

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

Studijní program: B4106 Zemědělská specializace
Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí
Zadávající katedra: Katedra krajinného managementu
Vedoucí katedry: doc. Ing. Pavel Ondr, CSc.

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Faktory ovlivňující odtok vody z povodí při srážko-odtokových událostech

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Václav Bystřický, Ph.D.
Autor bakalářské práce: Pavel Ticháček

České Budějovice, 2016

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
Fakulta zemědělská
Akademický rok: 2014/2015

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE
(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: **Pavel TICHÁČEK**
Osobní číslo: **Z13062**
Studijní program: **B4106 Zemědělská specializace**
Studijní obor: **Pozemkové úpravy a převody nemovitostí**
Název tématu: **Faktory ovlivňující odtok vody z povodí při srážko-odtokových událostech**
Zadávací katedra: **Katedra krajinného managementu**

Z á s a d y p r o v y p r a c o v á n í :

Práce bude mít charakter literární rešerše týkající se srážko-odtokových epizod a celkového odtoku vody z povodí. Důraz bude kladen na vymezení faktorů, které ovlivňují odtok vody z krajiny i na případnou kvantifikaci jejich vlivů. Rešerše bude zpracována tak, aby sloužila jako podklad pro případné zpracování diplomové práce zabývající se touto problematikou.

Rámcový obsah literární rešerše:

Oběh vody v přírodě.

Odtok vody z povodí.

Popis vzniku a rozdělení srážko-odtokových událostí.

Faktory ovlivňující odtok vody z povodí.

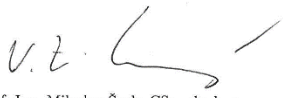
Možnosti využití těchto faktorů pro protipovodňovou a protierozní ochranu.

Rozsah grafických prací: dle potřeby
Rozsah pracovní zprávy: 30 - 40 stran textu
Forma zpracování bakalářské práce: tištěná/elektronická
Seznam odborné literatury:

Brutsaert, W. Hydrology: An introduction. Cambridge University Press, 2005, 605 s.
Davie, T. Fundamentals of hydrology. Routledge, New York, 2008, 200 s.
Maidment, D.R. (ed.). Handbook of hydrology. McGraw-Hill, New York, 1993, 1424 s.
Kněžek, M. Podzemní složka odtoku. VÚV, Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 1988, 62 s.
časopisy: Hydrological processes, Journal of hydrology, Physics and chemistry of the earth, Hydrological studies, atd.


Vedoucí bakalářské práce: Ing. Václav BYSTRICKÝ, Ph.D.
Katedra krajinného managementu

Datum zadání bakalářské práce: 16. března 2015
Termín odevzdání bakalářské práce: 15. dubna 2016


prof. Ing. Miloslav Šoch, CSc., dr. h. c.
děkan

JIHOČESKÁ UNIVERZITA
V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA
studijní oddělení
Studeniská 13
370 01 České Budějovice

L.S.


doc. Ing. Pavel Ondr, CSc.
vedoucí katedry

V Českých Budějovicích dne 23. března 2015

Prohlášení

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách, a to se zachováním mého autorského práva k odevzdanému textu této kvalifikační práce. Souhlasím dále s tím, aby toutéž elektronickou cestou byly v souladu s uvedeným ustanovením zákona č. 111/1998 Sb. zveřejněny posudky školitele a oponentů práce i záznam o průběhu a výsledku obhajoby kvalifikační práce. Rovněž souhlasím s porovnáním textu mé kvalifikační práce s databází kvalifikačních prací Theses.cz provozovanou Národním registrem vysokoškolských kvalifikačních prací a systémem na odhalování plagiátů.

Datum 21.4.2016

Podpis studenta

Poděkování

Tímto bych rád poděkoval vedoucímu mé bakalářské práce Ing. Václavu Bystřickému, Ph.D. za jeho cenné rady a podnětné připomínky, kterými přispěl k sestavení a dokončení této bakalářské práce.

Abstrakt

Tato bakalářská práce je zaměřena na faktory ovlivňující odtok vody z povodí při srážko-odtokových událostech. Práce začíná popisem oběhu vody v přírodě a pokračuje hydrologickou bilancí. Dále je zde popsán vznik srážek a odtok vody, kdy se odtok vody dělí na povrchový a podpovrchový. V práci je charakterizován srážko-odtokový proces a také jsou zde popsány faktory, které ovlivňují odtok vody z povodí. V poslední části práce jsou popisovány možnosti využití těchto faktorů pro protierozní a protipovodňovou ochranu.

Klíčová slova: hydrologický cyklus, hydrologická bilance, odtok vody, srážko-odtokový proces, faktory ovlivňující odtok

Abstract

This thesis focuses on the factors affecting runoff water from the basin during the rainfall-runoff events. Work begins by describing the circulation of water in nature and continues with hydrological balance. Next chapter is the formation of precipitation and water runoff, in which the water outflow is divided into surface and subsurface. In the work is characterized runoff process and there are described factors that affect water runoff from the watershed. The last part describes the possibility of using these factors for creating erosion and flood control.

Key words: hydrological cycle, hydrological balance, water outflow, rainfall-runoff proces, factors affecting runoff

Obsah

1. Úvod.....	8
2. Oběh vody v přírodě	9
3. Hydrologická bilance.....	10
4. Vlhkost vzduchu	12
5. Srážky	13
6. Odtok vody	16
6.1. Povrchový odtok.....	18
6.2. Podpovrchový odtok.....	19
7. Srážko-odtokový proces	19
8. Faktory ovlivňující odtok vody z povodí.....	21
9. Protierozní opatření.....	30
10. Protipovodňová opatření.....	35
11. Závěr	39
12. Seznam literatury	40

1. Úvod

Přírodní voda a její vlastnosti jsou úzce spjaty s vývojem Země. Voda je dynamickou částí zemského tělesa, ať už se jedná o vodopády, déšť, prameny teplých vod, vodní páru, rychlé bystřiny a pomalý pohyb veletoků. Voda je jednou z nejvíce rozšířených hmot na Zemi a je v neustálém pohybu. Vlivem slunečního záření je neustále vypařována, přičemž se pohybuje jako vodní pára nad povrchem země, v plynném skupenství je přenášena ve vzdušných proudech někdy i na značné vzdálenosti a za příhodných podmínek se mění na tekutý stav a dopadá nazpět na zemský povrch (Netopil, 1972). Voda je vnímána jako samozřejmost našeho života, ale není tomu tak. Při suchých obdobích lze pozorovat úbytek vody jako vysychání pramenů nebo pokles vody ve studních, teprve potom si uvědomíme, že bez vody není ani života, a proto nesmíme vodou zbytečně a neuváženě plýtvat.

Na počátku srážkoodtokového procesu se déšť vsakuje do půdy a průtok v toku se nezvětšuje. Zvětšení průtoku nastane až po určité době, která je závislá na sklonitosti povodí, na vlastnostech půdy a zastavěnosti povodí. Srážka je půdou zadržována v kapilárních pórech, v gravitačních pórech půdy srážková voda vlivem sklonu terénu proudí a vytváří podpovrchový odtok. Po určité době se stává půda nasycenou a v této chvíli zůstává srážková voda na povrchu a odtéká po spádnicí terénu do toku.

Cílem této práce je seznámit se s oběhem vody, od vzniku srážek, až po dopad srážek na zemský povrch, kde se část vody vsákne do půdy nebo vypaří a zbylá část vody odtéká z povodí povrchovým odtokem. Dále se v práci uvádí pojem srážkoodtokový proces a přiblíží se zde, jak tento proces vzniká. Srážkoodtokový proces je ovlivňován řadou významných faktorů. Jedná se o faktory klimatické, fyzikálně geometrické a antropogenní. Závěrem se pojednává o tom, jakým způsobem mohou dané faktory působit na povodí z hlediska protierozní a protipovodňové ochrany.

2. Oběh vody v přírodě

Voda v přírodě se vyznačuje i při svých velkých hmotách výjimečnou pohyblivostí, je v neustálém pohybu. Jednak se přemísťují vodní masy ve stavu kapalném (mohou i ve stavu pevném) z výše položených míst do nižších působením zemské tíže, jednak také přecházejí ze skupenství tuhého (sublimace) a kapalného (vypařování) v plynné vlivem sluneční energie. Tento neustálý pohyb vody v přírodě nazýváme oběhem vody na Zemi (Krešl, 2001). Oběh vody na Zemi probíhá jednak v tak zvaném malém oběhu, který se uskutečňuje jen nad plochami moří a oceánů, a jednak ve velkém oběhu, při kterém dochází k výměně vody mezi oceány a pevninou. Malá část vody vykonává samostatný oběh vody nad bezodtokovými oblastmi (Netopil, 1972).

Tlapák (1992) popisuje, že působením tepla se voda z hladiny moří a oceánů nepřetržitě vypařuje. Kondenzací vodních par v ovzduší vznikají srážky, ale většina srážek se opět ihned vrací do oceánů jako déšť, zbylá část je odnesena pomocí větru nad pevninu, kde se páry srážejí a spadnou ve formě deště, mlhy, krup nebo sněhu. Mimo to se vzdušná vlhkost sráží (kondensuje) jako rosa nebo námraza na rostlinstvu nebo jiných předmětech. Většina této vody se opět vypařuje nebo ji pohltnou rostliny, které ji později vypaří (transpirují). Srážky ve formě deště, mlhy, krup a sněhu se částečně vypařují ještě před dopadem na zem. Další část srážek zachytí listy rostlinstva nebo jiné předměty, část stéká na zem a část se vypařuje (Kravka a kol., 2009). Část vody, která dopadla na půdní povrch, stéká ve stružkách do potoků, řek a v nich odtéká do moří a oceánů. Druhá část tvoří půdní vláhu tím, že se zasakuje do půdy póry a průlinkami, a voda se dále z půdy buď vypaří, nebo ji využije rostlinstvo a transpirací opět vypaří. Zbylá část prosákne nebo proteče většími póry nebo puklinami v půdě nebo horninách a stává se součástí podzemní vody (Němec, 1965). Podzemní voda je soustava podzemních toků a jezer, které tečou v průlinkách a pórech hornin. Podzemní voda má svůj spád a odtéká do řek, nebo přímo do oceánu, vyvěrá na zemský povrch jako prameny, nebo se dostává do větších hloubek a pro potřebu lidí se čerpá z obyčejných nebo artézských studní. Celý koloběh vody závisí na vypařování a pohybu atmosféry. Zdrojem obojího je sluneční záření, jež tedy tvoří podstatu jevů meteorologických i hydrologických (Kravka a kol., 2009). Schéma oběhu vody v přírodě je znázorněno na obrázku č. 1.



Obr. č. 1: Oběh vody (USGC)

3. Hydrologická bilance

Nejobecnějším řešením vzájemných vztahů složek, které se zúčastňují na koloběhu vody, je zpracování hydrologické bilance. Lze rozepsat řadu bilančních rovnic, ať už od úplně nejjednodušších rovnic, které se zabývají srážky, odtokem a ztrátovou složkou, až po rovnice, které uvažují s jednotlivými odtokovými složkami i změnami zásob vody v jim odpovídajícím prostředí za bilančované období, skrytou komunikaci vody a rozčlenění ztrátové složky na druhy výparu, případně i transpiraci. Metody, které jsou výše zmíněné, se zakládají na jednoduchém principu a při jejich použití vznikají problémy v nepřesnosti extrapolace bodově získaných hodnot a metodické obtížnosti při stanovení zvláště bilančních rovnic. Proto je nutné při výpočtech kombinovat prvky přímo měřené s hodnotami stanovenými empiricky nebo odhadem (Kněžek, 1988).

