Zemědělská fakulta
Faculty of Agriculture

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích
University of South Bohemia in České Budějovice

**JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH**
**ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA**

Katedra krajinného managementu

**Diplomová práce**

# Vliv vlhkosti půdy na hydrologickou odezvu povodí při různých srážkových úhrnech

Autorka práce: Bc. Markéta Tomanová

Vedoucí práce: Ing. Václav Bystřický, Ph.D.

České Budějovice
2021

## Prohlášení

Prohlašuji, že jsem autorem této kvalifikační práce a že jsem ji vypracoval(a) pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu použitých zdrojů.

V Českých Budějovicích dne ..... .....

Podpis

# Abstrakt

Tato diplomová práce se zabývá vlivem vlhkosti na hydrologickou odezvu povodí při různých srážkových úhrnech. Práce byla řešena na dílčím povodí Jenínského potoka ve sledovaném vegetačním období pro roky 2010 – 2013. Byly sledovány charakteristiky jako je srážkový úhrn, průtok a půdní objemová vlhkost v různé hloubce. První část práce obsahuje literární rešerši, která zmiňuje vlhkost půdy jako jeden z faktorů ovlivňujícím hydrologickou odezvu povodí na srážku. V praktické části se práce zabývá zhodnocením naměřených srážkových úhrnů a dále popisných statistických hodnot průtoku a půdní vlhkosti v hloubce 30 cm, 60 cm, 90 cm, 150 cm a 200 cm. Další část praktické části se věnuje významným srážkovým epizodám, u kterých je cílem posouzení vlivu intenzity deště na odtok vody z povodí. Závěrečným cílem je zhodnocení vlivu vlhkosti půdy na odtokové charakteristiky při různých srážkových úhrnech.



**Klíčová slova:** srážky, odtok, půdní objemová vlhkost, srážkové epizody, odtokový součinitel, intenzita deště.



# Abstract

This diploma thesis deals with the Influence of soil moisture on hydrological response of a catchment to precipitation. The study was conducted on the sub-basin of Jenínský stream in the monitored vegetation period for the years 2010 - 2013. The characteristics such as total precipitation, flow and soil volume moisture at different depths were monitored. The first part of this thesis contains a literature study that mentions soil moisture as one of the factors influencing the hydrological response of river drainage basins to precipitation. In the practical part, the thesis deals with the evaluation of measured precipitation totals and descriptive statistical values of flow and soil moisture at a depth of 30 cm, 60 cm, 90 cm, 150 cm and 200 cm. The other section of the practical part deals with significant precipitation episodes and their impact of rain intensity on water runoff from the basin. The final objective is to evaluate the effect of soil moisture on surface runoff characteristics at different precipitation totals.



**Keywords:** precipitation, runoff, soil moisture, precipitation episodes, runoff coefficient, rain intensity.

## Poděkování

Tímto bych chtěla poděkovat vedoucímu pracovníkovi této diplomové práce Ing. Václavu Bystřickému, Ph.D. za odborné vedení, cenné rady a pomoc při zpracování práce. Dále bych chtěla poděkovat své rodině, která mě podporovala nejen při psaní diplomové práce, ale po celou dobu studia.

# Obsah

1 Úvod ..... 7
2 Literární řešerše ..... 8
2.1 Půda ..... 8
2.1.1 Definice půdy ..... 8
2.1.2 Vznik půdy ..... 8
2.1.3 Složení půdy ..... 10
2.1.4 Fyzikální vlastnosti půdy ..... 11
2.1.5 Chemické vlastnosti půdy ..... 14
2.2 Vlhkost půdy ..... 15
2.2.1 Charakteristické vlastnosti vlhkosti půdy ..... 15
2.2.2 Faktory ovlivňující půdní vlhkost ..... 16
2.3 Srážky ..... 17
2.3.1 Vznik srážek ..... 18
2.3.2 Rozdělení srážek ..... 18
2.3.3 Měření srážek ..... 19
2.3.4 Srážkové charakteristiky ..... 21
2.3.5 Časové a plošné rozdělení srážek ..... 21
2.3.6 Extrémní srážkové události ..... 22
2.4 Vliv vlhkosti na odtok vody z povodí ..... 22
3 Metodika ..... 26
3.1 Cíl práce ..... 26
3.2 Materiál ..... 26
3.2.1 Přístroje pro měření zkoumaných veličin ..... 26
3.2.2 Popis zájmového území Jenínského potoka ..... 27
3.2.3 Mikropovodí Jenín 2. ..... 33
3.3 Metody ..... 33

4 Výsledky a diskuze ..... 37
4.1 Srážky ..... 37
4.2 Průtok ..... 38
4.3 Vztah mezi srážkami a průtokem ..... 39
4.4 Vlhkost ..... 40
4.4.1 Vlhkost v 30 cm ..... 40
4.4.2 Vlhkost v 60 cm ..... 41
4.4.3 Vlhkost v 90 cm ..... 42
4.4.4 Vlhkost v 150 cm ..... 43
4.4.5 Vlhkost v 200 cm ..... 44
4.4.6 Shrnutí výsledků ..... 45
4.5 Srážková epizoda ..... 47
4.5.1 Srážková epizoda č.1 ..... 47
4.5.2 Srážková epizoda č.2 ..... 48
4.5.3 Srážková epizoda č.3 ..... 50
4.6 Posouzení intenzity deště a počáteční vlhkosti na odtok vody z povodí ..... 52
4.6.1 Intenzita deště a její vliv na odtok vody ..... 53
4.6.2 Vlhkost půdy a její vliv na odtok vody ..... 54
5 Závěr ..... 56
Seznam použité literatury ..... 58
Seznam obrázků ..... 63
Seznam tabulek ..... 64

# 1 Úvod

Voda je pro naší Zemi i její ovzduší základním předpokladem pro vznik a udržení života nejen lidí, zvířat ale i vegetace (Hubačíková, 2009). Stejně důležitá je pro náš život i půda. Tomášek (2003) popisuje půdu jako jeden ze základních výrobních prostředků člověka a hlavních kamenů lidské civilizace vůbec. Na půdu nahlížíme jako na dynamický přírodní útvar, který se tvoří, vyvíjí a udržuje pod vlivem okolního prostředí. Její úrodnost, tedy schopnost zabezpečovat existenci a reprodukci rostlin, je však pro člověka nejdůležitější vlastností.

Půdní složka také tvoří důležitý parametr v hodnocení srážko-odtokového procesu. Určuje nejen množství infiltrované vody, ale také dobu jejího zadržení v půdě. Hlavně díky půdní vlhkosti se v čase mění hodnota retence, kterou ovlivňuje ale také výška hladiny podzemní vody (Vlček et al., 2012).

Pro tvorbu srážko-odtokového procesu jsou nejdůležitějším stavebním kamenem samotné srážky. Atmosférické srážky představují klimatickou a meteorologickou charakteristiku, které je především v poslední době věnována značná pozornost. Nejen v oblastech zaměřených na zemědělskou produkci, je vnímáno jejich velké prostorové a časové rozložení a jejich případné změny. Srážky jsou velmi dynamickým procesem, který neustále mění svoji formu a intenzitu. Proto jsou jedním z nejobtížnějších hodnocených atmosférických parametrů (Doležalová, 2013).

Cílem této diplomové práce je posouzení a zhodnocení vlivu vlhkosti na hydrologickou odezvu povodí při různých srážkových úhrnech. Zájmovým povodím pro zpracování práce je dílčí subpovodí Jenínského potoka Jenín 2., v rámci, kterého budou ve sledovaném období hodnoceny charakteristiky srážkového úhrnu, průtoku a vlhkosti v různých hloubkách. Následně bude hodnocen závislost mezi odtokem vody a intenzitou deště a počáteční půdní vlhkostí.

# 2 Literární řešerše

## 2.1 Půda

### 2.1.1 Definice půdy

Půda je jedním z nejcennějších bohatství národa a zároveň základní článek celé biosféry, jelikož je hlavní vyživovací základnou lidu a nejdůležitějším předpokladem optimálního uspokojování materiálních potřeb společnosti. Půda má i celou řadu jiných funkcí např. je regulátorem a rezervoárem vody, je využívána k investiční výstavbě a je nejdůležitější složkou k tvorbě životního prostředí (Ježek, 1987).

Hůla (1997) definuje půda jako neobnovitelný přírodní zdroj a pro zemědělskou činnost je půda stanovištěm pro pěstování rostlin, prostředkem k výrobě potravin, krmiv pro hospodářská zvířata, ale i zdrojem surovin pro nepotravinářské využití. Mělo by být tedy v zájmu zemědělců starat se o půdu, tak aby byla zachována její úrodnost a její ekologické vlastnosti.

Ministerstvo Životního prostředí (2007) se na půdu dívá z hlediska jejího využití pro zemědělství, kdy tvrdí, že uvážlivé využívání zemědělské půdy, včetně jejího zpracování, úpravy vodního režimu a zavlažování, vhodného střídání plodin, optimalizovaného používání hnojiv a prostředků na ochranu rostlin, zachování krajinných prvků, nebo zavádění protierozních opatření má rovněž širší dopad na životní prostředí jako je např. kvalita a vydatnost vodních zdrojů, biodiverzita, nebo veřejné zdraví obyvatel.

Stejný názor a to, že je půda pro zemědělství nezbytná zmiňuje Penk (1991), který bere půdu jako základ veškeré zemědělské činnosti. Proto, aby byla její úrodnost a produkční schopnost zajištěná, je důležité podmínění jejích fyzikálních, chemických a biologických vlastností. V současné době, se ve zvýšené míře soustřeďuje pozornost na sledování ekologické stránky přírodního prostředí a půdy, protože představuje počátek potravního řetězce.

### 2.1.2 Vznik půdy

Jůva et al. (1997) tvrdí, že půda je přírodním útvarem, který vzniká ze zvětralin zemské kůry a ze zbytků organické hmoty díky půdotvornému procesu. Součástí procesu jsou různí činitelé, které působí na půdotvornou hmotu (substrát) a přetvářejí ji v půdy různého typu, druhu a různých vlastností. Půdotvorní činitelé jsou většinou přírodní povahy, tj. reliéf území a jeho sklonitost a expozice, podnebí (teplota, vlhkost), voda, živé organismy (porost, edafon). Jsou ale také povahy způsobené lidskou činností tedy

antropogenní, to znamená, zasahuje-li do půdotvorného procesu člověk různými způsoby užívání a úpravy půdy.

Laník a Halada (1960) nazývají proces vzniku půdy obecně zvětrávání. Kdy se nejprve z matečné horniny vytvoří půdotvorný substrát a dále působením dalších půdotvorných činitelů (podnebí, biologický faktor člověka, podzemní voda) vzniká půda jako přírodní útvar.

