sedimenty. V místech vylévání toku z koryta se můžeme ještě setkat s deluviálními písčito-hlinitými až hlinito-kamenitými sedimenty. (viz příloha obrázek č.)

Charakteristika rybníků

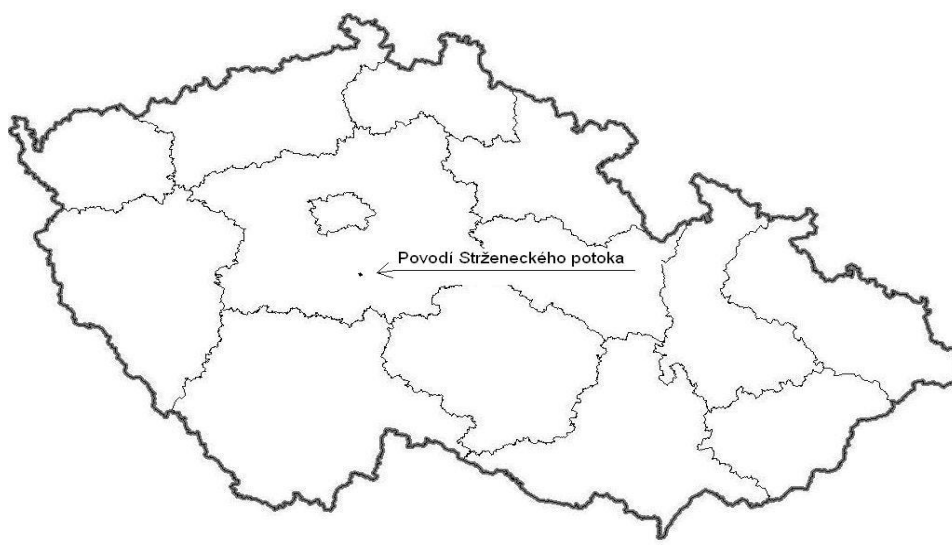
Strženecký rybník má délku 180m, hráz o délce 150m a šířce 8m. Hráz je zpevněna dvěma řadami dubů letních (*Quercus robur*), Po hrázi vede 4m široká silnice Jankovská Lhota – Strženeč. Rybník slouží rybochovnému účelu. Podél břehů jsou postaveny dřevěné budky sloužící jako útočiště vodního ptactva.

Rybník Stéblenec slouží též rybochovným účelům a je napájen ze soustavy drenáží odvádějících vodu z okolních luk, pastvin a polí (**foto č.25**).

7.1 Geometrické charakteristiky

Plocha celého povodí	F = 10,573 [km ²]
Plocha pravého povodí	FP = 6,184 [km ²]
Plocha levého povodí	FL = 4,389 [km ²]
Délka údolnice hlavního toku	LU = 5,070 [km]

Obr. č. 9 Vyznačení povodí v rámci České republiky



5.1.1 Střední šířka povodí B

$$1) \quad B = \frac{F}{Lu}$$
$$B = \frac{10,573}{5,070}$$
$$B = 2,085 \text{ km}$$

5.1.2 Součinitel tvaru povodí α (vychází ze tvaru obdélníku)

$$2) \quad \alpha = \frac{F}{Lu^2}$$
$$\alpha = \frac{10,573}{5,070^2}$$
$$\alpha = 0,411 \text{ km}^{2^2}$$