ČHMÚ (2015) popisuje, že hydrologická bilance zahrnuje porovnávání srážek, přítoků a odtoků vody a změn vodních zásob v povodí, území nebo vodním útvaru za daný časový interval. Hodnotí změny zásob povrchové a podzemní vody, což způsobuje časová a prostorová proměnlivost přirozených vlivů, zejména klimatických činitelů, a vytváří podklad pro hodnocení změn zásob vody, které způsobuje užívání

vody nebo jiné antropogenní zásahy. Při výpočtu hydrologické bilance rozlišujeme základní veličiny na dva typy:

- Veličiny, které mají rozměr toků (atmosférické srážky, územní výpar, odtok z povodí, základní odtok z povodí)
- Veličiny, které mají rozměr zásoby (zásoba půdní vody v zóně aerace, zásoba vody ve sněhové pokrývce, zásoba podzemní vody, zásoba vody v tocích a nádržích)

Podle výše uvedeného rozdělení je zřejmé, že nelze s přesností změřit nebo určit všechny prvky hydrologické bilance. Pro určení specifických prvků hydrologické bilance jako jsou změny v zásobě půdní a podzemní vody, potencionální výpar atd. se tedy používají speciální modely a modelové výpočty (Chmelová a Frajer, 2013). Pro zjednodušenou hydrologickou bilanci v rámci povodí lze využít rovnice:

$$Hs = Ho + Hv \pm R$$

Kde je:

Hs – celková výška srážek (mm)

Ho – celková výška odtoku (mm)

Hv – celková výška výparu (mm)

R – změna výšky zásob v povodí (mm)

Kravka a kol. (2009) uvádějí, že platí následující nezjednodušená bilanční rovnice, jelikož se objem vody v hydrosféře nemění:

$$HS = OV + OP + OZ + OS + HE(p) + HE(r) + HE(t) + HE(v) \pm \Omega 1 \pm \Omega 2 \pm \Omega 3 \pm \Omega 4 \pm \Omega 5$$

Kde je:

HS – atmosférická srážka

O – odtok vody

OV – soustředěný povrchový odtok

OP – nesoustředěný povrchový odtok

OZ – odtok podzemní vody

OS – odtok vody ve hlubších vrstvách

HE – klimatický výpar

HE(p) – výpar z půdy

HE(r) – výpar z povrchu rostlin, neproduktivní výpar části srážek zachycených nadzemními částmi porostů a předměty (10-50% srážek)

HE(t) – produktivní výpar z rostlin – dýchání rostlin, spotřeba vody rostlinami pro vlastní stavbu buněk

HE(v) – výpar z vodní hladiny

Ω - množství vody, které zvýšilo nebo snížilo zásoby povrchové a podzemní vody

Ω_1 – přírůstek nebo úbytek vody povrchové a podzemní

Ω_2 – přírůstek nebo úbytek vody v nádržích

Ω_3 – přírůstek nebo úbytek vody v ovzduší

Ω_4 – přírůstek nebo úbytek vody v biomase rostlinstva

Ω_5 – přírůstek nebo úbytek vody v biomase živočišstva

Kdy složky Ω_3 , Ω_4 , Ω_5 jsou kvantitativně zanedbatelné a obvykle se s nimi neuvažuje.

4. Vlhkost vzduchu

Voda je vždy přítomnou složkou atmosféry, do které se dostává výparem z vodních ploch, z půdy, z vegetace a z organismů. Šíření vodní páry v ovzduší je omezeno rozdělením teploty a tlaku v ovzduší. Při stejném tlaku může být ve vzduchu obsaženo tím více vodních par, čím je teplota vyšší, při stejné teplotě pak tím více, čím je vyšší tlak (Šilar, 1996). Se zvětšováním obsahu páry v objemové jednotce se zvětšuje její tlak do její maximální hodnoty, což je tlak (napětí) syté páry a sytá pára je v termodynamické rovnováze s kapalnou fází. Při zvýšení objemu syté páry se její tlak nezvýší, nýbrž část páry zkapalní a tlak zůstane stejný. Pokud je ve vzduchu při určité teplotě menší množství par, než které odpovídá stavu nasycení (vzduch obsahuje

za dané teploty maximální množství par), je parciální tlak menší než tlak syté páry, tak se pára nazývá parou přehřátou (Kemel, 1996).

Nejdůležitějšími veličinami charakterizujícími množství vodní páry ve vzduchu dle Kopáčka a Bednáře (2005) jsou:

1. Absolutní vlhkost vzduchu (hustota vodní páry) je hmotnost vodní páry v jednotce objemu. Množství vodní páry se ve vzduchu nemůže zvyšovat neomezeně, jelikož pro každou teplotu existuje mezní hodnota, nad kterou nemůže obsah vodních par vzrůstat. Přebytek vodní páry kondenzuje. Tato mezní hodnota vyjadřující pro danou teplotu nejvyšší možné množství vodní páry obsažené v jednotce objemu, je nazývána absolutní vlhkostí nasyceného vzduchu.

2. Napětí (tlak) vodních par vyjadřuje stupeň vlhkosti ovzduší a je udáván v hPa nebo v milibarech (Kemel, 1996). Napětí nasycení je událost, při níž je za dané teploty dosaženo nejvyššího možného obsahu vodní páry ve vzduchu. Napětí nasycení závisí především na teplotě. Teplý vzduch může pojmout více vodní páry než vzduch studený.

3. Relativní (poměrná) vlhkost vzduchu je procentuálně vyjádřený poměr skutečné absolutní vlhkosti k maximální absolutní vlhkosti za dané teploty, nebo poměr aktuálního tlaku par k tlaku nasycených par za dané teploty.

4. Sytostní doplněk (deficit vlhkosti) značí rozdíl mezi napětím nasycení pro danou teplotu a skutečným napětím vodních par (Kopáček a Bednář, 2005).

5. Teplota rosného bodu je teplota, při níž by se pára právě přítomná ve vzduchu stala nasycenou při nezměněném atmosférickém tlaku. Při klesání teploty vzduchu začnou dosažením rosného bodu vodní páry ve vzduchu kondenzovat (Šilar, 1996).

5. Srážky

Poklesem atmosférického tlaku a teploty je způsobeno, že vzestupné proudy vlhkého vzduchu se přesycují vodní parou. Kapalná voda pak kondenzuje na malých částicích pevných látek, které se ve vzduchu vyskytují a jsou tvořeny jak hmotou organickou, například organickým detritem, tak anorganickou, například sopečným prachem, jílovými částicemi ze zvětralých hornin, nepatrnými krystalky soli vzniklými při vypařování kapek mořské vody a částicemi prachu a popela průmyslového původu.

Tyto počáteční částice kapalné vody nejsou větší než 0,04 milimetru, jsou velmi lehké a unášené proudem vzduchu (Pačes, 1982).

Atmosférické srážky vznikají vlivem desublimace, což je změna skupenství z plynného na skupenství pevné, nebo kondenzace vodní páry, což značí změnu skupenství z plynného na skupenství kapalné (Sklenička, 2003). Ke kondenzaci dochází, je-li vzduch nasycen vodní párou na maximální vlhkost a nemůže již přijímat další páru, která se sráží. Stejný proces nastává při ochlazení vzduchu nasyceného vodní párou, sníží-li se teplota rosného bodu, tedy hodnota maximální vlhkosti, přebytečná vodní pára kondenzuje. Kondenzace se projevuje buď ve formě malých kapiček vody, nebo krystalků ledu (Němec, 1965).

Atmosférické srážky se rozdělují podle způsobu a místa vzniku na vertikální a horizontální srážky. Vertikální srážky vznikají ve volné atmosféře a padají na zem, vypadávají pouze z určitých oblaků. Mezi vertikální srážky se řadí déšť, mrholení, sníh, krupky, kroupy a sněhové jehličky. Horizontální srážky vznikají bezprostředně nad povrchem nebo přímo na studeném zemském povrchu, a to kondenzací. Mezi horizontální srážky patří rosa, jíní, jinovatka, námraza, ledovka a náledí (Bratnych, 2005). Na to dále navazuje Kopáček s Bednářem (2005) tím, že ke kondenzaci na povrchu země dochází, pokud tenké vrstvy vzduchu přiléhají těsně k chladné zemi nebo ke studeným předmětům na ní, a mohou se dotykem s ní nebo s nimi ochladit až na teplotu rosného bodu, kdy dochází k nasycení vzduchu vodní párou. Pokračuje-li ochlazování dále, kondenzuje nebo sublimuje nadbytečná vodní pára na povrchu chladných předmětů nebo na studené půdě. Přitom vznikají různé produkty kondenzace a sublimace podle toho, za jakých podmínek ochlazování vzniká.

Druhy horizontálních hydrometeorů: Rosa se vytváří jako drobné, větší nebo ojedinele i splývající kapky vody, většinou na povrchu předmětu a zejména po jasných nocích, kdy povrch prochládl vlivem vyzařování. Šedý mráz je jemný, bílý, krystalický povlak, který vzniká desublimací vodní páry z ovzduší na povrchu předmětu při teplotě, která je pod bodem mrazu (Kemel, 1996). Námraza vzniká při usazení přechlazené mlhy z ovzduší a jejím okamžitým mrznutím ve formě ledových krystalků na povrchu země, stromů nebo předmětů. Jinovatka vzniká obdobným způsobem jako rosa, pokud je teplota pod bodem mrazu. Kondenzace nastává ve formě ledových krystalků sublimací přímo v pevném skupenství

(Šilar, 1996). Ledovka je průhledná ledová usazenina s hladkým povrchem, která se tvoří zmrznutím přechlazených kapiček za deště nebo mrholení na vodorovných, šikmých i svislých plochách, jejichž teplota je mírně pod bodem mrazu. Náledí je ledová vrstva pokrývající zemi, vzniká buď tím, že nepřechlazené dešťové kapky zmrznou na zemi, nebo voda vzniklá táním sněhu na povrchu zmrzne, nebo zmrzne sníh částečně roztátý při provozu vozidel na silnicích (Kemel, 1996).

Kopáček a Bednář (2005) říkají, že vznik srážek v atmosféře může vznikat dvojitým způsobem.

1. K vzniku srážek je v mírných a vyšších zeměpisných šířkách nezbytná přítomnost ledových částic v oblaku. Při teplotě pod 0°C přechlazené vodní kapičky obsahující krystalizační jádra zmrznou v ledové částičky, tímto jevem dochází k intenzivnímu nárůstu ledových částí na úkor přechlazených vodních kapiček a po dosažení kritické velikosti začnou ledové částice padat dolů (Němec, 1965), v oblasti pod hladinou teploty 0°C tají a mění se v dešťové kapky. Počet původních ledových jader obvykle nestačí ke vzniku dostatečného počtu ledových částic, tento fakt kompenzuje sekundární nukleace ledu, která souvisí s tříštěním ledových částic při vzájemných srážkách (Kopáček a Bednář, 2005).