Šantrůčková (2001) rozlišuje dvě základní skupiny vznikajících půd:

- Organické půdy vznikají v arktických a boreálních oblastech za nepříznivých podmínek pro rozklad organické hmoty. Organické zbytky jsou pouze částečně rozkládány. Organické půdy vznikají díky vlivu nízkých teplot, zamokření, vysoké kyselosti, nedostatku živin a také kombinaci těchto podmínek (Šantrůčková, 2001).
- Minerální půdy vznikají zvětráváním mateční horniny pomocí půdotvorného substrátu – mechanicky rozrušená hornina. V rozpadlé hornině dochází současně k chemickým změnám. Na začátku zvětrávání se podílí na vzniku půdy chemický a fyzikální proces. Postupně se přidává proces biologického zvětrávání. Výsledkem působení těchto procesů a půdotvorných činitelů je vznik půdy, přírodního oživeného útvaru (Pavel et al., 1984).

Ministerstvo Zemědělství (2015) uvádí, že ke zvětrávání dochází třemi základními procesy – fyzikální, chemický, biologický. Stupeň jejich účinků se řídí podmínkami prostředí. Spíše ale dochází ke kombinaci těchto procesů zvětrávání.

**Fyzikální zvětrávání**

Dle Chapina et al. (2002) dochází při procesu fyzikálního zvětrávání k rozrušení mateční horniny, nedochází však k jejím chemickým změnám. Jedná se spíše o sezonní proces probíhající při extrémních teplotách. Při těchto teplotách vznikají v mateční hornině pukliny, které způsobují zvýšení vlivu dalších činitelů na zvětrávání. Změna teplot není jediný faktor, jsou jím i voda a vítr. Fyzikální zvětrávání také zvětšuje prostor pro chemické a biologické zvětrávání.

**Chemické zvětrávání**

V průběhu chemického procesu jsou narušovány krystalické mřížky primárních minerálů. Ty částečně přecházejí do roztoků, částečně do jednodušších sloučenin a zbytek zůstává v původní podobě. Zbytky nerozpadlých minerálů a volných iontů vytvářejí sekundární minerály (Rejšek a Vácha, 2018). Chemické zvětrávání probíhá

za působení atmosférického kyslíku, oxidu uhličitého a rozpuštěných minerálních látek, které se uvolňují ze zvětrávající horniny (Šantrůčková, 2001).

**Biologické zvětrávání**

Forman a Godron (1993) uvádějí úzkou souvislost biologického zvětrávání s chemickým. Zvětrávání probíhá za přítomnosti mechů, lišejníků a drobných rostlin. Díky působení kyselin, které jsou produktem rostlin nebo vznikají při dekompozici rostlinných zbytků, dochází k rozpouštění minerálů z hornin. K těmto kyselinám se ještě přidávají kyseliny, které vznikají z oxidů nacházejících se v ovzduší jako je oxid uhličitý, oxid dusičitý a oxid siřičitý.

### 2.1.3 Složení půdy

Půda zahrnuje všechny tři fáze skupenství a nazývá se též systém trojfázový. Složky půdy obsahují minerální podíl (kameny, štěrk, písek, prach, jílové částice), organickou hmotu, vodu (půdní roztok), plyny a živé organismy (hmyz, bakterie, prvoci, háďátka, houby, řasy). Mezi skupenstvími existuje neustálá výměna molekul a iontů, ovlivňovaná fyzikálními, chemickými a biologickými procesy (Horáček et al., 1994).

Pokorný a Šarapatka (2003) uvádějí, že složení půdy se skládá z pevné, kapalné a plynné fáze. Pevnou fázi tvoří minerální částice a organická hmota. Plynnou fází se rozumí půdní vzduch. Kapalná fáze je tvořena půdní vodou a půdním roztokem. Tyto tři složky mezi sebou vzájemně působí za současného vlivu na živé organismy žijící v půdě.

Laník et al. (1960) popisují složení půdy v následujícím schématu.

**Pevná fáze**

- Minerální podíl
    - Mechanická disperze
        - Hrubá
        - Jemná
    - Koloidní disperze
    - Molekulová disperze
- Organický podíl
    - Neživá složka – humus
    - Živá složka - edafon

**Kapalná fáze**

- Půdní roztok
- Půdní voda

**Plynná fáze**

- Půdní atmosféra

*Schéma složení půdy (Laník et al., 1960)*

### 2.1.4 Fyzikální vlastnosti půdy

**Objemová hmotnost**

Hraško et al. (1988) definují tuto vlastnost jako hmotnost určitého objemu půdy na 1 $cm^3$ v přirozeném složení tj. i s póry obsahujícími vodu a vzduch. Pro určení hmotnosti záleží na mnoha okolnostech, jako je pórovitost, zrnitost, struktura, uložení mechanických elementů a agregátů, obsahu vody a vzduchu v půdě. Jedná se tak o značně proměnlivý ukazatel.

**Měrná hmotnost (hustota)**

Podle Rejška a Váchy (2018) představuje tato veličina hmotnost 1 $m^3$ pevné, neporézní zeminy (pevné fáze půdy) v tunách nebo gramech. Jedná se tedy o veličinu, která je v čase na konkrétním místě prakticky neměnná. U minerálních půd se průměrná hmotnost pohybuje mezi 2,6 – 2,7 t/ $m^3$, u organických půd klesá pod 1,5 t/ $m^3$. Měrnou hmotnost ovlivňuje převážně mineralogické složení a obsah organické hmoty.

**Pórovitost**

Pórovitost jinak řečeno objem pórů je opakem objemové hmotnosti. Tato veličina je také značně proměnlivá a je ovlivněná strukturou, zrnitostí a objemovou hmotností půdy. Pórovitost našich půd se pohybuje okolo 30-65 %. Pórovitost lze měnit agrotechnickými zásahy nebo orbou, kde se může zvýšit o 25-30 %. V organických horizontech může dosahovat až 80 %, postupně s hloubkou půdního profilu klesá až k minimálním hodnotám minerálních horizontů, kde se pohybuje mezi 35-40 % (Rejšek a Vácha, 2018). Na pórovitosti závisí vodní a vzdušný režim půdy, neudává pouze půdní texturu, ale závisí také na činnosti edafonu. Písčité půdy jsou poréznější oproti jílovitým půdám, u nich ale lze pórovitost zvýšit vápněním, dochází tím ke shlukování částic jílu a tím zvyšování pórovitosti (Forman a Gordon, 1993).

**Půdní struktura**

Dle Chapina et al. (2002) je půdní struktura tvořena shlukováním půdních částic do větších celků, tzv. agregátů. Ke shlukování agregátů slouží organická hmota, oxidy železa, vícemocné kationty, jíly a oxid křemičitý. Půdní strukturu a její stavbu podporuje i edafon a houby. Prostory vznikající mezi půdními agregáty jsou nezbytné pro vsakování vody, výměnu plynů mezi půdou a atmosférou a pro růst kořenů rostlin. Negativní účinky na půdní strukturu má úbytek organické hmoty, zhutňování půdy těžkou technikou a hospodářskými zvířaty.

**Zrnitost půdy**

Zrnitost půdy neboli texturu popisují Sáňka a Materna (2004) jako velikost a poměrné zastoupení jednotlivých půdních frakcí. Tato vlastnost se značně podílí na průběhu pedogenetických procesů, na ekologických a agronomických vlastnostech půdy. Hrubozrnější půda vznikne tím, že v mateční hornině bude více těžko zvětralých hornin.

Šimek (2005) člení podle velikosti zrn půdní částice na písek, prach, jíl a přechody mezi nimi. U nás je nejužívanější systém třídění podle Kopeckého.

**Tabulka 2.1: Systém třídění částic podle Kopeckého (převzato od Šimek, 2005)**

| **Název** | **Průměr částic** | **Kategorie** |
|---|---|---|
| Jíl | Pod 0,002 mm | |
| Jemný prach | 0,001-0,01 mm | I. (jílnaté částice) |
| Prach | 0,01-0,05 mm | II. |
| Práškovitý písek | 0,05-0,1 mm | III. |
| Písek | 0,1-2 mm | IV. |
| skelet | Nad 2 mm | |

Tomášek (2003) uvádí velikostní zastoupení rozdílných minerálních částic. Tzv. jemnozem má největší význam co se týká obsahu částic. Jemnozem je součet minerálních částic s velikostí pod 2 mm v průměru. Pomocí zrnitostního složení se určují půdní druhy (půdy písčité, hlinité, jílovité) a přechody mezi nimi. Zrnitostní složení jako je textura, mechanická skladba patří mezi nejběžnější ukazatele. U nás je nejužívanější systém třídění podle Nováka.

**Tabulka 2.2: Klasifikační stupnice půdních druhů podle Nováka (Tomášek, 2003)**

| Skupina půd | Půdní druh | Obsah jílnatých částic (pod 0,01 mm) [% hmotnostní] |
|---|---|---|
| Těžké | Jíl | Nad 75 |
| | Jílovitá zemina | 60–75 |
| | Jílovitohlinitá zemina | 45-60 |
| Střední | Hlinitá zemina | 30-45 |
| | Písčitohlinitá zemina | 20-30 |
| Lehké | Hlinitopísčitá zemina | 10-20 |
| | Písčitá zemina | 0-10 |

**Barva půdy**

Barva půdy ukazuje obraz fyzikálního a chemického složení půdy. Barvou je vyjádřena vazba půdy na mateční substrát a reliéf, jelikož je závislá na procesech odehrávajících se v krajině. Barva se mění nejen na jejím povrchu, ale také uvnitř jejího profilu. Střídání barev půdního profilu zobrazuje působení půdotvorných procesů, které jsou rozděleny na jednotlivé horizonty (Bičík a Cibulka, 2009).

Dle Rejška a Váchy (2018) je barva jednou z nejdůležitějších charakteristik popisu půdního profilu a vztahuje se k individuálním diagnostickým horizontům. Ohledně barvy je tím rozhodujícím obsah organické hmoty. V případě podpovrchových a substrátových horizontech je to už přítomnost konkrétní organické hmoty.

**Teplota**

Brady a Weil (2002) uvádějí, že teplota neovlivňuje pouze fyzikální vlastnosti, ale také chemické vlastnosti a aktivitu edafonu. Primárním zdrojem tepla v půdě je sluneční záření, jím dochází v půdě ke střídání denních a sezonních teplot. Tmavá půda je oproti světlé půdě intenzivněji prohřívána. K půdě prorostlé vegetací se dostávají sluneční paprsky pomaleji, než je tomu u půdy bez vegetace. Teplotu půdy ovlivňuje také obsah vody, vlhká půda je tedy vždy chladnější oproti suché, jelikož ta se ochlazuje evaporací. K teplotním výkyvům dochází především na nejsvrchnějších vrstvách půdy, teplota v hlubších místech se mění nepatrně.

### 2.1.5 Chemické vlastnosti půdy

Hraško et al. (1988) tvrdí, že chemické procesy, které probíhají v půdě, jsou podmíněné souhrnným působením přírodních činitelů. Značný vliv na chemické vlastnosti má také vliv člověka.

**Prvky v půdě**

Prvky v půdě rozlišujeme na makroelementy a mikroelementy podle poměrného zastoupení.

Makroelementy jsou prvky, které tvoří převážnou část půdní hmoty. Je zde velké zastoupení prvků – kyslík, křemík, hliník, železo, vápník, hořčík, draslík, síra, dusík a fosfor (Šarapatka, 2014).