5.1.3 Součinitel asymetrie a

$$4) \quad a = \frac{F_p - F_l}{F}$$

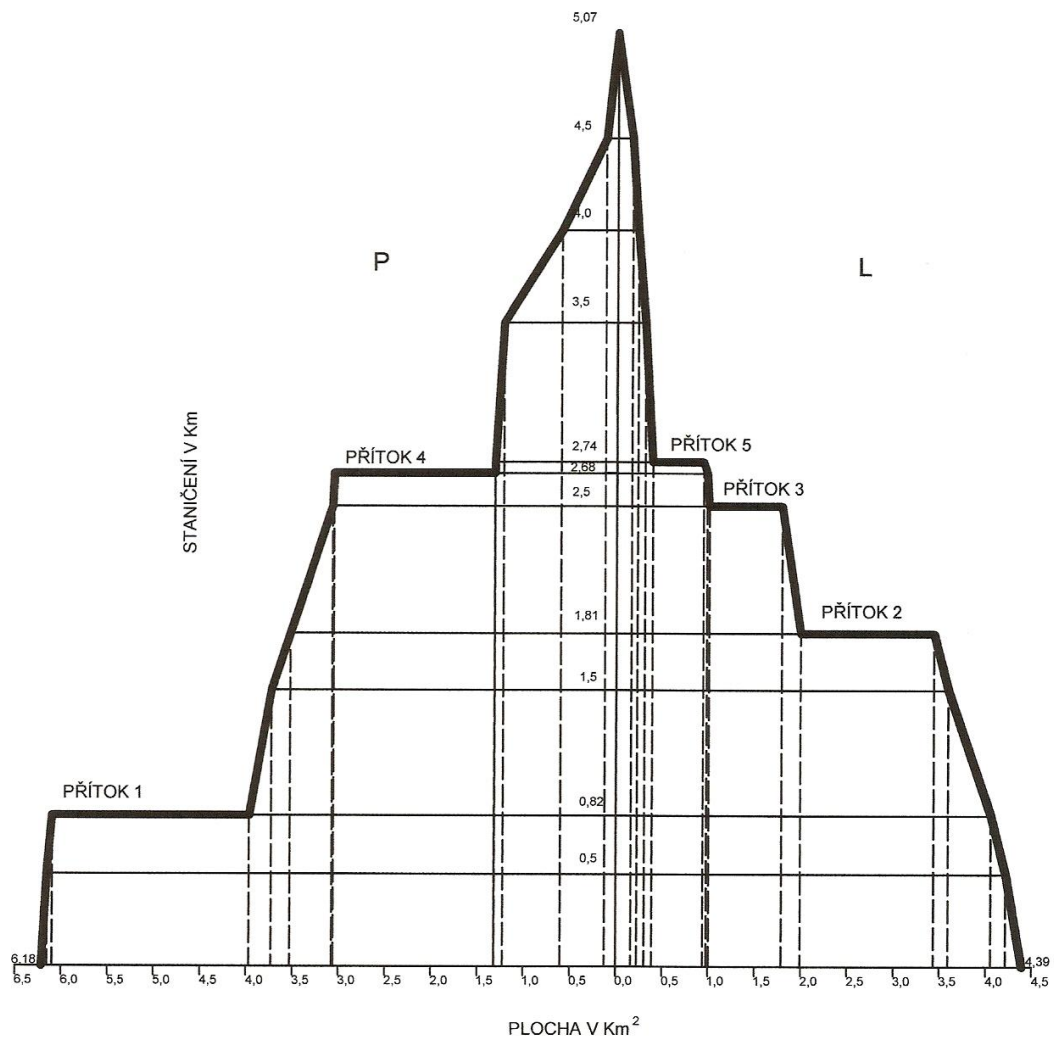
$$a = \frac{6,184 - 4,389}{10,573}$$

$$a = 0,17 \text{ km}^2$$

Tab. č. 8 Vyjadřuje velikost ploch v povodí

Staničení km	Plocha povodí levého břehu [km ²]	Plocha povodí pravého břehu [km ²]	Plocha povodí levostranných přítoků [km ²]	Plocha povodí pravostranných přítoků [km ²]
0.5	0.171	0.056	0.000	0.000
0.82	0.162	0.054	0.000	2.121
1.5	0.461	0.234	0.000	0.000
1.81	0.155	0.196	1.454	0.000
2.5	0.203	0.456	0.783	0.000
2.68	0.023	0.016	0.000	1.731
2.74	0.040	0.001	0.547	0.000
3.5	0.082	0.093	0.000	0.000
4.0	0.078	0.623	0.000	0.000
4.5	0.065	0.477	0.000	0.000
5.07	0.165	0.126	0.000	0.000

Obr. č. 10 Graf vyjadřuje nárůst plochy povodí



7.2 Zeměpisná poloha a orografické poměry povodí

7.2.1 Zeměpisná poloha

Zeměpisné souřadnice uzavírajícího profilu:

49°41'16,37" SŠ, 14°43'49,10" VD

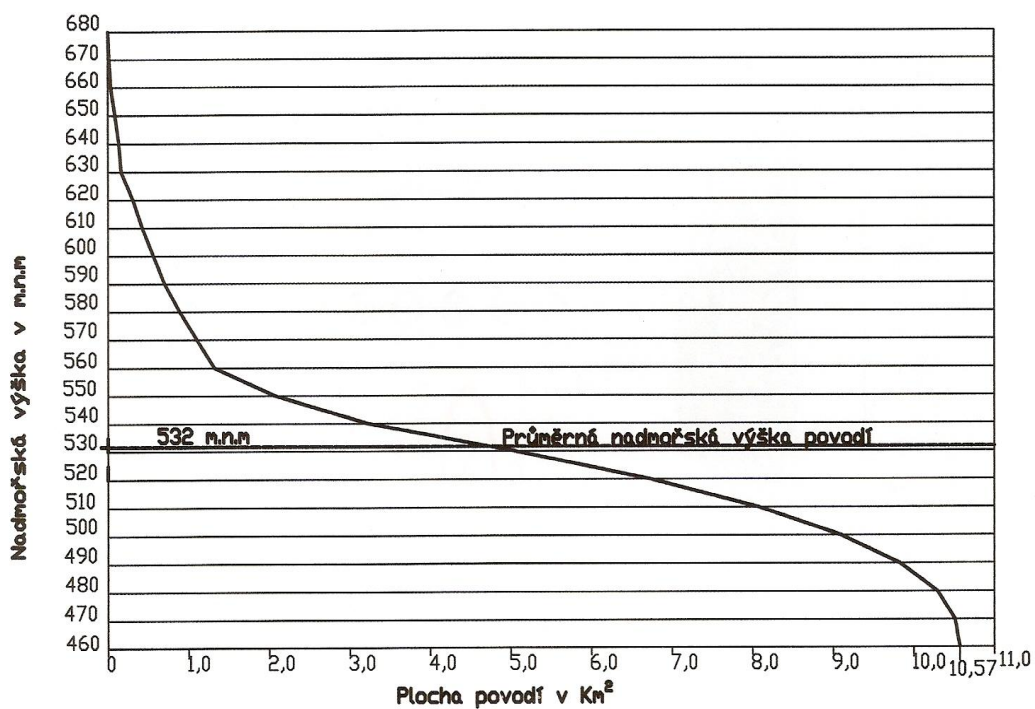
7.2.2 Orografické poměry

Výškové poměry povodí:

Nadmořská výška uzavírajícího profilu:	470 m.n.m
Maximální nadmořská výška povodí:	680 m.n.m
Maximální nadmořská výška údolnice:	578 m.n.m
Průměrná nadmořská výška povodí:	532 m.n.m

Hypsografická křivka

Obr. č. 11 Hypsografická křivka



Průměrná nadmořská výška povodí

5)
$$H = \frac{Fh}{x}$$

$$H = \frac{761.05}{10,57}$$

$$H = 72m$$

Sklonové poměry povodí

Střední sklon svahu – výpočet dle Herbsta

a) Pro povodí levého břehu

Dle tabulky 2 pro výpočet průměrné délky všech vrstevnic l_{sil} pro levé svahy povodí. Vis tabulka v příloze.

$$6.1) \quad I_{sv} = \frac{\Delta h \cdot \Sigma l_{sil}}{F} \cdot 100$$
$$I_{sv} = \frac{10 \cdot 21720}{10573000} \cdot 100$$
$$I_{sv} = 2,1\%$$

b) Pro povodí pravého břehu

Dle tabulky 3 pro výpočet průměrné délky všech vrstevnic l_{sip} pro pravé svahy povodí. Vis tabulka v příloze

$$6.2) \quad I_{sv} = \frac{\Delta h \cdot \Sigma l_{sip}}{F} \cdot 100$$
$$I_{sv} = \frac{10 \cdot 42316}{10573000} \cdot 100$$
$$I_{sv} = 4\%$$

c) Pro celé povodí toku

Dle tabulky 4 pro výpočet průměrné délky všech vrstevnic l_{si} pro svahy celého povodí. Vis tabulka v příloze

$$6.3) \quad I_{sv} = \frac{\Delta h \cdot \Sigma l_{si}}{F} \cdot 100$$
$$I_{sv} = \frac{10 \cdot 57559}{10573000} \cdot 100$$
$$I_{sv} = 5,4\%$$

Absolutní spád povodí

$$7) \quad \Delta H = H_{\max} - H_{\min}$$
$$\Delta H = 680 - 460$$
$$\Delta H = 220 \text{ m}$$

Průměrný sklon údolnice

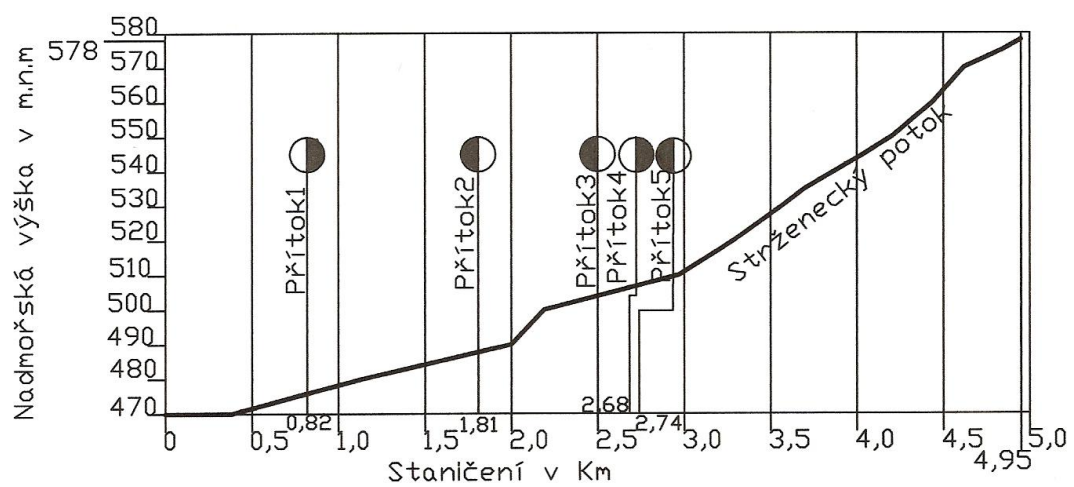
$$8) \quad I_u = \frac{H_{\max,u} - H_{\min,u}}{L_u} \cdot 100$$

$$I_u = \frac{578 - 470}{5070} \cdot 100$$

$$I_u = 2,1\%$$

Podélný profil toku

Obr. č. 12 Podélný profil toku



7.3 Geologické a půdní poměry

Povodí je kopcovité. V povodí převládají půdy složené ze středně zrnitého porfyrického melanokráního amfibol-biotitického granitu, v druhé části povodí leukokráního migmalitu a biotitického migmatitu převážně stromatitického typu

7.4 Vegetační kryt povodí

Povodí je s poměrně stejným zastoupením luk, polí, pastvin a 28% zalesněním

což je o 8 % více než před deseti lety. U pramene převládají lesy, které níže na toku nahradí zmiňované louky, pastviny a pole.