2. Pro koalescenční teorii vzniku srážek jsou potřeba obří kondenzační jádra o poloměrech několika mikrometrů, jejich koncentrace bývá řádově menší než koncentrace všech kondenzačních jader přítomných ve vzduchu, ale jejich účinnost je nejvyšší (Kemel, 1996). Tyto částice jsou pravděpodobně tvořeny hygrokopickými krystalky mořských solí a na nich vznikají velké kapky. Tyto velké kapky zachycují při srážkách menší kapičky a narůstají do rozměrů, kdy začnou padat skrze vzestupné proudy vzduchu. Při pádu dále narůstají a při dosažení určité velikosti se rozpadají na několik málo větších zbytků a značný počet mikroskopických kapiček. Příčinou rozpadu je to, že blána povrchového napětí není schopna udržet narůstající objem vody a praská. Větší zbytky jsou vzestupnými proudy znovu unášeny vzhůru, přičemž narůstají a celý proces se znovu opakuje. Podmínkou je velký obsah vodní páry a kapalné vody v oblaku (Kopáček a Bednář, 2005).

Druhy vertikálních hydrometeorů dle Kemla (1996): Déšť padá z dešťových oblaků nimbostratus a cumulonimbus. Kapky mají kulovitý tvar o průměru 0,5mm a větším, největší kapky mají průměr 5-8mm. Dešťová voda není chemicky čistá.

Teplota vody dešťových kapek je zpravidla o 3-5°C nižší než teplota okolního vzduchu. Intenzita deště je charakterizována podle úhrnu srážek za hodinu: slabý déšť méně než 1mm za hodinu, mírný déšť 1-5mm, silný 5-10mm, prudký 10-15mm, lijavec 15-23mm, přívalový déšť 23-58mm, průtrž mračen více než 58mm za hodinu. Deště se také dělí podle délky trvání na krátkodobé deště přívalové, často označované jako místní a déletrvající deště – regionální (Tlapák, 1992). Mrholení je slabá stejnosměrná srážka se značnou hustotou drobných kapiček, které na předmětech vytvářejí souvislou vrstvičku vody. Vznikají v oblacích typu stratus a průměr kapiček nepřesahuje 0,5mm, jsou lehké a ovlivňované směrem větru. Mžení je mrholení za mlhy. Déšť se sněhem padá při teplotách blízkých 0°C, déšť a sníh padají současně. Zmrzlý déšť je déšť, při kterém vypadávají průzračné skoro kulovité zmrzlé vodní kapky o průměru 1-4mm. Vyskytují se v zimním období za mírného mrazu při zemi. Kroupy vznikají v letním období v cumulonimbu s bouřkami jako velké neprůhledné ledové částičky kulového nebo nepravidelného tvaru o průměru 5-50mm. Vytvářejí se narůstáním mnoha vrstev na sobě, uvnitř se nachází sněhové jádro. Sněhové krupky jsou bílé částičky skoro kulovitého tvaru o průměru 2-5mm s drsným povrchem. Vypadávají z cumulonimbu nebo nimbostratu (Kemel, 1996). Sníh vzniká kondenzací pod bodem mrazu, je tvořen různě uspořádanými krystalky ledu, které na sobě narůstají ve tvaru rozvětvených hvězdic (Šilar, 1996).

6. Odtok vody

Odtok je volný termín, který se vztahuje na pohyb vody v soustředěném proudu, poté co dosáhl povrchu země ve formě srážky. K pohybu může dojít buď na povrchu, nebo pod povrchem a to v nejrůznějších rychlostech (Davie, 2008). Povrchový a podpovrchový odtok nám dává dohromady odtok celkový (Pačes, 1982).

Zjištěním nárůstu průtoku v toku v závislosti na srážce začíná poznávání odtokových vlastností povodí. Na počátku deště se srážka vsakuje do půdy a průtok v toku se nezvětšuje. Průtok v toku se zvětší až po určité době, která je závislá na vlastnostech půdy a zastavěnosti povodí. Zastavěné území jako jsou komunikace, stavební objekty a zpevněné plochy brání pronikání srážky do půdy a vyvolávají povrchový odtok, který způsobuje v toku brzký nárůst průtoku ze srážky (Matoušek, 2010).

Voda ze spadlých srážek a za působení gravitace vytváří na zemském povrchu nejdříve na malých plochách plošný (nesoustředěný) odtok, poté se vlivem členitosti terénu koncentruje ve stružkách, struhách, rýhách, potocích a tocích a vytváří povrchový soustředěný odtok (Hubačiková, 2009). Kravka a kol. (2009) dále uvádějí, že část spadlých srážek se vsákne do půdy, kde se následně pohybuje puklinovým a průlinovým prostředím geologických vrstev až k hladině podpovrchové vody a zde se vytváří podpovrchový odtok.

Chmelová a Frajer (2013) uvádějí, že základní jednotkou pro odtok vody v korytě řeky je průtok, který je základní měrnou jednotkou odtoku. Průtok vody vztažený na jednotku plochy povodí je nazýván specifickým odtokem. Specifický odtok udává, kolik vody odečte za jednotku času z určené jednotky povodí, je udáván v $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (Shaw, 2005). Tato charakteristika dobře umožňuje posouzení vodnosti a celkových podmínek pro odtok vody v jednotlivých povodích nebo jejich částech.

$$q = \frac{Q}{Sp}$$

Kde je:

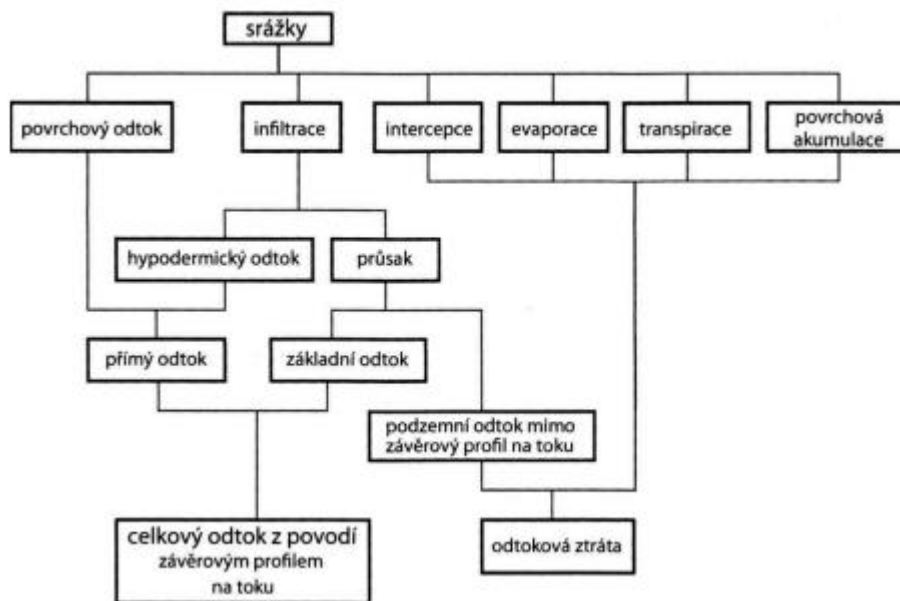
q- specifický odtok

Q- průtok

Sp- plocha povodí

V delším období sucha specifický odtok vyjadřuje odtok podzemní vody z povodí, nazývá se specifickou vydatností podzemní vody, a je výhodný pro porovnání odtoku podzemní vody z různých geologických útvarů (Šilar, 1996).

Němec (1965) dále říká, že při analýze popřípadě syntéze průběhu povrchového odtoku ve vztahu ke srážce (deště nebo tání sněhu) je třeba přihlídnout k odtoku podpovrchovému. Dále poukazuje na to, že výpar je možno v některých případech zanedbat. Pačes (1982) dodává, že odtok kolísá v čase i prostoru a v našich klimatických podmínkách je nejvyšší na jaře při tání sněhu a nejnižší je buď v zimě, kdy voda zůstává na povrchu ve formě sněhu, nebo na podzim po suché letní sezóně. Regionální rozdíly v odtoku jsou značné.



Obr. č. 2: Schéma odtokového procesu (Matoušek, 2010)

Na obrázku č. 2 je znázorněno schéma odtokového procesu, ze kterého jsou patrné termíny jako přímý, základní a celkový odtok.

6.1. Povrchový odtok

Povrchový odtok sestává ze srážkové vody, která napršela do koryt řek a potoků a také do vodních nádrží, z vody, která ronem po povrchu dosáhla koryta vodoteče, z vody, která infiltrovala do provzdušněného pásma a přitekla do vodoteče po méně propustných polohách uvnitř provzdušněného pásma a konečně je v povrchovém odtoku podíl podzemní vody, která se do vodoteče vcedila z nádrže podzemní vody (Pačes, 1982). Kromě povrchového odtoku rozeznáváme též nasycený povrchový odtok, tento odtok se tvoří na nasycených ploškách těsně přiléhajících k toku a na nasycených dolních částech svahů a dalších plochách s mělkými půdami. Nasycená oblast se v průběhu srážek rozrůstá (Blažková, 1993).

Povrchový odtok se skládá ze soustředěného odtoku a z plošného (nesoustředěného) odtoku (Kravka a kol., 2009). Nejprve voda stéká po celém svahu stejnosměrně. Tento pohyb je poměrně pomalý a nazývá se nesoustředěný odtok. Rychlost odtoku závisí na takzvané drsnosti povrchu, intenzitě deště a podélném sklonu. Řádově se však pohybuje v metrech za minutu. V terénních sníženinách orientovaných směrem po svahu (po spádnici) dochází k akumulaci vody a k jejímu společnému soustředěnému odtoku. Rychlost přechodu z nesoustředěného

v soustředěný odtok závisí na půdním povrchu a krytu. K jeho urychlenému vzniku přispívají rýhy vytvořené při obhospodařování pozemků. Rychlost také závisí na sklonu toku a drsnosti povrchu (Krešl, 1990).

6.2. Podpovrchový odtok

Podpovrchový odtok tvoří podzemní voda, která prosakuje pomalu z daného území pod povrchem póry a puklinami v hornině. Podpovrchový odtok bývá jen nepatrnou částí celkového odtoku. Pouze v krasových územích a v oblastech tvořených velmi propustnými pískovci bývá podpovrchový odtok významnější než odtok povrchový. Velikost odtoku závisí na intenzitě srážek, teplotě a délce jejich trvání, na propustnosti půdy a hornin, typu vegetace, sklonu svahů, zastavěnosti terénu, drenážních konstrukcích apod. (Pačes, 1982). Podpovrchový odtok je složen z hypodermického odtoku a podzemního odtoku. Do hypodermického odtoku patří voda z celkového odtoku, která odtéká pod povrchem terénu, ale není v kontaktu s hladinou podzemní vody. Část hypodermického odtoku se dostane do povrchového toku bezprostředně po skončení deště, zbylá část až po určitém čase. Podzemní odtok je část celkového odtoku, která odtéká jako součást podzemní vody (Kravka a kol. 2009).

Největším zdrojem vody pro vnitrozemí je podzemní voda, a to i přes to, že je pomalá. Kvůli pomalé rychlosti a dlouhé době zdržení tvoří neustálý odtok vody. Voda vtéká do vodních nádrží a toků, tím je zajištěna minimální výška hladiny a minimální průtok i v období bez srážek (Serrano, 1997).