Horáček et al. (1994) popisují jako zdroj mikroelementů v půdě půdotvorný substrát, dále statková a průmyslová hnojiva a atmosférické depozice. Mezi prvky sem patří bor, mangan, molybden, měď, zinek, kobalt, jod, chlor a fluor. Tyto prvky se nacházejí v půdě v mikromnožství. Nachází se ve třech formách – anorganická podoba (minerály a soli), organické sloučeniny a půdní roztok. Kationty mikroprvků převládají nad anionty. V kyselém prostředí bývá u mikroelementů největší rozpustnost a přijatelnost pro rostliny.

**Půdní reakce**

Šarapatka (2014) rozděluje půdní reakce na aktivní a potenciální reakce půdy. Aktivní reakce půdy je způsobena volnými $H^+$ ionty, které jsou uvolňovány do půdního roztoku z organických a minerálních kyselin, koloidních částic aj. Dále se reakce stanovuje půdním výluhem a označuje se jako $pH/H_2O$.

Vyjadřuje obecný poměr koncentrace vodíkových hydroxylových iontů v půdním roztoku. Je jedním z nejčastěji stanovených vlastností. Tento poměr je vyjádřen vodíkovým exponentem a hodnotou pH. Půdní reakce aktivní vyjadřuje aktuální situace v půdním roztoku. Půdní reakce výměnná popisuje schopnost půdy měnit pH roztoků neutrálních solí. Půdní reakce hydrolytická charakterizuje schopnost půdy měnit reakci hydrolyticky štěpitelných octanů (Rejšek a Vácha, 2018).

*Pufrační schopnost půdy:* Dle Rejška a Váchy (2018) je díky půdní pufrovitosti půda schopna odolávat změnám půdní reakce vyvolané vstupem kyseliny či zásady. Podstatou pufrovitosti je odpor vůči změnám, vyvolaným měnícím se poměrem koncentrací vodíkových a hydroxylových iontů. Každá půda vykazuje schopnost nějakým změnám odolávat. Pufrovitost souvisí s půdní reakcí a se sorpčním komplexem, nepřímo též s potenciálem půdy.

**Půdní sorpční komplex**

Tato vlastnost patří mezi nejvýznamnější charakteristiky půdy z hlediska schopnosti vázat původní živiny, dodané živiny a kontaminanty (Sáňka a Materna, 2004). Přítomnostní půdních koloidů je dána sorpční schopnost půdy (Horáček et al., 1994).

## 2.2 Vlhkost půdy

Rejšek a Vácha (2018) popisuje vlhkost půdy jako vlastnost, která udává momentální obsah vody v půdě. Místní vlhkost je přímo závislá na vnějších klimatických podmínkách, ty vedle hydrického půdního režimu též podmiňují termický půdní režim (při zásadní roli nadmořské výšky). Aktuální vlhkost půdy je pak závislá nepřímo na změnách vegetačního krytu, který jednak sám reaguje na změnu klimatu a jednak jsou jeho změny způsobené sklizní zemědělské půdy.

### 2.2.1 Charakteristické vlastnosti vlhkosti půdy

Vráblík (2006) poukazuje na neustále se měnící obsah vody v půdním prostředí a vlhkost půdy. Aby se daly vlhkostní stavy půdy vyjádřit, srovnat stanovují se charakteristické hodnoty tzv. hydrolimity, které se dělí na základní a aplikované. Tyto hodnoty vyjadřují a charakterizují: hranice mezi jednotlivými kategoriemi půdní vody, hranice různé pohyblivosti půdní vody, a hranice různé přístupnosti vody pro rostliny.

**Základní hydrolimity:**

- Adsorpční vodní kapacita: maximální množství vody vázáné adsorpčními silami.
- Lentokapilární bod: sděluje stav půdní vlhkosti, která leží na rozhraní energetických kategorií těžce pohyblivé a lehce pohyblivé kapilární vody, jejíž souvislost je přerušena. Výsledkem je snížení přítoku vody ke kořenům rostlin.
- Retenční vodní kapacita: vyjadřuje stav půdní vlhkosti ležící na rozhraní kapilární a gravitační vody. Vyjadřuje, jaké maximální množství vody je schopna půda zadržet v rovnovážném stavu po nadměrném zavlažení.

**Aplikovaní hydrolimity:**

- Polní vodní kapacita: rozumí se jí stav, kdy jsou všechny kapiláry naplněny vodou. Jedná se o hranici mezi kapilární a gravitační vodou.
- Plná vodní kapacita: sděluje stav, při kterém jsou kapilární a gravitační póry plně zaplněny vodou.
- Bod snížení dostupnosti: jedná se o stav, při kterém se značně snižuje pohyblivost půdní vody a její dostupnost pro rostliny. Tento hydrolimit je

shodný se základním hydrolimitem – Lentokapilární bod – hranice mezi těžko pohyblivou kapilární vodou a pohyblivou kapilární vodou, která je přístupná pro rostliny.

– Bod vadnutí: vyjadřuje stav minimální půdní vlhkosti. Rostlina v tomto stavu vadne, jelikož voda v půdě je vázaná větší silou než-li sací síla kořenů (Vráblík, 2006).

### 2.2.2 Faktory ovlivňující půdní vlhkost

Brady a Weil (2002) popisují, jak je půda důležitou složkou v malém i velkém koloběhu vody, dále přidávají, že půda má nezastupitelnou funkci v retenci vody v krajině. Srážková voda je z části odváděna zpět do řek, z části je vázána v půdě a z části se stane podzemní vodou, která slouží jako zdroj vody pro vegetaci během suchého období (Brady a Weil, 2002). Na změnu teplotních podmínek v půdě jsou často navázány i změny ve vlhkostních podmínkách. Narušení disipační struktury krajiny může vést až ke změně energeticko-látkové bilance krajiny. V případě narušení dochází ke zvýšení teploty v krajině, na kterou jsou přímo navázány zvýšené ztráty půdní vlhkosti. Narušení struktury může ovlivňovat také lokální distribuce srážek v krajině (Pokorný, 2001).

**Intercepce**

Rejšek a Vácha (2018) popisují intercepci jako schopnost vegetace zadržet vodu pomocí povrchového napětí. Jedná se tedy o část srážek, které nikdy nedopadnou na zem. Červený et al. (1964) upozorňují na lesní porost, který má nezastupitelný význam v retenci vody v krajině. Jaké množství vody se v lese během krátkého deště dostane do půdy, záleží především na velikosti intercepce stromů (Rejšek a Vácha, 2018). U listnatých stromů dosahuje intercepce až 20 % spadlého deště. Naopak u smrkových dřevin je to mnohem více. Je to způsobeno vysokým počtem jehlic, které mají v součtu větší povrch, než je povrch listů u listnatých stromů. Jehličnaté stromy dokážou udržet při krátkém dešti až 60 % dešťové vody, která se nikdy nedostane do půdy, významně ovlivní půdní vlhkost. Avšak efektivita intercepce se v průběhu roku mění, jehličnaté stromy dosahují největší intercepce v letních měsících (Riedl et al., 1973).

Riedl et al. (1973) dále uvádějí, že kolik vody se dostane do půdy, záleží na dvou faktorech – intenzita a trvání deště. Během prudkých či dlouhotrvajících dešťů není vliv intercepce tak velký, jako při krátkých přeháňkách. Rejšek a Vácha (2018) popisují účinnost intercepce, která je také ovlivněná věkovou strukturou vegetace.

Starší stromy mají díky své větší koruně zvýšenou schopnost intercepce. V převážné většině lesních ekosystémů je negativním faktorem nedostatek slunečního záření, naopak v suchých oblastech může být limitujícím faktorem nedostatek vody (Macek, 2009).

**Výpar**

Dostatek vody v půdě je důležitý pro téměř všechny fyziologické procesy rostlin a živočichů. Základním prvkem terestrických hydrologických cyklů je schopnost vegetace využít sluneční energii na přeměnu vody ve vodní páru (Pokorný, 2001). Dle Monteith (1965) závisí velikost výparu neboli evapotranspirace na mnoha faktorech - vlhkost půdy a vzduchu, intenzita vzlínání, teplota vzduchu a půdy, reliéf, hloubka hladiny spodní vody, vítr a atmosférický tlak.

Tesař et al. (2004) rozlišují aktuální a potenciální výpar ekosystému. Aktuálním výparem se rozumí skutečná evapotranspirace, která udává, kolik vody se skutečně vypaří z ekosystému za určitých podmínek. Potenciálním výparem je myšlena maximální možná evapotranspirace, která není limitována nedostatkem vody v ekosystému. Potenciální výpar je vždy vyšší než aktuální, nejvyšší rozdíly jsou v průběhu vegetačního období.

Woods (2003) poukazuje na fakt, že transpirace, která ochlazuje povrch rostlin, se spouští v případě, kdy vegetaci začne ohřívat sluneční záření či teplý vzduch. Transpiraci silně ovlivňuje typ vegetačního krytu a jeho funkce. To je důvod velkých rozdílů v mikroklimatu mezi oblastmi ležícími v podobných geografických podmínkách ovšem s odlišnou vegetací. V průběhu vegetativního období se mohou měnit teplotní a vodní režimy v krajině podle toho v jakém stavu je vegetace.

## 2.3 Srážky

Srážky jsou považovány za hlavní složku, která pohání hydrologický koloběh vody. Studiem srážek a všech jejich vlastností a souvislostí se zabývá hydrometeorologie. Hydrologie se zabývá srážkami až po jejich dopadu na zemský povrch (Brutsaert, 2005).

Srážky jsou dle Serrana (1997) základním hydrologickým smyslem. To ony naplňují řeky, rybníky, potoky, moře a oceány, díky nim vzniká půdní vlhkost a zvodně. Hydrologie se zabývá spíše formou, prostorovým založením a časovou variabilitou srážek v daném povodí nebo území. Vzájemné porozumění jejich původu a vzniku pomáhá při výkladu extrapolaci srážkových charakteristik.

### 2.3.1 Vznik srážek

Tlapák et al. (1992) popisují vznik srážek jako výsledek kondenzace nebo desublimace vodní páry v ovzduší, na povrchu území nebo na rostlinném krytu. Základními činiteli určující ráz krajiny jsou srážky a teplota vzduchu.

Pro vytvoření srážek je dle Serrana (1197) zapotřebí akumulace vodní páry v atmosféře. Vodní pára vniká vypařováním a její transport způsobuje vítr. Zlomek vodní páry v atmosféře je ve srovnání s množstvím jiných přítomných plynů velmi malý. Maximální množství vodní páry zadržené ve vzduchu je nazýváno nasycení vodní parou. Dojde-li k přesáhnutí maxima nasycení, dojde ke kondenzaci a srážkový proces může být zahájen. Nasycení vodní parou je funkcí teploty vzduchu, s rostoucí teplotou klesá nasycení parou. Na druhou stranu s klesající teplotou nasycení roste. V případě, že se vzduch ochladí, přebytek vodní páry začne během rostoucího nasycení kondenzovat.