7.5 Říční síť v povodí

- **Řád toku :** VI
- **Číslo hydrologického pořadí :** /1 – 09 – 03/ - 077
- **Hlavní tok :** Strženecký potok
- **Levostranné přítoky :**
 - a) Přítok s malým přítokem, místního významu
 - b) Příklad vytékající z rybníka Stéblence ústící do rybníka Stržence na hlavním toku.
 - c) Příklad místního významu
- **Pravostranné přítoky :**
 - a) Příklad vytékající z rybníka u hájenky do kterého se následně ještě vlévá malý levostranný přítok.
 - b) Nejdelší přítok místního významu

8. Odvození hydrologických charakteristik

8.1. Empirické vzorce

8.1.1 Vzorce intenzitního typu (racionální)

Délka svahu:

$$53) \quad L_{sv} = \frac{F}{2 \cdot L_u}$$

$$L_{sv} = \frac{10,573}{2 \cdot 5,07}$$

$$L_{sv} = 1,04 \text{ km}$$

Charakter povodí: kopcovité s trvalými pastvinami, místy zalesněné se středním sklonem svahu 2 – 10 %

Střední rychlost proudění po svahu a v údolnici: odečteno z tabulky

(Dub et Němec 1969)

$$V_{sv} = 0,8 \text{ m s}^{-1}$$

$$V_u = 0,4 \text{ m s}^{-1}$$

$$13) \quad t_{sv} = \frac{L_{su}}{3,6 \cdot V_{sv}}$$

$$t_{sv} = \frac{1,04}{3,6 \cdot 0,8}$$

$$t_{sv} = 0,36 \text{ hod} = 22 \text{ min}$$

$$14) \quad t_u = \frac{L_u}{3,6 \cdot V_u}$$

$$t_u = \frac{5,07}{3,6 \cdot 0,4}$$

$$t_u = 3,52 \text{ hod} = 211 \text{ min}$$

Doba koncentrace t_k

$$12) \quad t_k = t_{sv} + t_u$$

$$t_k = 0,36 + 3,52$$

$$t_k = 3,88 \text{ hod} = 233 \text{ min}$$

Náhradní intenzita přívalového deště i_N

Parametry a,b,c pro výpočet přívalového deště, dle NĚMCE

Hodnoty naměřeny na stanici v Týnci nad Vltavou:

a=10,0, b=3,0, c=0,22, vzorec je pro N = 100 let

$$32) \quad i_N = \frac{(a \cdot \log t + b) \cdot N^c}{t}$$

$$i_N = \frac{(10 \cdot \log 233 + 3,0) \cdot 100^{0,22}}{233}$$

$$i_N = 0,32 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$$

Výška výpočtového deště $H_{s,N}$

$$33) \quad H_{s,N} = t_k \cdot i_N$$

$$H_{s,n} = 233 \cdot 0,32$$

$$H_{s,n} = 74,56 \text{ mm}$$

Objemový součinitel φ

$$36) \quad \varphi = \frac{H_{s,N} - V_T - R}{H_{s,N}}$$

$$\varphi = \frac{74,56 - 39 - 10}{74,56}$$

$$\varphi = 0,35$$

Vrcholový součinitel odtoku

Součinitel tvaru hydrogramu je zhruba 0,6

$$11) \quad \varphi_N = \frac{2 \cdot \varphi}{n_h + 1}$$

$$\varphi_N = \frac{2 \cdot 0,35}{0,6 + 1}$$

$$\varphi_N = 0,44$$

Maximální průtok Q_{100}

$$10) \quad Q_{100} = k \cdot \varphi_n \cdot i_N \cdot F$$

$$Q_{100} = 16,67 \cdot 0,44 \cdot 0,32 \cdot 10,573$$

$$Q_{100} = 24,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

8.1.2 Vzorce oblastní (regionální)

Součinitelé mého povodí jsou: $A = 4,6$, $n = 0,33$

(Hodnoty pro povodí Vltavi pod Otavou)

$$16) \quad Q_N = A \cdot F^{1-n}$$

$$Q_N = 4,6 \cdot 10,573^{1-0,33}$$

$$Q_N = 22,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

8.1.3 Vzorce objemové

Vzorec Sokolovského (1946)