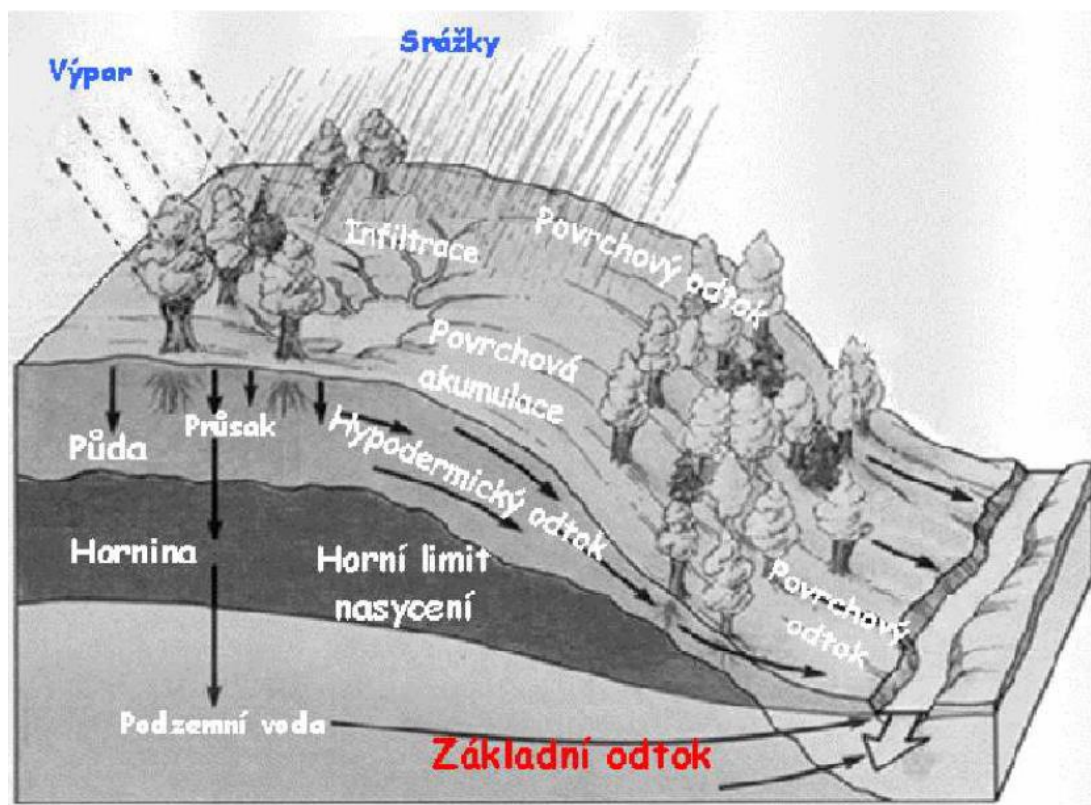
7. Srážko-odtokový proces

Přeměnu srážek na odtok jako přírodní, náhodný proces lidé ovlivňovali a využívali záměrně i bezděčně od nepaměti mnoha způsoby. V úsilí o ovlivňování srážko-odtokového procesu je především obsažena snaha vyrovnat výkyvy existující v jeho průběžích a přizpůsobit jej vlastním potřebám. Změny srážko-odtokových vztahů jsou v mnoha oblastech projevem zásahů do hydrologického cyklu jako celku, i když tento cyklus, je v globálním pojetí výsledkem oběhu vody nejen na pevnině.

Podstatná část transportu vláhy probíhá mezi atmosférou, oceánem a pevninami, včetně ledovců a hlubinných geologických struktur, v nichž ke zdržení vody dochází po dobu desetitisíc a statisíc let (Červený a kol., 1984).

Starý (2005) poukazuje na fakt, že množství vody, které odtéká z povodí určitým profilem toku, je výslednicí celé řady činitelů, z nichž mají v našich podmínkách rozhodující vliv především atmosférické srážky, které svým množstvím a časovým rozdělením předurčují časový průběh toku. Vztah mezi srážkami a odtokem však není přímý. Je modifikován aktivně ostatními klimatickými faktory, jejich dynamikou vývoje, a také pasivně ostatními fyzickogeografickými činiteli, kteří jsou v povodích stálí. Samozřejmě se projevuje také vliv člověka. Matoušek (2010) popisuje, že srážky dopadající na povrch země jsou jednak zadržovány na povrchu vegetace a půdy, jednak infiltrují či vsakují do půdy, a také se vypařují zpět do ovzduší. Když dojde k nasycení půdy deštěm a při intenzitě deště vyšší, než je intenzita vsaku, popřípadě při tání sněhu, stéká srážková voda nejprve v souvislé vrstvě jako plošný odtok, až posléze se rozčleňuje erozními rýhami do stružek a jimi odtéká do bystřin, potoků, řek, které vytvářejí říční hydrografickou síť. Tato fáze odtoku vodní sítě se nazývá soustředěný povrchový odtok.

Srážkoodtokovým procesem v povodí se rozumí postupná transformace srážky dopadající na povodí až na odtok vody závěrovým profilem povodí. Tento proces můžeme vidět na obrázku č. 3. Jedná se o velmi složitý proces, který ovlivňuje řada činitelů, ať už se jedná o klimatické činitele, mezi které patří vlastní časový a prostorový průběh spadlé příčinné srážky, vlhkost ovzduší, výpar, teplota ovzduší, rychlost a směr větru, atmosférický tlak apod., nebo geografické činitele. Mezi geografické činitele patří plocha, velikost, střední nadmořská výška, tvar, reliéf, říční síť, hydrogeologické poměry, vegetační pokryv apod. (Starý, 2005).



Obr. č. 3: Schéma srážkoodtokového procesu v povodí (Starý, 2005)

Srážkoodtokový proces se skládá ze dvou dílčích transformací a to na hydrologickou a hydraulickou transformaci. V průběhu hydrologické transformace jsou od srážek dopadajících na povodí odečítány hydrologické ztráty, jakožto evapotranspirace, intercepce, ztráta navlháním, ztráta vlivem infiltrací do půdy a ztráta povrchovou retencí. Separací těchto ztrát získáme efektivní intenzitu srážky. Množství vody takto spadlé na povrch terénu pak odtéká z povodí ve formě povrchového odtoku, a tím začíná hydraulická transformace. Plošný povrchový odtok se koncentruje v ronových a erozních rýhách a následně v říční síti až na odtok závěrovým profilem (Starý, 2005).

8. Faktory ovlivňující odtok vody z povodí

Němec (1965) poukazuje na to, že v řekách a potocích protéká během roku neustále se měnící množství vody a toto kolísání udává režim toku. Tento režim je udáván působením mnoha činitelů, kteří jsou úzce spjati s povodím toku. Nejedná se pouze o vlastnosti povrchu povodí, ale také o prostředí s ním spjatým, jako je atmosféra, půdní a geologické vrstvy pod povrchem povodí. Tito činitelé jsou nejčastěji děleni do dvou hlavních skupin:

- a) Fyzikálně-zeměpisné vlivy, mezi které patří klimatické a mikroklimatické podmínky v povodí, geologická a půdní charakteristika povodí, vegetační kryt, hustota říční sítě, množství umělých a přirozených vodních ploch a močálů v povodí a některé jiné.
- b) Fyzikálně-geometrické vlastnosti, mezi které patří rozměry povodí, jeho tvar a reliéf (utváření) terénu.

Pedologické poměry

Půdní poměry povodí rozhodují o velikosti a intenzitě vsaku vody. Mají velký vliv na rozdělení celkového odtoku mezi odtok povrchový a podzemní, jakožto i na časové a plošné rozdělení odtoku (Kemel, 1996). Část vody ze srážek vsakuje do půdy, v ní se zadržuje nebo se dostává do podzemní vody, kde se následně pohybuje jako podzemní proud. Vsak vody do půdy a průsak půdou může nastat bezprostředně na místě, kam srážková voda spadla, nebo také během cesty, kterou voda urazí po dopadu na zem směrem po spádu území. Proto vodní kapacita a propustnost půd v povodí může význačně ovlivnit velikost povrchového odtoku (Němec, 1965).

Na pórovitosti a povaze pórů závisí schopnost půdy jímat vodu nebo vést ji půdou (propouštět) a dále provzdušňenost půdy. Tyto poměry vytvářejí vodní režim půdy, který je velmi důležitý pro celkový stav půdy (Jůva, 1957). Písek má značnou propustnost oproti mokrému jílu, který je naopak značně nepropustný. Pokud jsou v povodí mocnější písčité nánosy, pohlcují spadlou srážkovou vodu a potom ji postupně uvolňují jako vodu podzemní, čímž zpomalují a do jisté míry vyrovnávají odtoky. Písčité půdy tedy zmenšují rychlý a často nepříznivý povrchový odtok a zvyšují pomalý podzemní odtok. Naproti tomu nepropustné nebo méně propustné vrstvy půdy zvyšují povrchový odtok na úkor podzemního napájení vodních toků. Proces vsaku dešťové vody do půdy nezáleží pouze na druhu půdy, ale i na jiných faktorech, například na intenzitě srážek. Pokud se jedná o přívalový déšť, který je tak silný, že jej půda nestačí vsáknout, tak velké množství vody odtéká po povrchu, i když půda může vodu ještě přijmout a udržet. Naproti tomu se slabé deště mohou úplně vsáknout do půdy, takže povrchový odtok vůbec nenastane (Němec, 1965). Další důležitou vlastností je struktura půdy, nejvýhodnější je drobtovitá půda. Při této struktuře již v půdě nepřevládají ve škodlivé míře kapilární póry upoutávající vodu,

nýbrž mezi jednotlivými drobty vznikají hrubší póry nekapilární, vyplněné podle okolností vodou nebo vzduchem. Půda drobtovité struktury přijímá za deště vodu a provlhuje se do značné hloubky až na stupeň nasycenosti hrubších pórů. Po dešti je však voda z těchto pórů v krátké době kapilárně vstřebána drobty, takže hrubší póry se opět uvolní pro vzduch nebo pro nový příjem dešťové vody. Nevýhodnou je naopak struktura prostozrná, ta buď jako slitá struktura, která vzniká po zaplavování půdy nebo po prudkých deštích, vytváří při vyschnutí půdní škraloup, nebo jako prašná struktura podporuje odvívání půdy větrem (Jůva, 1957).

Klimatické vlivy

Nejdůležitějším klimatickým faktorem odtoku jsou srážky, potřebujeme znát druh a jejich množství, důležité je také jejich časové a prostorové rozdělení (Hubačiková, 2009). Na odtok působí také teplota vzduchu a půdy, výpar ve všech svých formách, vlhkost vzduchu a s ní spojený sytostní doplněk, směr a velikost větru a tlak vzduchu. Zatímco srážky a výpar bezprostředně ovlivňují přebytky a nedostatky vody v povodí a určují tak celkové množství povrchového i podzemního odtoku a jeho změny během roku, ostatní klimatické vlivy, jako vlhkost vzduchu a jeho sytostní doplněk, teplota nebo tlak vzduchu, působí na odtoky nepřímo a projevují se nakonec opět jako ovlivnění srážek nebo výparu. Srážky ve formě sněhu dávají zásadně větší odtokový součinitel než dešťové srážky v teplejších ročních obdobích, je to proto, že v zimě není tak silný výpar a voda se také nevsakuje do půdy tak vydatně jako v teplých ročních obdobích (Němec, 1965).