Kříž (1988) se zaobírá vodní párou, která z povrchu oceánů, moří, jezer, rybníků, řek, z řek a sublimace ze sněhu a ledu neustále zásobuje atmosféru. Množství vody se dostává do atmosféry nejen prostřednictvím rostlinných organismů, ale také pomocí výparu z půdy a vodní hladiny. V důsledku kondenzace se vodní pára, která je obsažená v atmosféře, dostává zpět na zemský povrch ve formě vertikálních atmosférických srážek v kapalném i pevném skupenství. Na druhou stranu horizontální srážky se vytvářejí až na aktivním povrchu země.

### 2.3.2 Rozdělení srážek

Srážky přicházející na zemský povrch ve formě deště a sněhu, jsou charakteristické velkou proměnlivostí. Srážky se dělí na dvě skupiny: horizontální a vertikální. Rozdělují se podle místa a způsobu jejich vzniku (Tlapák et al., 1992).

Kemel (1996) popisuje horizontální srážky jako nezbytnou součást zemědělství, jelikož pokrývají minimální potřebu vody pro zachování života v období, ve kterém je množství vertikálních srážek velmi malé. Na druhou stranu v období hydrologického roku je množství horizontálních srážek oproti spadlým vertikálním srážkám pravidelně menší.

Podle skupenství rozlišujeme srážky na kapalné (déšť) a pevné (kroupy). Při teplotách kolem 0°C se mohou vyskytovat srážky smíšené. Podle způsobu a místa vzniku lze srážky rozdělit na:

– horizontální, jež se tvoří kondenzací par bezprostředně na povrchu země či předmětech, rostlinách – rosa, jinovatka, ledovka atd.,

– vertikální, vznikající ve volné atmosféře a podle právě existujících meteorologických podmínek z ní vypadávají vlivem gravitace jako déšť, sníh, kroupy apod. (Kemel, 1996).

**Atmosférické srážky**

Atmosférickými srážkami Lischke (1998) označuje vodu v kapalném a tuhém stavu, která padá z oblaku na zemský povrch. Aby došlo k takovému jevu, musí být kapky nebo krystalky takových rozměrů, že se nedokážou udržet v atmosféře a pomoci gravitace se snášejí dolů na zemský povrch.

Srážky jsou jako pojem zahrnující velkou část hydrometeorů. Srážky jsou jednou z hlavních částí koloběhu vody. Jedná se o částice vody, které vznikají kondenzací vodní páry v průběhu, kdy padají z oblohy nebo kondenzují až přímo na zemském povrchu. Průměrné množství a frekvence srážek jsou důležitou charakteristikou zeměpisných oblastí a rozhodujícím faktorem pro úspěšné provozování v zemědělství (Kemel, 1996).

Dle Tlapáka et al. (1992) můžeme na atmosférické srážky uplatnit tzv. Třetinové pravidlo popsané J.C. Métheriem v roce 1797: třetina spadlé vody z atmosférických srážek se vypaří, třetina steče po povrchu a třetina se vsákne do půdy. Toto pravidlo má pouze regionální platnost. Bilance rozdělení vody ze srážek se mění s místem i časem a závisí na mnoha faktorech, jako teplota vzduchu i půdy, vegetační pokryv, morfologie terénu, relativní vlhkosti vzduchu, propustnosti půdního pokryvu a horninovém podkladu a na úrovni hladiny podzemní vody.

**Atmosférické srážky v ČR**

Kvítek et al. (2006) uvádějí, že geografická poloha našeho státu má významný vliv na vodní režim a kapacitu vodních zdrojů na našem území, a proto jsou srážky naším nejvýznamnějším zdrojem vody. Vodu se musíme v naší krajině snažit udržet a zdárně s ní hospodařit, jelikož jsme vnitrozemský stát na rozvodí Černého, Baltského a Severního moře. Naše vodní toky tak odvádějí vodu do okolních států. Je nutné si toto uvědomit a s vodou racionálně hospodařit.

### 2.3.3 Měření srážek

Srážkové úhrny měříme v síti meteorologických stanic, kde jsou instalovány srážkoměry, zapisující ombrograf/ombrometr nebo totalizátor. V horských oblastech nebo v oblastech s členitým terénem je síť meteorologických stanic hustější a jsou rozděleny nerovnoměrně. Na našem území připadá na jednu srážkoměrnou stanici v průměru

na 79 km$^2$. Meteorologické stanice a jejich stanice u nás má na starost Český hydrometeorologický ústav, který je zřizuje, udržuje a pozoruje srážkové jevy (Kemel, 1996).

Srážkoměr je hlavní měřící přístroj pro měření kapalných srážek. Skládá se z velké srážkoměrné nádoby, nálevky, konvice a skleněné kalibrované odměrky. Přístroj se umisťuje na podstavec, kde musí být horní okraj velké srážkové nádoby ve výšce 1 m nad terénem. Záchytná plocha srážkoměrů se pohybuje okolo 500 cm$^2$ na stanicích v síti ČHMÚ. V období od 15. dubna do 15. října (tzv. bezmrazové období) se do velké srážkoměrné nádoby vkládá konvice a na nádobu se nasadí nálevka tak, aby její trubka ústila v konvici. V období od 15. října do 15. dubna (tzv. mrazové období) se využívá pouze velká srážkoměrná nádoba bez nálevky a konvice (Hellebrand et al., 2010).

V současnosti dochází k automatickému měření srážek pomocí člunkových srážkoměrů nebo váhových srážkoměrů. Automatickým srážkoměrem se vyhneme chybám, které může způsobit pozorovatel.

Člunkový srážkoměr má záchytnou plochu 500 cm$^2$ a pomocí systému vytápění může fungovat celoročně. Přístroj funguje podobně jako vanička, která má dvě komory o obsahu 0,1 mm v každé, poté co se jedna z nich naplní a vyprázdní, překlopí se do druhé pozice, což se zaznamená. Tento přístroj nedokáže úplně přesně měřit intenzivnější deště a celoroční hodnoty jsou spíše podhodnocené. Počty překlopení člunku se počítá v minutových intervalech a jsou zaznamenávaný jako minutové úhrny. Mohou ale nastat poruchy překlápěcího mechanismu, poruchy termostatu anebo poruchy přenosu dat. Pozorovatel musí provádět průběžné kontroly srážkoměru, často se také stává, že dojde k ucpání nálevky nečistotami a tím se zkreslí měřené srážkové údaje (Hellebrand et al., 2010).

Oproti tomu váhový srážkoměr je při měření intenzivnějších srážek mnohem spolehlivější. Váhový srážkoměr pracuje pomocí tenzometrické váhy, která je připojená na řídící elektroniku, ta vyhodnocuje měření a ovládá ostatní části srážkoměru. Přístroj se vykazuje přesným okamžitým měřením srážek a zvládá srážky i s vysokou intenzitou. Stejně jako člunkový přístroj má záchytnou plochu 500 cm$^2$, výstupní reálné rozlišení má 0,1 mm a využívá se pro měření kapalných a tuhých srážek (Hellebrand et al., 2010).

### 2.3.4 Srážkové charakteristiky

Z měření a pozorování meteorologických stanic vyvodíme a zjistíme druh srážek, doba jejich trvání, množství srážek a případně i jejich průběh a intenzitu srážek (Kemel, 1996).

**Množství srážek**

Množstvím srážek Kešner (1997) vyjadřuje výšku vrstvy vody v milimetrech, která se tvoří při kapalných srážkách na vodorovném povrchu bez zasakování nebo odtoku a výparu vody. Jeden litr vody na 1 $m^2$ tvoří vrstvu 1 mm vysokou. Síla srážek ukazuje, jaké množství srážek spadlo během jedné srážkové epizody. Trvání srážek se měří v minutách nebo hodinách.

**Intenzita srážek**

Tato veličina ukazuje podíl výšky spadlých srážek a doby jejich trvání, nejčastěji v $mm/min^{-1}$, anebo jako specifická vydatnost („i“) v $l/s^{-1}$ spadlých na plochu 1 ha:

$$i = \frac{h}{t} \qquad [mm.min^{-1}]$$

(Tlapák et al., 1992).

Dle Kešnera (1977) srážkový normál vyjadřuje několikaletý průměr srážek v určitém místě za období roku, měsíce, sezony. Za srážkový den se bere den, ve kterém spadne během 24 hodin více než 0,01 mm srážek.

Efektivní srážky ukazují množství srážek, které jsou využité půdou ve srovnání s celkovým úhrnem srážek. V letních měsících dosahují v průměru 20 až 30 % z celkově spadlých srážek v daném místě především na málo strukturních půdách.

Intenzita srážek ovlivňuje agrotechnické práce, vodní erozi, růst rostlin, a to jak příznivě, tak i negativně. Jedná se o agrometeorologickou charakteristiku. Havlíček et al. (1986) uvádí Klasifikaci dešťových srážek podle intenzity a délky trvání.

### 2.3.5 Časové a plošné rozdělení srážek

Střešík (2002) uvádí, že časové rozložení srážek je nerovnoměrné a je rozloženo v průběhu celého roku, lze ale říct, že v létě spadne více atmosférických srážek než v zimě. V zimních měsících je v posledních 50 letech mírný pokles, v letních měsících v průběhu posledního století je naopak mírný vrůst. Avšak v jarních a podzimních měsících je pokles či vzrůst nepatrný.

Rozdělení srážky na konkrétní den v týdnu, popřípadě roce je v podstatě náhodné. Podle dosavadních statistických údajů připadá největší výskyt srážek na ranní a odpolední hodiny, naopak méně prší před polednem a v noci. V České republice se

pohybuje průměrný roční úhrn v rozpětí od 450 do 2 000 mm. Z celkového ročního úhrnu srážek připadá na léto 45 %, zima 15 až 25 % podle polohy, na jaro a podzim 25 – 40 % (Nypl, 1986).

Nypl (1986) dále uvádí, že podle doposud zpracovaných statistik je na srážky nejbohatší červenec, případně také červen a srpen. Na druhou stranu nejméně skoro minimum srážek padá zpravidla v únoru, méně často v březnu, výjimečně v lednu. Na našem území je srážková převaha v letním období, tedy od dubna do září spadne přibližně 2/3 celoročního úhrnu srážek. Kolik spadne vody, neovlivňuje nejen zeměpisná poloha, ale také nadmořská výška a orientace území vůči světovým stranám.

Duba et al. (1986) popisují rozložení srážek na území České republiky následovně:

- Na 16 % plochy státu činí průměrný roční úhrn srážek více než 800 mm
- Na 59 % plochy státu činí průměrný roční úhrn srážek 600 až 800 mm
- Na 25 % plochy státu činí průměrný roční úhrn srážek méně než 600 mm

Plošné rozdělení srážek v určitém území lze zobrazit pomocí izohyet. Jsou to čáry, které spojují na mapě místa se stejnými srážkovými úhrny. Izohyety mohou udávat úhrny za různě dlouhá období např. za daný rok, za období kratší než jeden měsíc, za jednotlivý déšť (Kemel, 1996).