Odvození parametrů vzorce:

Průměrná rychlost stékání vody v povodí podle (Dubá a Němce) pro charakter povodí : kopcovité s trvalými pastvinami, místy zalesněné se středním sklonem svahu 2 – 10 % je $0,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Doba koncentrace t_k

$$30) \quad t_k = \frac{L}{3,6 \cdot v}$$

$$t_k = \frac{5,07}{3,6 \cdot 0,8}$$

$$t_k = 1,76h = 106 \text{ min}$$

Doba trvání výpočtového deště t_d

$$31) \quad t_d = t_k (t_k + 1)^{-0,20}$$

$$t_d = 1,76(1,76 + 1)^{-0,20}$$

$$t_d = 1,44h = 86,4 \text{ min}$$

Náhradní intenzita přívalového deště i_N

Parametry a,b,c pro výpočet přívalového deště, dle **NĚMCE**

Hodnoty naměřeny na stanici v Týnci nad Vltavou:

a=10,0, b=3,0, c=0,22, vzorec je pro N = 100 let

$$32) \quad i_N = \frac{(a \cdot \log t + b) \cdot N^c}{t}$$

$$i_N = \frac{(10 \cdot \log 106 + 3,0) \cdot 100^{0,22}}{106}$$

$$i_N = 0,6 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$$

Výška výpočtového deště $H_{s,N}$

$$33) \quad H_{s,N} = t_k \cdot i_N$$

$$H_{s,n} = 106 \cdot 0,6$$

$$H_{s,n} = 63,6 \text{ mm}$$

Objemový součinitel odtoku φ

odvozeno z mapy isolinií objemového součinitele φ pro vzorec dle Čerkašina (1964)

$$\varphi = 0,4$$

$$34) \quad Q_{100} = \frac{k \cdot H_{s,N} \cdot \varphi \cdot F}{t_k} \cdot f$$

$$Q_{100} = \frac{0,28 \cdot 63,6 \cdot 0,4 \cdot 10,573}{1,76} \cdot 0,6$$

$$Q_{100} = 25,68 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

Vzorec Čerkašina (1963)

Objemový součinitel odtoku φ

odvozeno z mapy isolinií objemového součinitele φ pro vzorec dle Čerkašina (1964) - $\varphi = 0,4$

Průměrná rychlost dobíhání vody v povodí v_s

Průměrná rychlost stékaní vody v povodí podle (Dubá a Němce) pro charakter povodí : kopcovité s trvalými pastvinami, místy zalesněné se středním sklonem svahu 2 – 10 % je $0,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Součinitel, vyjadřující vliv tvaru povodí na hodnotu Q_{100}

Odečteno z grafu v závislosti na součiniteli tvaru povodí, vyjádřeného podílem

$$54) \quad \frac{L_u^2}{F} = 2,4 \quad \text{--- } p = 1,3$$

$$35) \quad Q_{100} = \frac{24,7 \cdot \varphi \cdot v_s^{\frac{2}{3}} \cdot F}{p \cdot L_u^{\frac{2}{3}}}$$

$$Q_{100} = \frac{24,7 \cdot 0,4 \cdot 0,8^{\frac{2}{3}} \cdot 10,573}{1,3 \cdot 5,07^{\frac{2}{3}}}$$

$$Q_{100} = 23,46 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

8.2 Hydrologické modely

8.2.1 Hydrologický model DesQ - MaxQ

VSTUPNÍ VELIČINY		Povodí	Levý svah	Pravý svah	Jednotky
F	plocha povodí	10,57			[km ²]
F _s	plocha svahu		4,39	6,18	[km ²]
I _s	průměrný sklon svahu		2,1	4	[%]
□□	drsnostní charakteristika		6,04	6,56	[sec]
L _u	délka údolnice	5,07			[km]
I _u	průměrný sklon údolnice	2,1			[%]
CN typ	typ odtokové křivky(1,2,3)		2	3	[...]
CN	číslo odtokové křivky		66,9	65,6	[...]
N	doba opakování	5,10,20,50,100			[roky]
H _{1d5}	1-denní maximální srážkový úhrn pro N=5	52,9			[mm]
H _{1d10}	1-denní maximální srážkový úhrn pro N=10	62			[mm]
H _{1d20}	1-denní maximální srážkový úhrn pro N=20	71,6			[mm]
H _{1d50}	1-denní maximální srážkový úhrn pro N=50	83,3			[mm]
H _{1d100}	1-denní maximální srážkový úhrn pro N=100	92,4			[mm]