Z pohledu časového rozdělení srážek u nás připadá největší pravděpodobnost výskytu na ranní a odpolední hodiny. Roční chod srážek je charakteristický pro celé rozsáhlé oblasti světa a závisí na zeměpisné poloze (Hubačiková, 2009). Rozlišujeme rovníkový typ, zde se vyskytují dvě maxima, v dubnu a listopadu, dvě minima v červenci a lednu. Tento typ je v oblasti rovníku a v pásmu 0-10° zeměpisné šířky. Rovnoměrné rozdělení srážek po celý rok je typické pro přímořské oblasti mírných zeměpisných šířek. Velké srážky v letním období a malé srážky v zimním období jsou charakteristické pro monzunové klima a klima pevnin mírných šířek. Jako poslední jsou subtropy s velkými úhrny srážek v zimním období a suchým létem (Kemel, 1996).

Plošné rozdělení srážek vyjadřujeme nejčastěji graficky tak, že vykreslíme z mapy čáry stejných srážkových úhrnů – izohyety (Hubačiková, 2009). Izohyety mohou udávat úhrny za různě dlouhá období, za konkrétní rok, za průměrný rok, ale i za měsíc, den, nebo dokonce za jednotlivý déšť (Kemel, 1996). Rozdělení srážek na Zemi je takové, že v pásu okolo rovníku jsou roční úhrny větší než 2000 mm, na ostrovech v Tichém oceánu jsou v rozmezí 5000-6000 mm. Na sever a na jih od rovníku srážkový úhrn klesá a dosahuje minima asi 500 mm v pásu 15-30° severní a jižní šířky. V tomto pásmu se nacházejí pouště. Srážky přibývají opět v mírném pásmu, zde je dosahováno v důsledku vzniku a střetu teplých a studených front srážkových úhrnů v mezích okolo 500-1000 mm za rok. V polárních oblastech jsou srážkové úhrny opět velmi nízké a srážky nedosahují ani 300 mm za rok (Hubačiková, 2009).

U dešťů kromě úhrnu je účelné měřit i jeho trvání. Podíl úhrnu a trvání nám dává významnou charakteristiku deště, což je jeho intenzita. V závislosti na charakteristikách intenzivního deště značného úhrnu se vyvíjí odezva povodí a vzniká povodňová vlna (Kemel, 1996). Dalším důležitým klimatickým činitelem odtoku je teplota vzduchu a intenzita slunečního záření. Na jaře obvykle se zvyšující teplota vzduchu a intenzita slunečního záření vyvolává tání sněhu, a tak pravidelně zvyšují odtoky z povodí a průtoky v řekách, bystřinách a potocích. Náhlé a prudké zvýšení teploty vzduchu může vyvolat prudké tání a také velké a intenzivní nebezpečné odtoky, které se projevují velkými průtoky, spojenými často s ledovými zácpami, takto vznikají nebezpečná rozvodnění toků a záplavy (Němec, 1965).

Geologické poměry

Geologické charakteristiky ovlivňují mocnost půdy, typ, tvar a sklon povodí. Geologické podmínky uplatňují svůj význam u zkoumání propustných a nepropustných území (Daňhelka, 2007). Mají významný vliv na konfiguraci terénu, na intenzitu zvětrávání, vznik více nebo méně propustných horních vrstev. Tím nepřímo ovlivňují samotný proces odtoku vody z povodí, mají vliv na množství vody, které vsakuje do spodních horizontů a poté dotuje toky daného území (Kemel, 1996).

Němec (1965) uvádí, že přítomnost nepropustných vrstev má vliv na zvýšení povrchového odtoku a způsobuje prudké stoupání průtoků při vydatnějších deštích a jarním tání. Naopak propustné horniny snižují povrchový odtok ve prospěch

podzemního odtoku. Z hlediska hydrofyzikálních vlastností lze dělit zeminy a horniny na:

- Propustné – písky, štěrky, některé pískovce, slepence, brekcie, suť, rozrušené a kompaktní horniny. Tyto horniny a zeminy lehce přijímají i propouštějí vodu.
- Polopropustné – podzolové půdy, písčité hlíny, spraše, křídly a některé vápence, které vodu sice dost lehce přijímají, ale pomalu ji propouštějí.
- Nepropustné nasáklivé – jíly, slíny, humózní půdy, rašeliny a jiné, které vodu sice snadno přijímají, avšak po nasycení přestávají být propustné.
- Nepropustné celistvé – krystalické horniny a některé vyvřeliny, které prakticky nejsou pórovité.

Vliv vegetačního krytu

Vegetační kryt ovlivňuje povrchový odtok kladně i záporně. Různé druhy vegetačního krytu mají však rozdílný vliv na povrchový odtok. Povrch země pokrytý travním porostem má značnou drsnost, což má za následek zmenšení rychlosti odtoku a zvýšení vsakování do půdy, tím snižuje okamžitý povrchový odtok ve prospěch pozdějšího podzemního odtoku. Kromě toho travní porost pohlcuje vodu z půdy pro transpiraci, takže voda se vrací zpět do ovzduší (Němec, 1965).

Soukup a kol. (2008) poukazují na to, že travní pásy jsou v krajině běžně používaným protierozním a ochranným opatřením navrhovaným pro snížení povrchového odtoku, podporu zasakování a zvýšení retence vody. Zasadovací travní pásy musí být navrhovány ve směru podél vrstevnic nebo v mírném odklonu od jejich směru.

Všeobecně je uznáván regulující vliv lesa na odtokový proces z povodí. Zdravý vyspělý smíšený les se správným zastoupením dřevin má dostatečně tlustou vrstvu hrabanky a humusu, tudíž je schopen pojmout a zachytit poměrně značné množství vody ze srážek, vodu vsáknout a s časovým zpožděním postupně tok zásobovat (Kemel, 1996). Lesy ovlivňují odtok srážkových vod současně s řadou spolupůsobících faktorů (velikost povodí, geologické, hydrologické poměry, intenzita a vydatnost srážek), které mohou vliv lesů utlumit. Zalesněná území snižují v průměru roční odtokové množství oproti nezalesněným územím, vyrovnávají odtok během roku, kdy snižují maximální kulminační průtoky a zvyšují minimální kulminační

průtoky, retenční vliv lesů, který se může uplatnit jen do určité hranice, je závislý na druhové, prostorové a věkové skladbě lesů. Jako základní faktor, který ovlivňuje retardační schopnost lesa je nadložní humus (Krešl, 1990). Pokud je ale les situován do dolní části povodí, může být v období jarního tání režim kulminačních průtoků dokonce nepříznivější. Zastíněním sněhových zásob, které se nachází v lesech, před slunečním zářením dochází totiž ke zpožděnému tání a tak se mohou při shodě okolností střetávat odtoky z horní nezalesněné a dolní zalesněné části povodí. Výsledkem bude vznik vysokých kulminačních průtoků v profilech na toku pod těmito oblastmi (Kemel, 1996).

Vegetační zóna jako jsou břehová ochranná pásma nebo živé ploty hraje důležitou roli při minimalizaci vodní eroze orné půdy a zejména zvyšování hydraulické drsnosti krajiny, která snižuje rychlost povrchového proudění vody (Vought a kol., 1995).

Vliv hustoty říční sítě

Hubačíková (2009) uvádí, že hustota říční sítě je ukazatelem velikosti povrchového odtoku. Na územích, kde je malý povrchový odtok, je hustota říční sítě malá a na územích s vysokým odtokem je hustota říční sítě velká. Velikost povrchového odtoku není podmíněná pouze režimem srážek a jejich velikostí, nýbrž i vlastnostmi celého přírodního prostředí. Hustota říční sítě je obvykle výsledkem velmi složitého vývoje celého povodí, který probíhal v minulosti za zcela jiných podmínek, než za jakých probíhá nyní. Podle Kemla (1996) můžeme říct, že za jinak stejných podmínek menší hustota říční sítě indikuje větší propustnost půdního pokryvu, a proto se dá říci, že je větší dotace podzemních vod, což nasvědčuje větší vyrovnanosti toku co do rozdělení vodnosti v průběhu roku.

Velikosti plochy povodí

Povodí je základní hydrologickou oblastí, na které zjišťujeme vzájemný vztah bilančních prvků a zkoumáme odtokový proces. Je to území vztahované k určitému profilu na toku, které je omezené rozvodnicí, kdy rozvodnice je pomyslná čára vedená na povrchu terénu rozdělující povrchový odtok do sousedních povodí. Rozvodnice je určovaná jako ortogonální čára k vrstevnicím, která probíhá po nejvyšších obvodových místech a odděluje sousední povodí (Hubačíková, 2009). Plocha povodí

je odvozována planimetricky z vhodného mapového podkladu. Jedná se o plochu půdorysného průmětu povodí do vodorovné roviny. Plocha povodí je udávána v km² nebo v ha. Reálná plocha povodí je na rozdíl od plochy povodí, která byla odvozená z mapového podkladu, vždy větší. Příčinou je členitost reliéfu, která v mapě nemůže být zohledněna. Reálná plocha povodí se určuje z digitálních modelů reliéfu v prostředí GIS. Obecně lze však říci, že větších odchylek bude nabývat plocha povodí reálná od planimetrické v členitějším reliéfu (Chmelová a Frajer, 2013).

Krešl (2001) uvádí, že z malých povodí je větší specifický odtok než z povodí velkých. Dále uvádí, že čím je menší povodí toku, tím nerovnoměrněji je rozdělen odtok v roce. Oproti tomu Daňhelka (2007) poukazuje na to, že s větší rostoucí plochou se zvyšuje hodnota kulminačních průtoků a zároveň klesá maximální specifický průtok.

Tvar povodí

Přírozené povodí má většinou tvar symetrického nebo asymetrického listu, který je více nebo méně protáhlý. Tvar povodí při daném časovém a plošném rozdělení příčné srážky rozhodujícím způsobem ovlivňuje tvorbu povodňových průtoků (Starý, 2005). Existuje několik způsobů výpočtu tvaru povodí či jeho souměrnosti.

Hubačiková (2009) uvádí způsob, kdy lze charakterizovat poměrem plochy povodí ke čtverci délky jako koeficient tvaru povodí.

$$\alpha_T = \frac{P}{L_1^2}$$

Kde je:

P - plocha povodí v km²

L₁ - délka toku v km

V případě, že $\alpha = 0,07 - 0,24$ jde o povodí protáhlé, a když $\alpha = 0,25 - 0,50$ jde o povodí vějířovité.

Chmelová a Frajer (2013) uvádějí další způsoby výpočtu tvaru povodí, jako je gravelliův koeficient K_G, který udává, jak moc se tvar povodí liší od ideálního tvaru (kruhového), kdy K_G=1.

$$K_G = \frac{L_r}{2\sqrt{P\pi}}$$

Kde je:

L_r - délka rozvodnice v km

P - plocha povodí v km²

Výsledné hodnoty nabývají velikosti větší nebo rovné jedné, čím je větší hodnota, tím je tvar povodí protáhlejší.

Dalším způsobem je koeficient souměrnosti povodí K_s , který udává symetričnost či asymetričnost tvaru povodí.

$$K_S = \frac{|P_L - P_P|}{P}$$

Kde je:

P_L - plocha levostranných přítoků v km²

P_P - plocha pravostranných přítoků v km²

P - plocha povodí v km²

Čím víc se hodnota koeficientu K_s blíží 0, tím více je povodí souměrné.