### 2.3.6 Extrémní srážkové události

Důležitými charakteristikami hydrologického režimu toku a povodí jsou jejich extrémy, to jsou maximální a minimální průtoky a vodní stavy (Dub et al., 1969).

Nejčastějším výskyty extrémních událostí jsou spojené s bouřkami a přívalovými lijáky, které jsou doprovozené dalšími nebezpečnými jevy. Ty způsobují velké ztráty nejen ekonomické, ale také na lidských životech a tím lidskou společnost velmi ovlivňují. Druhým extrémem je naopak dlouhodobá perioda bez srážek, která negativně ovlivňuje zemědělství, stav ovzduší a zdravotní stav populace (Doležalová, 2013). Dub et al. (1969) poukazují na to, že vznik extrémní srážko-odtokové situace je důležitým aspektem celkového množství dopadnuté vody nad daným územím za určitý časový úsek. Krátkodobé deště, označující se jako lijáky nebo přívaly, jsou startovacím spouštěčem pro mechanismus extrémních průtoků.

## 2.4 Vliv vlhkosti na odtok vody z povodí

Počáteční vlhkost půdy patří mezi významný parametr, který má vliv na celkový proces při formování odtoku. Okamžitá intenzita odtoku vykazuje vysokou míru

proměnlivosti vůči půdnímu sacímu tlaku, půdní vlhkosti nebo celkového obsahu vody v půdním profilu. Momentální vlhkost půdy ovlivňuje naplnění pórovitosti půdy. Půdní profil je většinu času blízko nasycení, to následně ovlivňuje průběh podpovrchového odtoku. Vztah mezi půdní vlhkostí a podpovrchovým odtokem s celkovým odtokem z povodí je velmi těsný. Odtok z povodí, kde je půdní profil tvořený zvětrávajícím substrátem, je z velké části podmíněný mírou půdní vlhkosti a existencí preferenčních cest (Šanda et al., 2006). Dle Tesaře et al. (2001) nastává odtok vody do podloží z kořenové zóny vegetačního pokryvu až potom, kdy se překročí horní kritická hodnota půdní vlhkosti. Pokud se tak stane, srážková voda sníží svůj obsah v půdním profilu. V případech, kdy je situace ohledně půdní vlhkosti menší než kritická, je odtok vody do podloží bezvýznamný. Větší vliv půdní vlhkosti na odtok nastává v menších povodích.

Je důležité upozornit na fakt, že momentální půdní vlhkost ovlivňuje celý proces transformace ovzdušné srážky. Dojde-li skoro k plnému nasycení vodní kapacity v půdě, statická retence vody v půdě neproběhne a do půdy se bude infiltrovat jen takové množství, které bude schopné odtéct podpovrchovým nebo základním odtokem do vodního toku (Kantor et al., 2003). Při plném dosažení nasycení půdního profilu může dojít, pomocí různých činitelů k transportu vody půdou, k rychlému odtoku, který může vyvolat až extrémní vyprázdnění celého systému i při nízkých srážkách (Šanda et al., 2006, Císlerová, 2003).

Z výsledků měření a výzkumů došel Královec et al. (2015) k závěru, že hydropedologické podmínky jsou při vzniku krátkodobých odtoků významné a důležité pro formování odtoku a jeho průběh. Pro retenci vody v krajině jsou vhodné písčitohlinití půdy s minimem skeletu např. kambizemě modální.

Vysoké srážky, složitá morfologie terénu, rozdílné klimatické poměry, těžko určitelná hranice mezi propustným, heterogenním půdním profilem a krystalinickým podložím s neurčeným puklinovým systémem způsobí, že vztah mezi srážkami a odtokem je zatížen z hlediska nejasnosti odtoků velkou pochybností. U podpovrchové složky odtoku, která převládá nad plošným povrchovým odtokem, není zcela jasné, jak přispívá k tvorbě hydrogramu (Císlerová et al., 2003).

Šanda et al. (2006) na základě svých výzkumů a měření tvrdí, že půdní prostředí je hlavním kontrolním prvkem, který významně ovlivňuje velikost a průběh odtoku, jenž je závislý na podpovrchovém odtoku. Jejich výsledky tak potvrzují, že je vztah mezi půdní vlhkostí a odtokem z povodí a vzájemně na sebe působí. Velikost a doba

trvání srážek zásadně ovlivňuje proces infiltrace i odtoku, což má pak za následek ovlivnění vlhkostních podmínek.

Evans et al. (1999) a Vlček et al. (2012) se shodli na tom, že půdní profil slouží jako významný parametr k určení srážko-odtokového procesu. Určuje především dobu zadržení vody v půdě, ale také množství infiltrované vody. Retence je však nestálá a v čase se mění, je to způsobené půdní vlhkostí a výškou hladiny podzemní vody u zamokřených ploch.

Tesař et al. (2001) popisují vodní režim půdy, jako děj, při kterém dochází ke střídavému plnění půdy srážkami, občasnému odtoku do podložních vrstev nebo prázdnění transpirací. Dále popisují chovaní půdy jako průtočnou nádrž, která se plní srážkovou vodou a prázdní díky transpiraci rostlin. Zásoba půdní vody dosahuje buď, maximální nebo minimální hodnoty. Hodnoty mezi těmito dvěma kolísají během vegetačního období. Při dosáhnutí maxima dochází k plnému zaplnění půdy vodou a infiltrace dalšího deště by způsobila nestabilní podmínky v půdě a došlo by ke vzniku odtoku vody z půdy do podloží. Naopak minimum zobrazuje takové zaplnění půdy vodou, kdy je nemožný další odběr vody na transpiraci díky nedostatečné vlhkosti půdy.

Novák et al. (2002) ve své knize popisuje průběh změn půdní vlhkosti v průběhu roku. V počátečních měsících roku, tedy leden až březen, se vlhkost půdy výrazně zvyšuje. Nárůst způsobuje minimální evapotranspirace a infiltrace, která se omezují pouze na období po dobu tání sněhové pokrývky. V období tání se do půdy najednou dostává velké množství vody a dojde tak k jejímu rychlému nasycení. Vysychání půdy po takovém období trvá několik týdnů, a i slabší srážkové epizody v průběhu způsobí opětovné nasycení půdy. V důsledku těchto událostí dosahuje vlhkost půdy nejvyšších hodnot právě v období březen – květen. Poté ale přijde období s minimální vlhkostí půdy, které je způsobené nejteplejšími měsíci roku (červen – srpen). Zároveň období květen – říjen může být obdobím nejteplejším a nejvlhčím, díky intenzivnímu výparu, který má za následek intenzivní srážky. Infiltrace srážkové vody je v tomto období nepřetržitá a půda je ji schopna snadno transportovat. Při opakovaných přívalových srážkách dochází k přesycení půdy vodou.

Transpirace, která je důležitá ve vodním režimu půdy, se nejvíce projevuje v hydrologickém cyklu ve vegetační sezoně. V teplých měsících voda nevytéká z půdy do horninového podloží, ale je odebírána rostlinami pro transpiraci. To má zá následek postupné vyprazdňování půdní nádrže a tím i snižování vlhkosti půdy. I případně malé

srážky se v půdě hned hromadí. Základní odtok je tvořen vodou v toku, která vzniká výtokem z horninového podloží. Pokud ale nejsou srážky, nastává bezesrážkové období, a postupem času klesá i základní odtok. Dojde-li k velké srážce půda se vodou rychle nasytí a zároveň přestane akumulovat vsakující srážkovou vodu. Nevsáknutá voda z půdy vytéká do horninového podloží, kde se vytvoří objemové výtokové kolísání. Na velkém povodí k tomu nikdy nedochází současně, tudíž nemá výrazný vliv na průtok v závěrečném profilu. Na malých povodí ale můžou odtokové oscilace způsobit výrazné odtokové vlny. Odtokové vlny mají především v horských oblastech rychlý a ostrý nástup, jelikož nevsáknuté srážky nejsou utlumeny mělkým transportním kolektorem, ale ani půdou, která je sice tvořena vysoce propustnými zvětralinami, ale skloněním a málo propustným skalným podložím (Šír a Tesař, 2003).

# 3 Metodika

## 3.1 Cíl práce

Cílem této diplomové práce je vyhodnotit vliv vlhkosti půdy na hydrologickou odezvu povodí při různých srážkových úhrnech. Zájmovým územím je dílčí část povodí Jenínského povodí a sledovaným obdobím jsou roky 2010 – 2013.

Dílčí cíle práce jsou shrnuty do následujících bodů:

- Charakteristika srážkových úhrnů
- Charakteristika odtokových poměrů
- Porovnání srážkových úhrnů s odtokovými poměry
- Charakteristika půdní vlhkosti v určité hloubce půdy
- Popis vybraných srážkových epizod
- Posouzení vlivu mezi intenzitou deště a odtokem vody
- Posouzení vlivu mezi počáteční vlhkostí půdy v povodí a odtokem vody

## 3.2 Materiál

### 3.2.1 Přístroje pro měření zkoumaných veličin

Pro měření půdní vlhkosti byl použit přístroj VIRRIB, který slouží jako snímač objemové vlhkosti v různých hloubkách. Pro měření v lokalitě Jenín byl zakopán do hloubek 30 cm, 60 cm, 90 cm, 150 cm a 200 cm. Velmi výhodnou vlastností tohoto přístroje je jeho rychlá odezva na změnu vlhkosti. Snímač vlhkosti se dá využít nejen v oblasti meteorologie, ale také ekologie a pro vědecké účely. Pro potřebu připojení k dataloggeru je přístroj přímo napojen k proudovým vstupům měřící stanice. K jedné stanici jde připojit až 8 snímačů, záleží však na typu přípojné desky. Rozsah měření je v rozsahu 5 – 50 % objemové vlhkosti.