Tab. č. 9 Vstupní veličiny pro výpočet n-letých průtoků

VÝSTUPNÍ VELIČINY N = 100 let		Povodí	L. svah	P. svah	Jednotky
CN _{pr}	přepočtené číslo CN - typ		66,9	83	[...]
R _p	potenciální retence povodí		125,6	52,2	[mm]
L _s	průměrná délka svahu		0,87	1,22	[km]
L _{so}	průměrná délka dráhy svahového odtoku		1,06	1,35	[km]
Kritický déšť					
t _{dk}	doba trvání deště		576	231	[min]
i _{dk}	intenzita deště		0,152	0,358	[mm.min ⁻¹]
H _{dk}	výška deště		87,4	82,7	[mm]
t _{1dk}	doba bezodtokové fáze		166	29	[min]
t _{spk}	doba trvání přítoku		410	202	[min]
i _{spk}	intenzita přítoku		0,05	0,208	[mm.min ⁻¹]
H _{spk}	výška přítoku		20,7	41,9	[mm]
Výpočtový déšť					
t _d	doba trvání deště	231			[min]
i _d	intenzita deště	0,358			[mm.min ⁻¹]
H _d	výška deště	82,7			[mm]
t ₁	doba trvání bezodtokové fáze	29	70	29	[min]
t _{sp}	doba trvání přítoku		161	202	[min]
i _{sp}	intenzita přítoku		0,112	0,208	[mm.min ⁻¹]
H _{sp}	výška přítoku		18,1	41,9	[mm]
t _{sk}	doba koncentrace		275	202	[min]
i _{sk}	intenzita odtoku v době t _{sk}		0,112	0,207	[mm.min ⁻¹]
H _{so}	výška odtoku		18,1	41,9	[mm]
max i _{so}	max. intenzita odtoku ze svahu		0,039	0,208	[mm.min ⁻¹]
Q_{max}	maximální průtok	24,2	2,83	21,4	[m³.s⁻¹]
Charakteristiky teoretické povodňové vlny vyvolané výpočtovým deštěm					
W _{PVT}	objem povodňové vlny	339	79,4	259	[10 ³ .m ³]
t _{vh}	doba vzestupu hydrogramu	202	161	202	[min]
t _{ph}	doba poklesu hydrogramu	1525	1525	519	[min]
t _{kh}	doba trvání kulminace hydrogramu	0	0	0	[min]
t _{ch}	celková doba trvání odtoku	1727	1686	721	[min]
Charakteristiky teoretické povodňové vlny vyvolané H_{1d100}					
W _{PVT}	objem povodňové vlny	413	103	310	[10 ³ .m ³]
t _{vh}	doba vzestupu hydrogramu	202	161	202	[min]
t _{ph}	doba poklesu hydrogramu	2200	2200	664	[min]
t _{kh}	doba trvání kulminace hydrogramu	0	0	0	[min]
t _{ch}	celková doba trvání odtoku	2402	2361	866	[min]

Tab. č. 10 Výstupní hodnoty z DesQ - MaxQ

9. Výsledky

Výsledné hodnoty N-letých průtoků a povodňových vln z hydrologického modelu DesQ-MaxQ

n-leté maximální průtoky a objemy povodňových vln						Jednotky
N	5	10	20	50	100	[roky]
Q_N	4,86	8,19	12,7	18,7	24,2	$[m^3 \cdot s^{-1}]$
W_{PVT}	156	202	249	300	339	$[10^3 \cdot m^3]$
$W_{PVT,1d}$	230	283	328	374	413	$[10^3 \cdot m^3]$

Tab. č. 11 Tabulka výstupních hodnot n-letých průtoků

Z důvodu, že hydrologický model DesQ-MaxQ spolupracuje s výpočetní technikou a je ovlivněn lidským faktorem pouze při zadávání vstupních veličin, na rozdíl od vzorců, které jsou ovlivněny po téměř celou dobu výpočtu, usoudil jsem, že je nejpřesnější a rozhodl se podle něj určit přesnost ostatních vzorců.

- Výsledná hodnota průtoků hydrologického modulu DesQ-MaxQ se kterým následně porovnám výsledky předešlých vzorců.

$$Q_{100} = 24,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

- Jako nejpřesnější vzorec vyšel intenzitního (racionálního) typu s hodnotou $Q_{100} = 24,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ tato hodnota byla o $0,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ vyšší než u hydrologického modelu.
- Po tomto vzorci následují vzorce objemové a jako přesnější z nich vyšel Čerkašína (1963) s hodnotou $Q_{100} = 23,46 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ jenž má nižší hodnotu o $0,74 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ po něm následuje Sokolovského (1946) s hodnotou

$$Q_{100} = 25,68 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \text{ která má naopak hodnotu vyšší o } 1,48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

- Nejnepřesnější vzorec vyšel oblastní (regionální) jehož hodnota je $Q_{100} = 22,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ což je o $1,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ méně.

Z tohoto porovnání lze usoudit, že pro výpočet odtoku z malého a velmi malého povodí s danými hydrologickými vlastnostmi je nejlepší aplikovat vzorec intenzitního typu.