Průměrná výška a průměrný sklon povodí

V podmínkách České republiky jsou srážky poměrně dobře korelovány s nadmořskou výškou s odchylkami, které jsou v oblastech návětrných a závětrných efektů. Celkově se dá říci, že hodnoty ročních úhrnů srážek stoupají s rostoucí nadmořskou výškou. S růstem srážek lze pozorovat taktéž růst podílu zimních srážek na celkových ročních srážkách, a tedy zpravidla i potenciálně nižší odtokovou ztrátu (Lett, 1999). Hubačíková (2009) uvádí, že průměrná výška povodí se určuje z hypsometrické křivky. Ta se sestojí z vrstevnicové mapy, ze které se planimetrováním určí plochy, na kterých jsou dosaženy, nebo překročeny určité nadmořské výšky. Tvar křivky poskytuje obraz o charakteru konfigurace povodí. Průměrná nadmořská výška nám společně se zeměpisnou polohou povodí implicitně určuje klimatické a meteorologické charakteristiky povodí, jako je teplota vzduchu, srážkové úhrny, vlhkost vzduchu, výpar a sluneční záření (Starý, 2005).

Chmelová a Frajer (2013) uvádějí, že průměrný sklon povodí lze vypočítat podle zjednodušeného vzorce:

$$I = \frac{H_{max} - H_{min}}{\sqrt{S_p}}$$

Kde značí:

H_{max} – maximální nadmořskou výšku povodí

H_{min} – minimální nadmořskou výšku povodí

S_p – plochu povodí v m^2

Antropogenní vlivy

Člověk svojí činností významným způsobem ovlivňuje hydrologický režim. Jeden ze způsobu ovlivnění je obhospodařování pozemků (Kemel, 1996). Je všeobecně známo, že orba může být provedena po spádu, nebo kolmo na něj (po vrstevnicích). Orba po spádu je nežádoucí z toho hlediska, že umožňuje podmínky pro prudký a nebezpečný povrchový odtok, a to hlavně při větších sklonech. Oproti tomu obdělávání po vrstevnicích má příznivý vliv na rozdělení a zachycení odtoku v povodí, jelikož brázdy kolmé na směr proudu zachycují dešťovou i sněhovou vodu (Němec, 1965). Některé nepříznivé rysy odtokových poměrů se snažíme řešit úpravami toků, jako například výstavbou nádrží, čímž chceme řešit otázky zásobování vody, výroby elektrické energie a ochrany oblasti před povodněmi. Z minulosti jsou známy nepříznivé důsledky enormní těžby dřeva a odlesňování (Kemel, 1996).

Červený a kol. (1984) uvádí, že činnost člověka s ohledem na odtok lze rozdělit do tří skupin:

- působí na říční odtok přímo tím, že řídí odtok nádržemi, odebírá a převádí vodu a upravuje toky,
- mění vzájemné vztahy mezi prvky vodní bilance v povodí, jako zemědělské a lesnické využití půdního fondu, odvodňování půd, urbanizace bez vlivu zásobování vodou,
- uplatnění v obou směrech, působí přímo na odtok, avšak mění také vzájemné vztahy mezi prvky vodní bilance, jako jsou závlahy, urbanizace včetně zásobování vodou.

Vodní nádrže, které existují v povodí, ovlivňují vodní režim toků, které jimi protékají. Základní funkcí nádrže je časová redistribuce průtoku, kdy je nádrž schopna jímat nadbytečný průtok vody v toku a shromažďovat jej pro pozdější využití, což se

projevuje jejím plněním. V případě, že je období, kdy není moc vody, je naopak schopna zásobovat malé průtoky vody v toku, což má za následek její vyprazdňování (Starý, 2005).

Dramatický vliv na odtok vody z povodí mají městské části. Zastavěná území hrají významnou roli ve srážkoodtokovém procesu, kvůli své vysoké nepropustnosti. Ve městech je odtok vody řízen a nepropustnost je obecně přijata jako efektivní indikátor pro posouzení potenciálního rizika odtoku (Yao a kol., 2016).

9. Protierozní opatření

Vodní eroze vzniká tím, že na nechráněný půdní povrch dopadají dešťové kapky, které pomocí své kinetické energie rozrušují půdní agregáty a uvolňují půdní částice. Při intenzitě a úhrnu deště, který je větší než vsakovací schopnost, dochází k zaplnění prostorů na povrchu půdy a následně k povrchovému odtoku. Na nerovných a svažitéch pozemcích se stékající voda soustřeďuje a půda, která není dostatečně chráněná vegetačním krytem, eroduje a vytváří drobné rýžky, rýhy až strže (Váchal a kol., 2011). Erozní činnost je nežádoucí, a proto je nutné před ní chránit zemědělskou půdu za pomoci protierozních opatření. O tom jaká protierozní opatření použijeme, rozhoduje požadované snížení smyvu půdy na přípustné hodnoty a nutná ochrana objektů. Opatření rozdělujeme na organizační, agrotechnická a technická, která se vzájemně doplňují a respektují současné základní požadavky a možnosti zemědělské výroby (Janeček, 2012).

Základem protierozního opatření v erozně ohroženém území je upravování tvaru velikosti a umístění pozemků. Pozemky jsou navrhovány v pásovém uspořádání nad sebou, kde se střídají plodiny, které mají malý ochranný účinek s plodinami, které dobře chrání půdu (Šálek, 1992).

Delimitace kultur

V protierozní ochraně půdy se velmi prospěšně uplatňuje především polohové umístění kultur, jelikož různé kultury vytvářejí v téže poloze jiné podmínky pro vsakování srážkové vody a její povrchový odtok (Cablík a Jůva, 1963). Zpevňují půdu svými podzemními orgány, také zastíňují půdu a tím zabraňují neúčinnému výparu. Na rozvodí jsou vhodné hluboko kořenicí kultury, jako jsou lesy a sady, které

poskytují protierozní ochranu díky přeměně povrchového odtoku na podpovrchový. Svahy, které mají sklon větší než 36% by měly být zalesněny, svahy se sklonem větším než 21% by měly být zatravněny, dolní části svahů se sklonem do 21% jsou vhodné jako orná půda, ale musí být chráněná agrotechnickými, biologickými a někdy i technickými opatřeními (Holý, 1994).

Protierozní osevní postup

S ohledem na ochranu zájmového území jsou navrhovány protierozní osevní postupy, kdy je skladba osevního postupu podřizována potřebě ochrany půdy (Šálek, 1992). Plodiny, které z erozního hlediska nedostatečně chrání půdu, jsou pěstovány pouze na rovinných pozemcích nebo mírně sklonitých. Na půdě, která je erozí středně ohrožená, se musí nedostatečný ochranný účinek širokořádkových plodin zvýšit za pomoci střídání vrstevnicových pásů okopanin a víceletých pícnin. Na svazích je protierozní rozmístění plodin zásadní, mezi nejvhodnější plodiny patří jetel, vojtěška, ozimá obilnina (Janeček, 2012).

Pásové střídání plodin

Pásovým střídáním plodin je možné omezit odnos půdy erozí. Střídají se pásy plodin, které nedostatečně chrání půdu, například okopaniny a kukuřice, s plodinami, které dobře chrání půdu, jako je travní porost, jetel, vojtěška, případně ozimá obilovina a hrách (Šálek, 1992). Šířka pásů závisí na sklonu a délce svahu, propustnosti půdy a náchylnosti k erozi. Šířka pásu se doporučuje od 20 do 40 m. Pásy jsou uspořádávány po vrstevnicích tak, že mezi stejně široké pásy plodin jsou vkládány různě široké pásy travních porostů nebo jetelovin (Váchal a kol., 2011).

Travní zasakovací pásy

Travní zasakovací pásy se navrhují ve směru podél vrstevnic nebo v mírném odklonu. Důležitými parametry travních pásů je jejich délka a šířka. Délka je závislá od toho, na jaké lokalitě se nachází a také na velikosti a tvaru pozemku. Šířka pásu je poté závislá na sklonu pozemku a na tom, jaké účinnosti chceme dosáhnout. Obecně lze však říci, že minimální šířka, která se používá, je 12 až 16 m. Travní pásy se

navrhují opakovaně ve směru svahu, tak aby byl pozemek dostatečně chráněn. Travní pásy mohou být doplněny taktéž keřovou a stromovou vegetací. Druhové složení keřové a stromové vegetace by mělo být navrhováno podle místních podmínek, jinak jsou parametry podobné jako u travních zasakovacích pásů (Soukup a kol., 2008).

Lesní vsakovací pásy

Vsakovací lesní pásy se využívají hlavně z hlediska ochrany před jarní sněhovou vodou, díky tomu že půda chráněná lesním porostem tak silně nezamrzá. Vysazují se napříč svahu, aby zachytily jarní sněhovou vodu a převedly ji vsakem do půdy. Lesní pásy se mají skládat z vysokého, alespoň třípatrového porostu s hustým keřovým podrostem a půda má být kryta vrstvou hrabanky, která rychle pohlcuje vodu (Holý, 1978). Pásy se navrhují široké 20 až 60 m a vzdálenost mezi pásy bývá 100 až 600 m (Cablík a Jůva, 1963).

Ochranné zalesňování

Ochranné zalesnění se používá ke stabilizaci erozně nejohroženějších míst. Nejlepší je smíšený les, ale je nutné, aby byl lesní porost správně založen a obhospodařován (Šálek, 1992). Součástí lesa musí být hustý, vertikálně zapojený vegetační kryt s bohatým podrostem a půdou bohatou na humus, která je kryta mocnou vrstvou hrabanky. Ochranné lesy mají zaujímat nejvyšší polohy, aby povrchový odtok neohrožoval níže ležící svahy. Doporučují se zalesňovat rozvodnice a svahy se sklonem větším než 36% (Holý, 1994).

Agrotechnická opatření

Nejvíce erozí ohrožená půda je půda bez vegetačního krytu. Proto je důležité, aby půda byla co nejkratší dobu bez vegetačního pokryvu, toho lze dosáhnout například využíváním posklizňových zbytků a biomasou meziplodin. Velmi účinná je technologie ochranného zpracování půdy, kdy je využíváno místo orby mělké kypření půdy, ale i hlubší prokypření ornice. Také orbou lze snížit škody způsobené vodní erozí, musí se však dodržovat pravidlo o jízdě ve směru vrstevnic a klopení skýv proti svahu (Janeček, 2012).

Průlehy

Hlavní funkcí průlehu je přerušení délky svahu a zachycení vody a následné její neškodné odvedení nebo zasáknutí. Jsou děleny na záchytné, sběrné a svodné. Průlehy mají být vedeny vrstevnicově s minimálním podélným sklonem. Příčný profil průlehu je nejčastěji zatravněn. Nad průlehem se zakládá pás trvalého travního drnu v minimální šířce 5 m, který zachytí splaveniny před vstupem do průlehu (Kadlec a kol., 2014).

Příkopy

Záchytné příkopy se navrhují na území se sklonem do 20% a výrazně ohroženém erozí, z důvodu zachycení a neškodného odvedení povrchově stékající vody. Dělí se taktéž jako průlehy, tudíž na záchytné, sběrné a svodné (Holý, 1994). Záchytné příkopy jsou budovány zpravidla nad chráněným územím, kde se vyskytuje možnost nebezpečného přítoku z výše ležících ploch. Sběrné příkopy se budují na pozemcích, které mají příliš velkou délku po spádnicí a jsou zaústěné do svodných příkopů. Svodný příkop slouží k odvedení vody a transportovaných splavenin. Tyto příkopy mají povětšinou vyšší podélný sklon a z toho důvodu mohou být i zpevněny (Janeček, 2012).