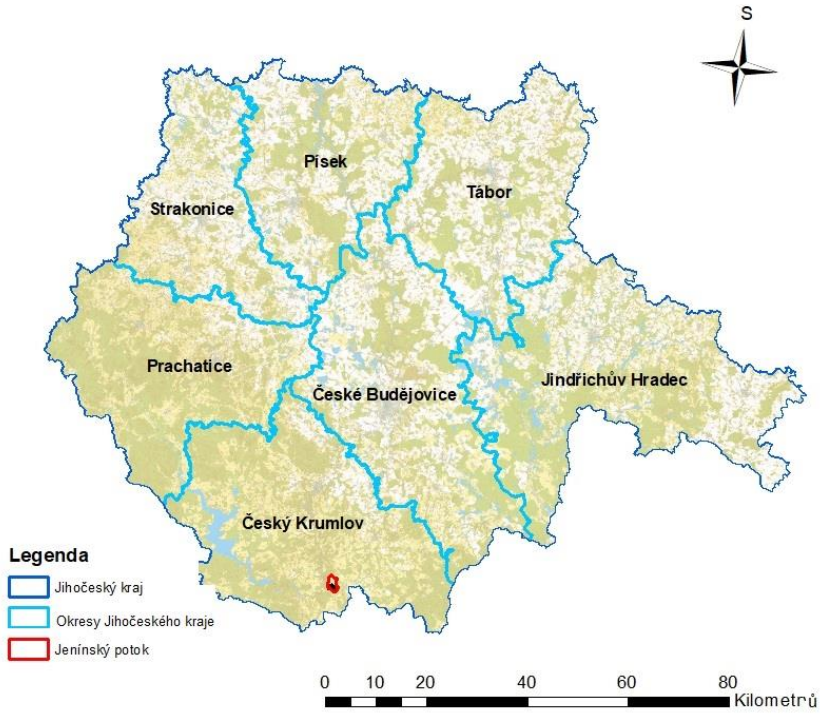
Srážky byly naměřeny pomocí člunkového srážkoměru SR03 se záchytnou plochou 500 $cm^2$. Přístroj se využívá pro měření tekutých i tuhých srážek a pracuje pomocí mechanismu děleného překlápěcího člunku. Ve chvíli, kdy dochází k překlápění, vznikají pulsy, které je nutno zaznamenat v připojené registrační jednotce. Každý puls je 0,1 mm srážek. Výhodami tohoto přístroje je jeho vysoká přesnost měření, dlouhodobá odolnost proti nepříznivým povětrnostním vlivům, a to díky tomu, že je vyroben z kvalitních materiálů. Z hliníkové slitiny je zhotoven jeho válcový plášť, nálevka i kruh v horní části, který vytváří přesnou plochu pro dopadající srážky. Nad výtokovým otvorem nálevky je umístěna pružina, která zabraňuje průniku hrubých nečistot do výtoku. Samotný mechanismus překlápěcího člunku je umístěný

na základně z plastu uvnitř těla srážkoměru, kde se nachází také libela, která kontroluje vodorovné plochy, aretační šrouby pro kalibraci, otvory s mřížkou pro vytékání vody. Srážkoměr váží okolo 4,3 kg a je umístěn 1 m nad terénem.

Průtok byl naměřen pomocí ultrazvukového hladinoměru. Rozsah hladinoměru se pohybuje v rozmezí od 0,15 až 4,2 m. Hladinoměr pracuje na principu měření časové prodlevy mezi vyslaným a přijatým odraženým ultrazvukovým impulsem. Rychlost šíření zvuku je teplotně závislá, proto jsou uvnitř snímače automatické teplotní korekce, které tuto chybu měření eliminují. Měření také zpřesňuje číslicový filtr měřených hodnot výšky hladiny. Přístroj pro fungování potřebuje nízkou proudovou spotřebu do 20 mA a první měření je možné do 2 sekund od zapnutí napájení. Ultrazvukový hladinoměr je vyroben pro klimaticky nepříznivé podmínky. Jeho plášť je zhotoven z nerezové oceli o průměru 50 mm a délce 110 mm, vlastní ultrazvukový snímač i řídící a vyhodnocovací elektronika jsou uvnitř hladinoměru hermeticky zality. Díky tomuto opatření je vyloučený průnik vody a vzdušné vlhkosti do těla hladinoměru.

### 3.2.2 Popis zájmového území Jenínského potoka

Povodí Jenínského potoka se nachází v katastrálním území Jenín (628981) a Horní Kaliště (629002), obě katastrální území jsou součástí obce Dolní Dvořiště. Dolní Dvořiště najdeme v okrese Český Krumlov, v Jihočeském kraji. Povodí se nachází v nadmořské výšce 637 – 870 m n. m. Rozloha povodí je 4,65 $km^2$. Přesnější polohu zájmového území v Jihočeském kraji vidíme na obrázku 3.1.




**Obrázek 3.1: Poloha povodí Jenínského potoka (ČÚZK, zpracování vlastní)**

Toto území bylo využíváno jako výzkumná plocha veřejnou výzkumnou institucí VÚMOP na začátku 80. let. Dříve se jednalo o dvě zemědělsky využívané plochy, které byly zatravněné. VÚMOP zde sledoval jakost a průtok vody na dvou měrných přepadech Jenín 1. a Jenín 2. Jejich sledování bylo ukončeno po roce 1990, poté po roce 2000 obnovila jejich měření katedra Krajinného managementu Zemědělské fakulty Jihočeské univerzity. Mikropovodí Jenín 1. zaujímá plochu 0,545 $km^2$, Jenín 2. má plochu 0,501 $km^2$. Tyto mikropovodí byly osázeny měrnými přepady, na kterých byly měřeny průtoky.

**Obrázek 3.2: Mapa rozdělení na subpovodí Jenín 1. a Jenín 2.**

## Geomorfologie a geologie

Dle geomorfologického členění ČR náleží zájmové povodí do:

- provincie České Vysočiny
  - subprovincie Šumavská soustava
    - oblasti Šumavský hornatina
      - geomorfologický celek Šumavské podhůří
        - podcelek Českokrumlovská vrchovina
          - okrsek Rožmberská vrchoviny

Nejvyšším vrcholem je Žibřidovský vrch (870,3 m n.m.), který se nachází na nejsevernějším místě povodí. Za zmínku také stojí vrch Babín (814,8 m n. m.).

Povodí Jenínského potoka se nachází v soustavě Českého masivu v moldanubické oblasti. Z hlediska hornin se v povodí nacházejí pararuly, migmatit, diorit křemenný a písčito-hlinitý až hlinito-písčitý sediment.

**Pedologické poměry**

Pedologické poměry Jenínského povodí byly určeny z půdní mapy, kde v povodí převažují kambizemě acidní a kambizemě dystrické. Převažující bonitovanou půdně ekologickou jednotkou v povodí je 8.34.21. Tato jednotka je charakterizována jako půda produkčně málo významná, její cena se pohybuje okolo 4,08 Kč/m$^2$. Všechny BPEJ v povodí spadají do klimatického regionu MCH, což je region mírně chladný až vlhký. Hloubka půdy je převážně hluboká až středně hluboká, bezskeletovitá až slabě skeletovitá. V povodí převažuje mírný sklon s orientací na jih, východ a západ.

V zájmovém území se nachází následující výčet hlavních půdních jednotek:

*HPJ 34* - Kambizemě dystrické, kambizemě modální mezobazické, kryptopodzol modální, kambizem arenická, kryptopodzol arenický; půda se střední rychlostí infiltrace i při plném nasycení, půdy středně hluboké až hluboké, hlinitopísčité až jílovitohlinité

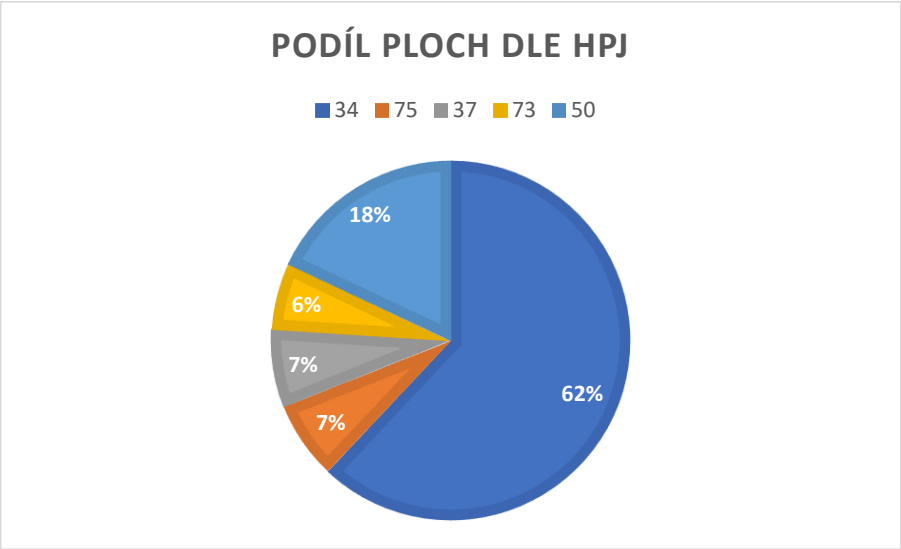
*HPJ 37* - Kambizem litická, kambizem rankerová, ranker modální, pararendzina litická; půda se střední rychlostí infiltrace i při plném nasycení, půdy středně hluboké až hluboké, hlinitopísčité až jílovitohlinité

*HPJ 50* - Kambizem oglejená, pseudoglej modální, pseudoglej kambická, pseudoglej dytrická, kambizem glejová; půda s nízkou rychlostí infiltrace i při úplném nasycení, zahrnující převážně půdy s málo propustnou vrstvou v půdním profilu a půdy jílovitohlinité až jílovité

*HPJ 73* - Kambizem oglejená, pseudoglej glejový, glej povrchový, glej kambický; půdy s velmi nízkou infiltrací i při úplném nasycení, zahrnující především 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

*HPJ 75* - Kambizem oglejená, kambizem glejová, pseudoglej, půda s nízkou rychlostí infiltrace i při úplném nasycení, zahrnující převážně půdy s málo propustnou vrstvou v půdním profilu a půdy jílovitohlinité až jílovité.

Z obrázku 3.2 můžeme vidět rozložení hlavních půdních jednotek v povodí Jenínského potoka podle jejich procentuálních zastoupení.




**Obrázek 3.3: Podíl ploch podle HPJ (LPIS, zpracování vlastní)**

### Hydrologické poměry

Rozloha povodí Jenínského potoka je 4,64 km$^2$ s délkou toku 2,25 km. Jedná se o tok IV. řádu a náleží do hydrologického pořadí 1-06-01-0138. Jenínský tok se vlévá do Rybnického potoka, který dále ústí do řeky Vltavy. Zájmové povodí leží v úmoří Severního moře, hlavním povodí Labe, dílčím povodí Horní Vltavy. Na toku Jenínského potoka najdeme 3 vodní nádrže.

### Klimatické charakteristiky

Z hlediska klimatické oblasti podle Quitta (1971) spadá povodí Jenínského potoka do MT3. Jde o mírně teplou klimatickou oblast, která se vyznačuje krátkým létem a normálně dlouhou zimou, mírnou až mírně chladnou. Průměrná roční teplota vzduchu se pohybuje okolo 6 – 7°C. Průměrný roční úhrn srážek je 700 až 800 mm. Klimatické charakteristiky pro danou oblast jsou uvedeny v tabulce 3.1.

**Tabulka 3.1: Popis klimatické oblasti MT3 (Quitt, 1971)**

| **Klimatické charakteristiky** | **MT3** |
|---|---|
| Počet letních dnů | 20 - 30 |
| Počet dnů s teplotou alespoň 10°C | 120 - 140 |
| Počet mrazových dnů | 130 - 160 |
| Počet ledových dnů | 40 - 50 |
| Průměrná teplota v lednu (°C) | (-3) – (-4) |
| Průměrná teplota v dubnu (°C) | 6 - 7 |
| Průměrná teplota v červenci (°C) | 16 - 17 |
| Průměrná teplota v říjnu (°C) | 6 - 7 |
| Počet dnů se srážkami alespoň 1 mm | 110 - 120 |
| Srážkový úhrn ve vegetačním období | 350 - 450 |
| Srážkový úhrn v zimním období | 250 - 300 |
| Počet dnů se sněhovou pokrývkou | 60 - 80 |
| Počet jasných dnů | 120 - 150 |
| Počet zatažených dnů | 40 - 50 |

### Využití území dle ZPF

Území Jenínského potoka z hlediska druhu pozemků je téměř celé zatravněné, přesněji 83 % tvoří zemědělské pozemky. Lesní pozemky se rozprostírají na 14 % území. Zbytek plochy zaujímá zastavěná plocha s 1,7 % a vodní plocha s 0,33 %. Konkrétní hodnoty pro daný druh pozemku jsou uvedeny v tabulce 3.2.