10. Diskuse

Rozdíly výsledků mých výpočtů a výpočtů ČHMÚ bych odůvodnil několika faktory. Jako jeden z prvních faktorů uvádím dobu, před kterou bylo měření na ČHMÚ prováděno. Během této doby se na povodí změnilo poměrně velké množství vstupních parametrů, například: velikost lesa, množství urbanizovaného území, které má za následek menší vsak a tím větší odtok povrchové vody do toku, snížil se počet luk a pastvin a nahradily je pole na kterých se ne vždy provádí orba po vrstevnici. Jako další faktor bych uvedl rozdílnou plochu povodí, kterou jsem naměřil pomocí programu AutoCAD, což není program určený přímo k hydrologickým výpočtům, zato je poměrně dobře využitelný k měření jednotlivých ploch. Výsledkem je o 3,273 km² větší plocha povodí, než uvádí ČHMÚ, což má nejspíše za následek vykreslení rozvodnice do trošku jiných míst než tomu bylo na ČHMÚ a následně naměřování kdy jsem nejspíše zanášel vnější obvod a tím tak navýšil plochu svého povodí.

Tab. č.12 Porovnání výsledků (Vlastní výpočty 2012; ČHMÚ)

Typ metody	Q₁₀₀ [m³.s⁻¹]	ČHMÚ [100 %]	Rozdíl vypočítaných hodnot a hodnot z ČHMÚ [%]
Vzorec intenzitní	24,8	15,2	63,2
Vzorec oblastní	22,3	15,2	46,7
Vzorec Sokolovského	25,68	15,2	68,9
Vzorec Čerkašína	23,46	15,2	54,3
DesQ - MaxQ	24,2	15,2	59,2

Procentuelně vyšel výsledek průtoku v uzavírajícím profilu z ČHMÚ menší v rozmezí od 46,7 do 68,9 %. Důvody tohoto rozdílu jsou vysvětleny výše.

Jak už jsem dříve zmínil, při mé práci jsem zjistil, že data a údaje, které jsem získal na úřadech správy lesů a na ČHMÚ jsou poměrně zastaralé a neodpovídají aktuálnímu stavu. Tím mám na mysli zalesněnost, poměr luk a polí a množství urbanizovaných ploch. Proto by má práce mohla případně sloužit jako aktualizace dat souvisejících s povodím Strženeckého potoka a samotným vodním tokem. Jako podklady k mým výpočtům sloužily aktualizované mapy a poznatky z terénních pochůzek.

Rozdíly v mých výsledcích lze vysvětlit nepřesnostmi v zadávání různých koeficientů a v rozdílnosti jednotlivých početních a grafických postupů. Tyto nepřesnosti lze tolerovat dle normy ČSN751400 PŘÍLOHY 1.

Nejbližše hydrologickému programu DesQ-maxQ byl intenzitní vzorec který se lišil o $0,6\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$.

Přehled literatury a použitých zdrojů:

- ADAMEC, M., BŘEZKOVÁ, L., HANZLOVÁ, M., HORÁK, J., UNUCKA, J. 2006: Modelování vlivu land use na srážko-odtokové vztahy s podporou GIS. Příspěvek na konferenci Říční krajina 4. Olomouc, PřF UPOL, s. 335-350, ISBN
- ARNOLD, J.G., NEITSCH, S.L., et al. 2002: Soil And Water Assessment Tool Theoretical Documentation. Temple, Blackland Research Centre, 506 s.
- BECKER, A., SERBAN, P., 1990: *Hydrological models for water - resources systém design and operation*. Operational Hydrology Report No. 34, WMO, Ženeva. 80 s.
- BEVEN, K.J., 2001. *Rainfall-runoff modeling*. The Primer. London, John Wiley & Sons.
- BEVEN K., 2002: Rainfall runoff modeling The Primer. *John Wiley and Sons*.
- BUCHTELE, J., 2002: *Okolnosti ovlivňující využití modelů a tendence v uplatňování různých přístupů*. In Patera A. et al. : Povodně: prognózy, vodní toky a krajina. ČVÚT, Praha, s. 51-55.
- CLARKE R.T., 1973: *Matematical models in hydrology*. Irrigation and Drainage paper, No. 19, FAO Rome.
- ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚŘAD, Základní hydrologické statistiky.— Q₁₀₀
- ČESKÝ ÚŘAD GEODETICKÝ A KARTOGRAFICKÝ – geologická a hydrogeologická mapa M: 1:50 000 stav ke dni 1.1.1982
- ČSN 75 1400, příloha 1 ,1980,Hydrometeorologický ústav
- 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. ČZÚ, Praha, 196 s.
- DUB O., 1957: Hydrológia, hydrografia, hydrometria. SVTL, Bratislava, 488 s.
- DUB O.,NĚMEC J.,1969: *Hydrologie*, Praha, 378 s.SNTL.
- GASSMAN, P. W., REYES, M.R., GREEN, C.H., ARNOLD, J.G. 2007. The soil and water assessment tool: historical development, applications, and future research directions. *American Society of Agrikultural and Biological Engineers*, 50, 4, 1211-1250.
- GRAHAM, D.N., BUTTS, M. B. 2005. Flexible, integrated watershed modelling with MIKE SHE. In Singh, V. P., Frevert, D. K. *Watershed Models*, CRC Press, 245-272.
- HEJDUK T., 2010: Hydraulické a hydrologické modelování, Literární rešerše k disertační práci. ČZU, Praha, 34 s.