Hrázky

Hrázky jsou vytvářeny z důvodu zachycení povrchového odtoku pomocí systému nízkých zemních hrázek. Voda, která je zde zachycena, se odvede mimo ohrožené území. Odváděcí hrázky jsou navrhovány na těžších půdách s nízkou infiltrační schopností. Jejich délka má umožnit odtok co nejvíce vody v průběhu deště (Holý, 1994).

Protierozní meze

Aby protierozní meze mohly plnit funkci přerušení povrchového odtoku, musí být doplněny záchytnými prvky, jako je například průleh. Pokud je mez navržena bez průlehu, měly by být do těchto prvků vymezených pásů situovány různé plodiny či kultury. Mez by měla být vysoká maximálně 1-1,5 m, ve sklonu 1 : 1,5, zatravněna a případně osázena doprovodnou zelení. Doprovodný průleh je dimenzován na N-letý

návrhový průtok. Nad mezí se nachází zasakovací a sedimentační pás o minimální šířce 6 m (Janeček, 2012).

Terasování

Terasa slouží jako protierozní opatření na hlubokých půdách se svažitémi pozemky, kde terénními stupni snižuje velký sklon pozemku rozdělením svahu na úseky, což také vede ke zlepšení využití mechanizace (Holý, 1994). Terasování umožňuje využití pozemků, které by bez tohoto opatření nemohly být současnými formami zemědělské výroby efektivně využívány. Podle tvaru a velikosti plošiny rozeznáváme dva typy teras:

- terasy úzké, které umožňují výsadbu 1 až 2 řad vinné révy nebo ovocných stromů a keřů,
- terasy široké, které umožňují výsadbu nejméně tří řad vinné révy ovocných stromů a keřů.

Terasa se skládá z terasové plošiny a terasového svahu, kdy je terasová plošina produkční plocha terasy (Kadlec a kol., 2014).

Nádrže

Protierozní nádrže se navrhují jako účinná opatření k akumulaci, retenci, retardaci a infiltraci povrchového odtoku a taktéž k usazování splavenin. Nádrže jsou nejčastěji navrhovány ve formě závěrečných prvků systému protierozní a protipovodňové ochrany v kombinaci s jinými prvky. Nádrže mohou být navrhovány jako suché ochranné protierozní nádrže, nebo jako nádrže se stálým vodním obsahem a vymezeným retenčním prostorem (Janeček, 2012).

Holý (1994) uvádí, že protierozní nádrže rybníčního typu plní čtyři funkce:

- zadržují nárazový odtok povrchové vody, čímž zabraňují vzniku výmolné eroze v níže ležícím území,
- zachycují splaveniny,
- zvyšují a ustalují erozní základnu příslušného sběrného povodí,
- zlepšují vláhový režim půdy a ovzduší, a tím zlepšují protierozní odolnost půd.

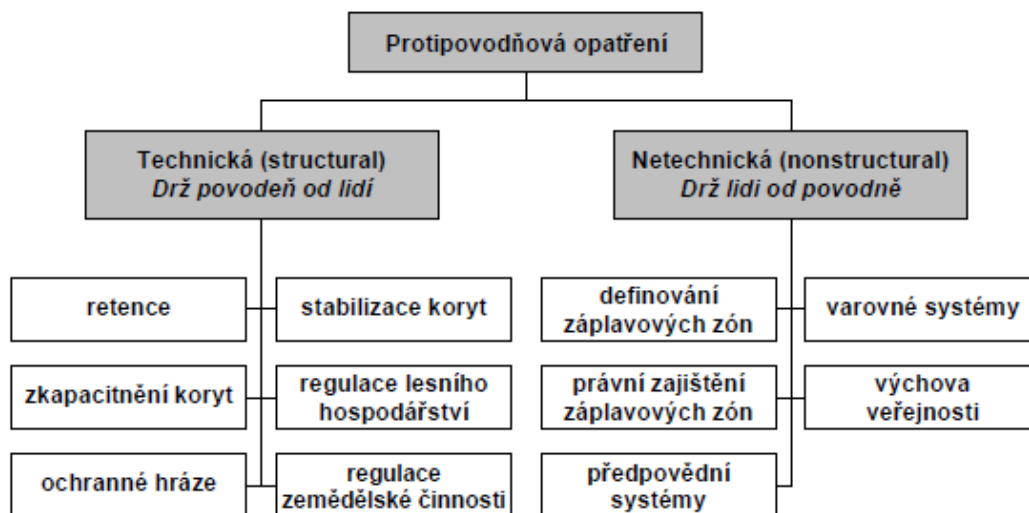
Nádrže rybníčního typu lze navrhovat jako trvalé nebo dočasné. Dočasné nádrže se po zanesení neobnovují a nechají se přeměnit v pole, louky nebo lesy.

10. Protipovodňová opatření

V 19. a 20. století byly technické úpravy potoků, řek a jejich niv nejvýraznější vodohospodářskou činností v krajině. Provádělo se odvodňování zamokřených ploch a hlavním motivem těchto zásahů byla ochrana před povodněmi. Převážně se jednalo o lokálně působící pasivní ochranu, která je založená na soustředění povodňových průtoků do kapacitních koryt a hrázových systémů.

Technické vodohospodářské úpravy zužovaly potoční a říční pásy v nivách, přírodní koryta vodních toků byla nahrazována novými uměle vytvořenými a výrazně zjednodušenými tvary a také byly odstraněny přirozené prvky, jako jsou stará říční ramena a tůňe. Postupně bylo zjištěno, že tyto zásahy byly nepříznivé, že sice soustředění povodňového průtoku do kapacitního koryta mělo v daném místě ochranný účinek, ale koncentrovalo průběh povodňové vlny a zrychlilo její postup do nižších částí povodí. V dnešní době je velká snaha tyto negativní technické zásahy napravit a tato opatření nazýváme vodohospodářskými revitalizacemi (Just a kol., 2005).

Slavík a Neruda (2007) definují povodeň jako přechodné výrazné zvýšení hladiny vodních toků nebo jiných povrchových vod, při kterém voda již zaplavuje území mimo koryto vodního toku a může působit škody tím, že z určitého území nemůže dostatečně přirozeně odtékat nebo její odtok je nedostatečný, případně dochází k zaplavení území při soustředěném odtoku srážkových vod. Dále uvádí, že povodeň může být způsobena přírodními jevy, jako je tání sněhu, dešťové srážky, nebo jinými vlivy, zejména poruchou vodního díla. Čamrová a Jílková (2006) uvádí, že lze protipovodňová opatření rozdělit do dvou hlavních skupin. První skupinou protipovodňových opatření jsou technická opatření a druhou skupinou jsou netechnická opatření. Na obrázku č. 4 můžeme vidět detailní znázornění klasifikace protipovodňových opatření. Na tocích, pro které je doba reakce povodí kratší než 3 hodiny, jsou z pohledu ochrany zdraví a životů obyvatel důležitější technická opatření.



Obr. č. 4: Klasifikace protipovodňových opatření (Čamrová a Jílková, 2006)

Ochranné nádrže

Adamec a kol. (2012) poukazují na to, že ochranné nádrže patří k základním vodohospodářským opatřením určeným k ochraně krajiny a zařízení před nepříznivými účinky velkých vod. Hlavním účinkem těchto nádrží je zachycení vrcholu povodňové vlny a splavenin v ochranném prostoru nádrže a její transformaci na přijatelnou hodnotu.

Z provozního hlediska dělíme ochranné nádrže na:

- ochranné nádrže s přesně vymezeným velkým ochranným prostorem, sloužící k zachycení povodňových průtoků. Transformují povodňovou vlnu a po jejím průchodu řízeně vyprazdňují ochranný prostor až po hladinu vymezeného zásobního prostoru,
- suché ochranné nádrže, pomocí nichž lze dosáhnout snížení kulminačního průtoků za povodně a rozložení objemu povodňové vlny do delšího časového intervalu dočasnou akumulací vody. Po odeznění povodně se voda postupně vypouští (Soukup a kol., 2008).
- nádrž rybníčního typu má buď ovladatelný, nebo neovladatelný retenční prostor.

Poldry

Poldry jsou suché mimo povodňové období. Při zvýšeném povodňovém průtoku se voda v toku dělí na neškodný průtok vodním tokem a na průtok, který natéká do poldru. Během povodně se v retenčním prostoru nádrže akumuluje voda a po odeznění povodně se otevírá výpustné potrubí a voda odtéká zpět do vodního toku (Kadlec a kol., 2014).

Ochranné hráze

Ochranné hráze jsou budované jako pobřežní nebo odsazené od koryta, chránící jen bezprostředně ohrožené území (Čamrová a Jílková, 2006). Navrhuje se přiměřené převýšení koruny hráze nad úroveň hladiny navrhovaného průtoku. Navrhují se souběžně s hlavním směrem průtoku vody. Trasa ochranné hráze podél nestabilního koryta vodního toku musí být navržena v takové vzdálenosti od břehu koryta vodního toku, aby v případě vymílání nebyla ohrožena stabilita a bezpečnost tělesa ochranné hráze (Adamec a kol., 2014).

Revitalizační opatření

Revitalizační opatření mohou přímo přinášet ochranné účinky tím, že zpomalí postup povodňové vlny v korytu řeky, podporují tlumivé rozlivy povodní v nivách, zadržují části povodňových průtoků v hloubených nebo hrázovaných objektech, odvádějí povodňové průtoky mimo ohrožené oblasti. Do druhého okruhu patří opatření, která pouze změkčují, zpřirodňují nezbytné technické protipovodňové objekty, jako jsou kapacitní koryta v intravilánech. Do třetího okruhu patří kompenzační revitalizační opatření, která jsou uskutečňována jako náhrada za újmy na přírodním prostředí nebo na prostorech přirozených rozlivů, ke kterým dochází při budování nezbytných technických protipovodňových opatření (Just a kol., 2005).

Za nejobvyklejší revitalizační opatření v krajině mimo zastavěná území se považuje podpora přirozeného tlumivého rozlivu povodní v nivě a zpomalování jejich postupu. Nadměrná kapacitní technicky upravená koryta se nahradí korytem přírodě bližšího rázu, které je všestranně členitější, mělčí a méně kapacitní. Základním efektem je omezení koncentrace a zpomalení povodňových proudů, kdy dochází

k rozlivu vody v nivě. Důležitým doplňkovým opatřením, které podporuje protipovodňové působení rozlivů v nivách, je obnova lužních porostů, které svým výskytem při povodních působí jako překážky a zpomalují povodňové proudění (Čamrová a Jílková, 2006).

V zastavěných obcích a městech a v jejich blízkosti je podstatná dostatečná kapacita a stabilita koryta. Korytům řek je potřeba poskytnout alespoň základní míru členitosti, která je nezbytná pro uchování základních ekologických funkcí a příznivého vzhledu (Just a kol., 2005). Ochranná povodňová koryta se uplatňují v ochraně měst a obcí ležících v plochých nivách. Neškodně provádějí velké vody zastavěným územím nebo kolem něj vytvářejí obchvaty. Někdy mohou odvádět povodňové průtoky do soustav poldrů nebo je vyvádět do volně zaplavitelných niv.

V zastavěném území je povodňový rozliv nežádoucí, a proto odstraňujeme příčné objekty, které napomáhají rozlivu. Jedná se o nevhodně umístěné jezy a stupně. Především jsou odstraňovány a nahrazovány nižšími, přírodě bližšími objekty, pokud již neslouží svému původnímu účelu (Čamrová a Jílková, 2006). Podpora plošného povodňového rozlivu nízkými příčnými objekty může zahrnovat různorodá opatření, která podporují plošný rozliv velkých vod vzdouváním. Jedná se o budování valů, nízkých plochých hrází a podobných jednoduchých prvků. V plochých nivách s malým podélným sklonem lze rozlivů dosahovat izolovanými nízkými příčnými objekty ve vhodných profilech (Just a kol., 2005).