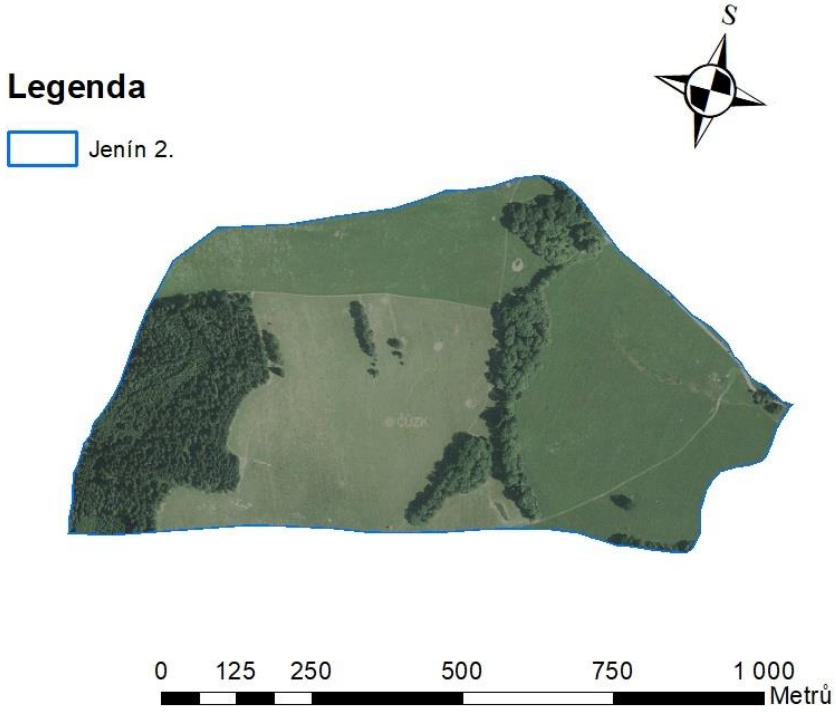
**Tabulka 3.2: Soupis výměr druhů pozemků (ČÚZK, zpracování vlastní)**

| | **Výměra[ha]** |
|---|---|
| Lesní pozemky | 65,7 |
| Zemědělská půda | 388,71 |
| Vodní plocha | 1,54 |
| Zastavěná plocha | 8,05 |
| **Celkem** | **464** |

### 3.2.3 Mikropovodí Jenín 2.

Mikropovodí Jenín 2. se nachází východní straně od zastavěné části obce Jenín. Plocha povodí je 0,501 km$^2$ a nachází se v nadmořské výšce 814,8 - 667 m n. m. Nejvyšším vrcholem je Babín (814,8 m n. m.).

Území je z převážné většiny zatravněné, přesněji z 85 %. Zbytek procent 15 % tvoří lesní pozemky. Z pedologického hlediska zde najdeme zástupce HPJ 34, HPJ 37, HPJ 73. Nejvyšší zastoupení z hlediska plochy má HPJ 34. Jedná se půdy se střední až nízkou rychlostí infiltrace i při plném nasycení. Půdní druhy se pohybují mezi hlinito-písčitými až jílovitohlinitými.




**Obrázek 3.4: Mapa subpovodí Jenín 2.**

## 3.3 Metody

Veškeré výpočty byly provedeny v programu Statistica nebo v Microsoft Excel. Grafy byly vyhotoveny rovněž v programu Microsoft Excel. Mapové výstupy byly zpracovány v programu ArcMap.

Naměřená data byla poskytnuta katedrou Krajinného managementu Jihočeské univerzity, která na tomto výzkumném povodí působí. Část povodí Jenínského potoka tvoří na dvě subpovodí J1 a J2. Pro zpracování mé diplomové práce byla použita naměřená data v rámci subpovodí J2. Soubor naměřených dat byl omezen na roky

2010 – 2013. Z těchto let byly pro práci použita data pro vegetační období a vybrané charakteristiky, jako je průtok, srážkový úhrn a půdní vlhkost v 30 cm, 60 cm, 90 cm, 150 cm a v 200 cm. Data byla přenesena přímo z dataloggeru, první částí mé práce tedy bylo očištění dat a jejich následná úprava pro jejich další možné zpracování. Jednalo se zprůměrování denních hodnot průtoku a půdní vlhkosti v různých hloubkách a zaznamenání denních srážkových úhrnu ve sledovaném období. Z těchto získaných hodnot byly vypočítány následné popisné statistické charakteristiky pro hodnoty průtoku a půdní vlhkosti:

*Horní kvartil* – rozděluje datový soubor tak, že 75 % hodnot je menších než tento kvartil a zbytek, tj. 25 % větších nebo rovných.

*Medián* – prostřední hodnota znaku, rozděluje datový soubor tak, že 50 % hodnot je menších než medián a 50 % hodnot větších nebo rovných.

*Dolní kvartil* – rozděluje datový soubor tak, že 25 % hodnot je menších než tento kvartil a zbytek, tj. 75 % větších nebo rovných.

*Maximum* – nejvyšší hodnota vstupních parametrů.

*Minimum* – nejnižší hodnota vstupních parametrů.

Aritmetický průměr – součet hodnot znaků zjištěných u všech jednotek souboru, dělený počtem všech jednotek. Nese maximum informací o výběrovém souboru.

*Rozptyl* – se definuje jako průměr druhých mocnin odchylek od aritmetického průměru.

*Směrodatná odchylka* – je druhá odmocnina z rozptylu.

*Variační koeficient* – je rozdíl mezi největší a nejmenší hodnotou kvantitativního znaku.

Hodnoty naměřených srážek byly zpracovány pro denní, měsíční a celkový srážkový úhrn ve vegetačním období. Dále byly vybrány dny s nejvyšším srážkovým úhrnem v daném roce. Další částí zpracování této diplomové práce bylo vybrat významné srážkové epizody ve sledovaném období. Srážkových epizod nastalo v průběhu sledovaného období desítky, početně bylo vyhodnoceno 43 epizod. Pro tyto vybrané srážkové epizody byla vypočtena intenzita deště, odtokový součinitel a zaznamenání rozdílu počáteční půdní vlhkosti před srážkou a následně po srážce.
Intenzita deště byla vypočítána následovně:

$$i = \frac{h}{t}\ [mm * min^{-1}]$$

$$h = suma\ srážkových\ úhrnů\ za\ celou\ dobu\ srážkové\ epizody$$

$$t = čas, po\ který\ trvala\ srážková\ epizoda$$

Odtokový součinitel byl vypočítán:

$$\varphi = \frac{průměrnný\ průtok\ *\ časový\ interval}{srážkový\ úhrm\ *\ plocha\ povodí} * 100\ [\%]$$

Odtokový součinitel čili koeficient odtoku udává, jaký podíl spadlých srážek je vodními toky odváděn z povodí.

Pro možnost naplnění jednoho z dalších cílů mé diplomové práce bylo vybráno z výše uvedeného počtu 20 srážkových epizod. U těchto epizod byl zohledněn srážkový úhrn, který byl nad 10 mm. Druhým kritériem bylo, že došlo k nárůstů vlhkosti během trvání srážky. To znamená, že počáteční vlhkost na začátku epizody byla nižší a v průběhu epizody se zvýšila. Poté mohla vlhkost klesat nebo se i nadále zvyšovat. Tímto kritériem při výběru byly eliminovány srážko-odtokové události, které proběhly při plně nasyceném povodí (vlhkost půdy už se při srážce nezvyšovala).

Z užšího výběru srážkových epizod byla hledána závislost mezi intenzitou deště a odtokem vody a mezi počáteční vlhkostí půdy a odtokem vody. Závislost byla prokázaná pomocí jednoduché lineární regrese.

**Jednoduchá lineární regrese**

Při jednoduché lineární regresi máme jen jednu nezávislou (neboli vysvětlující) proměnnou a jednu závislou (neboli vysvětlovanou) proměnnou. Lineární znamená, že závislost můžeme vyjádřit pomocí přímky. Nezávislou proměnnou označujeme jako X a je vynášena na vodorovnou osu, závislou proměnnou označíme jako Y a vynášíme ji na svislou osu. Vznikne tedy rovnice přímky a to je:

$$Y = \alpha + \beta X$$

Y je závislá proměnná,

$\beta$ je sklon, též regresní koeficient,

α je hodnota Y, v případě kdy se X = 0,

X je nezávislá proměnná.

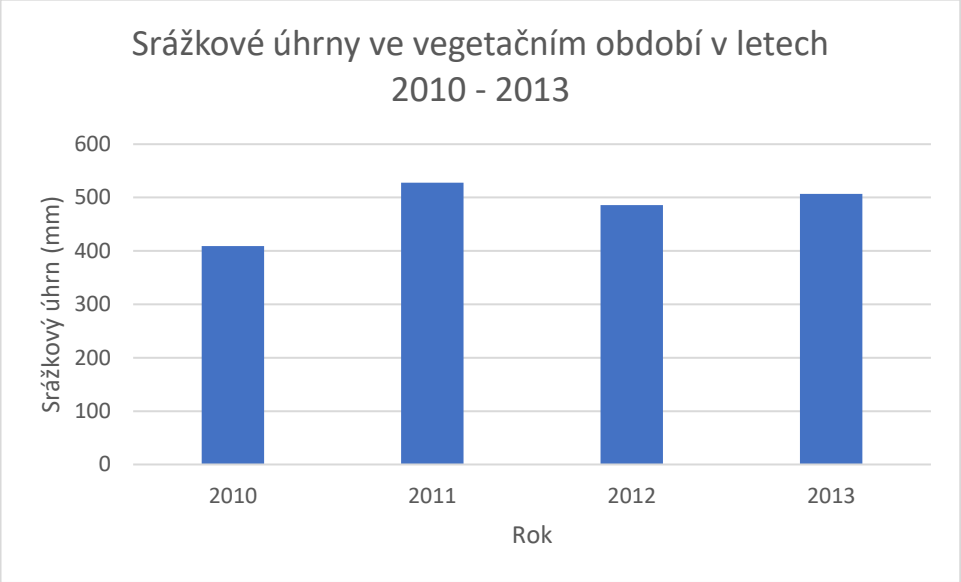
Hodnota $\beta$ také udává, o kolik jednotek se změní hodnota Y při zvětšení hodnoty X o jednu jednotku a závisí tak na tom, v jakých jednotkách měříme obě proměnné. Výpočet byl proveden v programu Statistica pomocí bodového grafu, pro který byly určeny závislé a nezávislé proměnné. Zvolená hladina významnosti (α = 0,05) tvoří

hranici mezi závislým a nezávislým vztahem mezi zvolenými proměnnými. Provedený výpočet nám poskytne výslednou lineární rovnici a hodnotu p, která potvrzuje nebo vyvrací, zda je závislost nebo není mezi zvolenými proměnnými na zvolené hladině významnosti. Tím, že nedojde k překročení hladiny významnosti je prokázána závislost mezi proměnnými.