- HOLÝ M., 1994: *Eroze a životní prostředí*. ČVUT, Praha, 383 s.
- HRÁDEK F., KOVÁŘ P., OČENÁŠEK V., ANTAL J., JOHANOVSKÝ Z., 1988: *Hydrologie. 1 - vyd.* Praha: VŠZ, 357s.
- HRÁDEK F., KUŘÍK P., 2001: *Maximální odtok z povodí: Teorie svahového odtoku a hydrologický model DesQ-MAXQ*. 1.vyd. Praha: ČZU-LF, 37 s. ISBN 80-213-0782-X.
- JENÍČEK, M., 2005: *Aplikace matematického modelu NASIM pro simulaci srážko-odtokových poměrů v povodí Černé vody*. Diplomová práce na Přírodovědecká fakulta Univerzita Karlova, 104 s.
- KAŠPÁREK L., (Ed.) 2006. Vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR [online]. [cit. 10.3.2012], VÚV. T. G. Masaryka, Praha <<http://www.chmi.cz/hydro/pov06>>
- KOVÁŘ P., 1973: *Řešení povrchového odtoku matematickými modely systémové analýzy*. Praha, 110 s. Kandidátská disertační práce na vysoké škole zemědělské na Agronomické fakultě. Školitel Doc. Ing. M. Moudrý CSc.
- KOVÁŘ P., 1990: *Využití hydrologických modelů pro určování maximálních průtoků na malých povodích*. Vysoká škola zemědělská v Praze.
- KULHAVÝ Z., KOVÁŘ P., 2002: *Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí*. VÚMOP, Praha, 123 s.
- KUTÍLEK M., KURÁŽ V., CÍSLEROVÁ M., 2004: *Hydropedologie 10*, Praha – ČVUT.
- MIKE SHE - integrated catchment modeling, 2011, online: www.mikebydhi.com/Products/WaterResources/MIKESHE.aspx 18.3.2012
- ŘEDINOVÁ J., PAVLÁSEK J., MÁCA P., 2009: *Hydrologie- Návody ke cvičením*. ČZU, Praha, 79 s.
- SCHARFFENBERG, W. A., FLEMING, M.J. 2010: *Hydrologic Modeling System HEC-HMS, user's Manual*.USACE, Davis, 318 s.
- UNUCKA, J. 2006: *Hydrologické a vodohospodářské aspekty revitalizace Bečvy*. Disertační práce. PřF OU Ostrava, 178 s.
- ZAPLETAL M., 2005: *Hydrologie. Vyšší odborná škola vodního hospodářství a ekologie Vodňany, Vodňany*, 98 s.
- ZEMAN E., 1994: *Hydroinformatika a hydrologické modely*. Habilitační práce, ČVUT, Praha

Seznam obrázků

Obr. č. 1 Schéma srážko-odtokového procesu

Obr. č. 2 Pohyb vody a látek

Obr. č. 3 **Diagramy...**

Obr. č. 3 Průměrná rychlost pro stanovení doby doběhu u mělkého koncentrovaného proudění.

Obr. č. **Diagramy ..**

Obr. č. 4 Podrobné rozdělení deterministických modelů

Obr. č. 5 Schéma modelu SAC-SMA

Obr. č. 6 Struktura modelu MIKE-SHE

Obr. č. 7 Dělení povrchového odtoku

Obr. č. 8 Koaxiálně grafický korelační vztah srážka-odtok.

Obr. č. 9 Vyznačení povodí v rámci České republiky

Obr. č. 10 Graf vyjadřuje nárůst plochy povodí

Obr. č. 11 Hypsografická křivka

Obr. č. 12 Podélný profil toku

Seznam tabulek

Tab. č. 1 Průměrné vydatnosti deště v [$l \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$] v ČR

Tab. č. 2 Hodnoty maximálních denních úhrnů srážek pro stanice na území ČR s pravděpodobností opakování za N let podle Gumbelovy statistiky extrémů dle Šamale, Valoviče, Brázdila

Tab. č. 3 Charakteristika hydrologických vlastností půd

Tab. č. 4 Manningův součinitel drsnosti (n) pro plošný odtok.

Tab. č. 5 Manningův součinitel drsnosti (n) pro průtok otevřeným korytem.

Tab. č. 6 Opravný součinitel pro nádrže, rybníky a mokřady.

Tab. č. 7 Nezávislé proměnné modelu APIC

Tab. č. 7 Vyjadřuje velikost ploch v povodí

Tab. č. 8. Vstupní veličiny pro výpočet n -letých průtoků

Tab. č. 9 Výstupní hodnoty z DesQ – MaxQ

Tab. č. 10 *Tabulka výstupních hodnot n-letých průtoků*

Tab. č. 11. *Porovnání výsledků.*