11. Závěr

Tato bakalářská práce byla zaměřena na faktory ovlivňující odtok vody z povodí při srážko-odtokových událostech. Na začátku této práce byl popsán oběh vody v přírodě a byl rozdělen jednak na malý oběh vody a jednak na velký oběh vody. Poté následovala hydrologická bilanční rovnice, která udává rovnováhu mezi srážkami, které dopadnou na povodí a součtem odtoku z povodí, výparu a změnou zásob vody v daném povodí.

Další kapitola se zabývá vznikem a druhy srážek, na které dále navazuje odtok vody. Odtok vody z povodí se dělí na povrchový a podpovrchový odtok. Povrchový odtok je nežádoucí, jelikož rychlý odtok zapříčiňuje erozi půdy. Podpovrchový odtok je na rozdíl od povrchového žádoucí, jelikož je pomalý a tím dokáže oddálit odtok vody z povodí.

Hlavní část této bakalářské práce se zabývá srážkoodtokovým procesem - jak vzniká, jak probíhá, a které faktory na něj mají vliv. Mezi významné faktory patří klimatické vlivy, které určují množství srážek dopadajících na půdu. Další důležité faktory jsou geologické a pedologické poměry povodí, které určují složení půdy a její propustnost a nepropustnost. Vegetace, která se nachází na povrchu půdy, významným způsobem chrání půdu před erozí a celkově zpomaluje odtok. Dále má na odtok vody vliv velikost a tvar povodí a sklon pozemků v povodí. Činnost člověka v krajině hraje taktéž velmi důležitou roli, ať už kladnou jako je výsadba lesů, navrhování vhodných osevních postupů, nebo zápornou vykáčením lesů a nevhodnými agrotechnickými zásahy.

V závěrečné části je popsáno, jaká opatření mají významný vliv při protierozní a protipovodňové ochraně. Mezi protierozní opatření patří například ochranné zalesňování, travní zasakovací pásy, pásové střídání plodin, vytváření průlehubů a agrotechnická opatření. Protipovodňová opatření jsou buď technického, nebo netechnického původu. Největší význam v krajině mají přírodě blízká opatření, proto je důležitá revitalizační činnost, kdy se snažíme navrátit krajině původní, nebo alespoň přírodě blízký charakter. Význam mají také technická protipovodňová opatření, jako jsou ochranné nádrže, poldry a ochranné hráze.

12. Seznam literatury

1. ADAMEC, V., DVORSKÝ, T., FOLWARCZNY, L., KROČOVÁ, Š., PAGÁČ, J., ŠINDLER, J., VÁCLAVÍK, V. a ŽÍDEK, D. *Ochrana před povodněmi a ochrana obyvatelstva*. 1. vyd. Ostrava: Sdružení požárního a bezpečnostního inženýrství, 2012. 131 s. ISBN 978-80-7385-118-7.
2. BLAŽKOVÁ, Š. *Srážkoodtokové modelování založené na principu jednotkového hydrogramu*. 1. vyd. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, 1993. 114 s. ISBN 80-901181-3-5.
3. BRATNYCH, V. *Živel voda: člověk, příroda, technika, životní prostředí*. 1. vyd. V Praha: Koniklec, 2005. 293 s. ISBN 80-902606-6-7.
4. BURIAN, Z., VÁCHAL, J., NĚMEC, J. a HLADÍK J. *Pozemkové úpravy*. Praha: Consult, 2011. 207 s. ISBN 978-80-903482-8-8.
5. CABLÍK, J. a JŮVA, K. *Protierozní ochrana půdy*. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1963. 310 s.
6. ČAMROVÁ, L. a JÍLKOVÁ, J. *Povodňové škody a nástroje k jejich snížení*. Vyd. 1. Praha: Institut pro ekonomickou a ekologickou politiku (IEEP) Fakulty národohospodářské, Vysoká škola ekonomická v Praze, 2006. 420 s. ISBN 80-86684-35-0.
7. ČERVENÝ, J., BÖHM, B., BUBENÍČKOVÁ, L., BUCHTELE, J., ČULÍK, J., DAŇKOVÁ, H., FRIGA, J., HLADNÝ, J., KŘÍŽ, V., KURPELOVÁ, M., NEDELKA, M., ŠEBEK, O., ŠKULEC, Š., VANÍČEK, K., VITOSLAVSKÝ, J. a ZÁVODSKÝ, D. *Podnebí a vodní režim ČSSR*. Vyd. 1. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1984. 414 s.
8. DAŇHELKA, J. *Operativní hydrologie: hydrologické modely a nejistota předpovědí*. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2007. 104 s. ISBN 978-80-86690-48-3.
9. DAVIE, T. *Fundamentals of hydrology*. London: Routledge, 2008. 200 s. ISBN: 978-0-415-39987-6
10. HOLÝ, M. *Eroze a životní prostředí*. 1. vyd. Praha: České vysoké učení technické, 1994. 383 s. ISBN 80-01-01078-3.
11. HOLÝ, M. *Protierozní ochrana*. 1. vyd. Praha: SNTL - Nakladatelství technické literatury; Bratislava: Alfa, 1978. 283 s.

12. HUBAČÍKOVÁ, V. *Hydrologie*. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, 2009. 43 s. ISBN 978-80-7157-638-9.
13. JANEČEK, M. *Ochrana zemědělské půdy před erozí: metodika*. 1. vyd. Praha: Powerprint, 2012. 113 s. ISBN 978-80-87415-42-9.
14. JUST, T., MATOUŠEK, V., DUŠEK, M., FISCHER, D. a KARLÍK, P. *Vodohospodářské revitalizace a jejich uplatnění v ochraně před povodněmi*. Praha: Český svaz ochránců přírody, 2006. 359 s. ISBN 80-239-6351-1.
15. JŮVA, K. *Odvodňování půdy*. 1. vyd. Praha: SZN, 1957. 526s.
16. KADLEC, V., DOSTÁL, T., VRÁNA, K., KAVKA, P., KRÁSA, J., DEVÁTÝ, J., PODHRÁZKA, J., POCHOP, M., KULÍŘOVÁ, P., HEŘMANOVSKÁ, D., NOVOTNÝ, I. a PAPAJ, V. *Navrhování technických protierozních opatření: metodika*. 1. vyd. Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, 2014. 101 s. ISBN 978-80-87361-29-0.
17. KEMEL, M. *Klimatologie, meteorologie, hydrologie*. Vyd. 1. Praha: Vydavatelství ČVUT, 1996. 289 s. ISBN 80-01-01456-8.
18. KNĚŽEK, M. *Podzemní složka odtoku*. Vyd. 1. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1988. 61 s.
19. KOPÁČEK, J., BEDNÁŘ, J. *Jak vzniká počasí*. Vyd. 1. Praha: Karolinum, 2005. 226 s. ISBN 80-246-1002-7.
20. KRAVKA, M., MARKOVÁ, J., DOMOKOŠOVÁ, K., FIALOVÁ, J. a VYSKOT, I. *Základy lesnické a krajinářské hydrologie a hydrauliky*. Vyd. 1. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 2009. 113 s. ISBN 978-80-7375-338-2.
21. KREŠL, J. *Hydrologie*. Vyd. 1. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, 2001. 125 s. ISBN 80-7157-513-5.
22. KREŠL, J. *Lesnické meliorace*. 1. vyd. Brno: Vysoká škola zemědělská, 1990. 226 s.
23. MATOUŠEK, V. *Poznávání odtokových vlastností malých povodí za regionálních dešťů*. Vyd. 1. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, 2010. 103 s.
24. NĚMEC, J. *Hydrologie*. 1. vyd. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1965. 237 s.
25. NETOPIL, R. *Hydrologie pevnin*. Vyd. 1. Praha: Academia, 1972. 294 s.

26. PAČES, T. *Voda a Země*. Vyd. 1. Praha: Academia, 1982. 174 s.
27. PAVELKOVÁ CHMELOVÁ, R. a FRAJER, J. *Základy fyzické geografie 1: Hydrologie*. 1. vyd. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, 2013. 141 s. ISBN 978-80-244-3843-6.
28. POLCAR, P., LETT, P., KŘIVANCOVÁ, S., VAVRUŠKA, F. a STAROSTOVÁ, M. *Klimatologické a hydrologické studie z pobočky ČHMÚ České Budějovice*. 1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 1999. 170 s. ISBN 80-85813-65-3.
29. SERRANO, E. S. *Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals*, HydroScience Inc. Lexington, Kentucky: 1997. s. 468.
30. SHAW, E. *Hydrology in practice*. 3rd ed., Taylor & Francis e-Library ed. Oxford, UK: Routledge, 2005. 613 s. ISBN 0-203-01325-5.
31. SKLENIČKA, P. *Základy krajinného plánování*. Vyd. 2. Praha: Naděžda Skleničková, 2003. 321 s. ISBN 80-903206-1-9.
32. SLAVÍK, L. a NERUDA, M. *Voda v krajině*. Vyd. 1. Ústí nad Labem: Univerzita J. E. Purkyně v Ústí nad Labem, Fakulta životního prostředí, 2007. 176 s. ISBN 978-80-7044-882-3.
33. SOUKUP, M., EICHLER, J., SKLENIČKA, P., KULHAVÝ, Z., VLČKOVÁ, M. a PILNÁ, E. *Biotechnická opatření v krajině pro zvýšení retence vody na odvodněných pozemcích v pramenných oblastech: metodika a katalog navrhovaných opatření*. Vyd. 1. Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, 2008. 82 s. ISBN 978-80-904027-2-0.
34. STARÝ, M. *Hydrologie*. VUT Brno, 2005. 213 s.
35. ŠILAR, J. *Hydrologie v životním prostředí*. Ostrava: VŠB-Technická univerzita, 1996. 136 s. ISBN 80-7078-361-3.
36. TLAPÁK, V., ŠÁLEK, V. a LEGÁT, V. *Voda v zemědělské krajině*. 1. vyd. Praha: Zemědělské nakladatelství Brázda, 1992. 318 s. ISBN 80-209-0232-5.
37. VLNAS, R., PECHA, M., SOSNA, V. a ČERNÁ, L. *Hydrologická bilance množství a jakosti vody České republiky*. Český hydrometeorologický ústav, 2015. 171 s.

38. VOUGHT, L., PINAY, G., FUGLSANG, A. a RUFFINONI, C. *Structure and function of buffer strips from a water quality perspective in agricultural landscapes*. Landscape and Urban Planning. 1995, č. 31, s. 323-331.
39. YAO, L., WEI, W. a CHEN, L. *How does imperviousness impact the urban rainfall-runoff process under various storm cases?* Ecological Indicators. 2016, č. 60, s. 893-905.

Seznam obrázků

Obrázek č. 1 – Oběh vody (<http://water.usgs.gov/edu/watercycle.html>)

Obrázek č. 2 – Schéma odtokového procesu (Matoušek, 2010)

Obrázek č. 3 – Schéma srážkoodtokového procesu v povodí (Starý, 2005)

Obrázek č. 5 – Klasifikace protipovodňových opatření (Čamrová a Jílková, 2006)