# 4 Výsledky a diskuze

## 4.1 Srážky

Ve vegetačním období v letech 2010 - 2013 dosahoval průměrný srážkový úhrn 482,5 mm v mikropovodí Jenín 2. Největší úhrn srážek 527,9 mm byl dosažen v roce 2011. Naopak nejmenší srážkový úhrn 409,1 mm byl o rok předtím v roce 2010. V ostatních letech se srážkový úhrn pohyboval mezi 486,1 až 527,7. Srážkový úhrn ve vegetačním období se přibližuje hodnotám, které uvádí Quiit (1971) pro klimatickou oblast MT3, kde se srážkový úhrn v tomto období pohybuje mezi 400 - 550 mm za rok. Srážkový úhrn byl vypočítán v rozmezí měsíců duben až říjen. Srážkové úhrny v jednotlivých letech je možné zjistit z grafu 4.1.




**Obrázek 4.1: Srážkový úhrn ve vegetačním období v letech 2010 - 2013**

Rok 2010 byl srážkově průměrný, nejvíce srážek spadlo v měsících červenec a srpen, kde srážky přesáhly hodnotu 100 mm. Nejdeštivějším rokem ve sledovaném období byl rok 2011, kde srážkový úhrn dosahuje 527,9 mm, nejvíce srážek spadlo také v letních měsících. Rok 2012 byl srážkově průměrný, spíše nadprůměrný. V letních měsících se pohyboval srážkový úhrn okolo 100 mm každý měsíc. Nejsušší měsíc ve sledovaném období byl duben v roce 2011, kdy spadlo pouhých 22,1 mm za měsíc. Nejvydatnějším měsícem na srážky byl červen v roce 2013, kdy spadlo na zájmové území 203,7 mm srážek. Že byl tento měsíc nejdeštivějším měsícem roku potvrzuje i ČHMÚ (2014), který uvádí průměrný měsíční úhrn 146 mm, který přesahuje o 74 % srážkový normál. Rok 2013 byl na srážkově nadprůměrný. Jednotlivé srážkové úhrny za jednotlivé měsíce jsou uvedeny v tabulce 4.1.

**Tabulka 4.1: Srážkový úhrn v jednotlivých měsících v letech 2010 - 2013**

| **Rok 2010** | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. | | |
| Srážky [mm] | 88,3 | 148,9 | 113 | 35,9 | 23,31 | | |
| **Rok 2011** | | | | | | | |
| | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. |
| Srážky [mm] | 22,1 | 90,5 | 71,8 | 143,8 | 59 | 80,9 | 59,8 |
| **Rok 2012** | | | | | | | |
| | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. |
| Srážky [mm] | 43 | 50,4 | 106,2 | 102,2 | 99,4 | 61,3 | 23,6 |
| **Rok 2013** | | | | | | | |
| | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. |
| Srážky [mm] | 13,9 | 91 | 203,7 | 32,4 | 83 | 40,4 | 42,3 |

## 4.2 Průtok

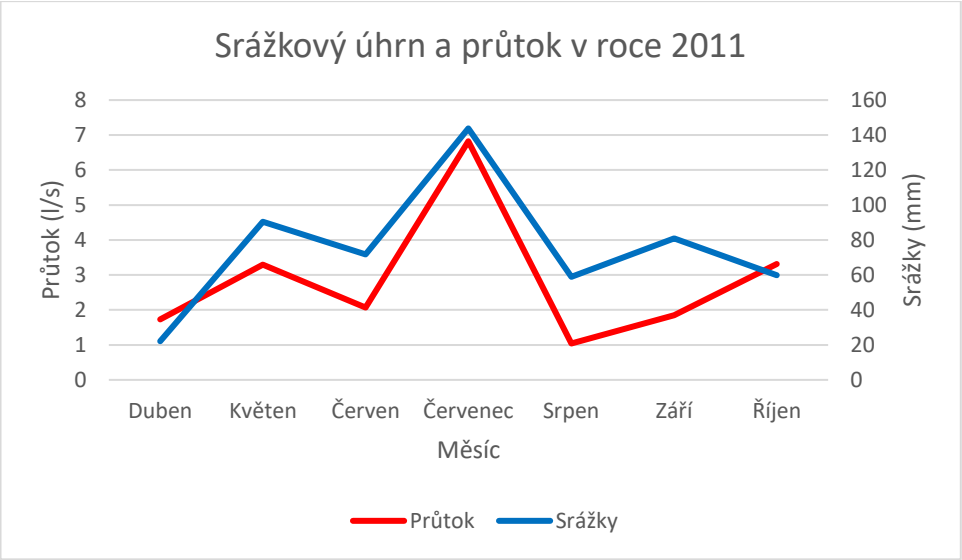
Průtok v zájmovém území Jenín 2. byl měřen pomocí ultrazvukového hladinoměru, který instalovala ZF JČU. V letech 2010 -2013 ve vegetačním období byla průměrná hodnota naměřeného průtoku 3,5 l/s. Průtoky v jednotlivých letech nedosahovaly velkých výkyvů a v průběhu sledovaného období dosahovaly podobných hodnot. Nejvyšší naměřený průtok byl v roce 2013, kde průměrná roční hodnota průtoku dosáhla 4,8 l/s. Naopak nejnižší průměrný průtok protékal v roce 2012, kde se pohyboval na 2,6 l/s. Maximální průtok za sledované období byl naměřen 2. 6. 2013, kdy dosáhnul 180,3 l/s. Naopak minimální průtok protékal 30. 9. 2011, kdy byl naměřen pouze 0,7 l/s. Z tabulky 4.2 můžeme vidět určené hodnoty vybraných popisných statistik.

**Tabulka 4.2: Popisné statistiky pro charakteristiku průtoků v letech 2010 - 2013**

| Vybrané popisné statistické charakteristiky | | | | |
|---|---|---|---|---|
| | **2010** | **2011** | **2012** | **2013** |
| **Horní kvartil [l/s]** | 1,6 l | 1 | 0,9 | 1,3 |
| **Medián [l/s]** | 2,3 | 1,4 | 1,2 | 1,9 |
| **Dolní kvartil [l/s]** | 3,6 | 2,6 | 1,9 | 3,4 |
| **Průměr [l/s]** | 3,8 | 2,9 | 2,6 | 4,8 |
| **Směrodatná odchylka** | 6,8 | 9,3 | 7,9 | 14,4 |
| **Variační koeficient** | 180 % | 323 % | 308 % | 303 % |
| **Rozptyl** | 46,5 | 86,6 | 63,6 | 306,4 |
| **Minimální hodnota [l/s]** | 1,3 (10.10.) | 0,7 (30.9.) | 0,6 (30.6.) | 0,9 (7.9.) |
| **Maximální hodnota [l/s]** | 69,8 (2.6.) | 131,5 (1.7.) | 83,4 (6.8.) | 180,3 (2.6.) |

## 4.3 Vztah mezi srážkami a průtokem

Ze zpracovaných výpočtů byl prokázán přímý vztah mezi srážkami a průtokem. Pro zpracování výsledků práce jsem vybrala jednu ukázku z roku 2011. Přímou závislost mezi srážkami a průtoky můžeme vidět na grafu 4.2. Jedná se o srážkový úhrn a průměrný průtok v roce 2011. V tomto roce průtok téměř okamžitě reaguje na množství spadlých srážek. Zvýšení úhrn srážek se ihned projeví i zvýšeným průtokem. Maximálních hodnot průtok dosahoval v měsíci červenec, kdy taky spadlo nejvíce srážek. Menší výkyv vidíme v podzimních měsících, kdy v říjnu srážek ubylo, ale průtok se přesto mírně zvýšil.




**Obrázek 4.2: Srážkový úhrn a průtok v roce 2011**

Ze získaných výsledků bylo zjištěno, že srážkový úhrn má přímý vliv na výši průtoku, tedy že po zvýšení srážek nastane i okamžité zvýšení průtoku. Tuto teorii také podporuje Žlábek (2009), který uvádí, že průtok a následný přímý odtok je závislý na množství spadlých srážek. Lze říci, že čím vyšší je úhrn srážek, tím je vyšší podíl přímého odtoku. Dešťové srážky jako nejdůležitější klimatický faktor, který ovlivňuje tvar a sílu odtoku, uvádí i Philip et al. (1988). Srážky ale nejsou jediný faktor, který ovlivňuje průtok. Tento fakt popisuje Krešl (2001), který tvrdí, že vztah mezi srážkami a průtokem není přímý. Průtok a následný odtok je ovlivněn nejen aktivně ostatními klimatickými faktory a jejich dynamikou vývoje, ale také pasivně ostatními fyzicko-geografickými činiteli, které se v určitém povodí stálé vyskytují. Velký vliv má také člověk. Jelikož všechny tyto faktory působí současně, komplexně, v různých kombinacích, tak souvislost mezi srážkami a průtokem může být mnohdy úplně zastřena.

## 4.4 Vlhkost

Objemová půdní vlhkost byla měřena přístrojem VIRRIB v různých hloubkách půdy: 30 cm, 60 cm, 90 cm, 150 cm, 200 cm. Naměřená data byla vždy zpracována pro konkrétní hloubku.

### 4.4.1 Vlhkost v 30 cm

Naměřená vlhkost v hloubce 30 cm se pohybovala okolo průměru 32,2 %. Nejnižších hodnot dosahovala vlhkost v roce 2010, minimální hodnota klesla až na 22,2 %. Následující rok 2011 byla naopak průměrná vlhkost v hloubce 30 cm nejvyšší

za sledované období. V letech 2012 a 2013 se průměrná vlhkost pohybovala na téměř stejné hodnotě 32 %. Maximální vlhkosti půdy, která byla naměřená, dosáhla 2. 6. 2013, kde se jednalo o 37,1 %. Z tabulky 4.3 můžeme vidět určené hodnoty vybraných popisných statistik pro půdní objemovou vlhkost v 30 cm. V průběhu sledovaných let nedošlo k žádným výrazným výkyvům hodnot.

**Tabulka 4.3: Popisné statistiky pro vlhkost v 30 cm**

| Vybrané popisné statistické charakteristiky: **Vlhkost v 30 cm** | | | | |
|---|---|---|---|---|
| | **2010** | **2011** | **2012** | **2013** |
| **Horní kvartil** | 29,5 % | 30,6 % | 30,9 % | 30,5 % |
| **Medián** | 30,8 % | 31,7 % | 32,5 % | 32,7 % |
| **Dolní kvartil** | 32,1 % | 32,8 % | 33,3 % | 34,3 % |
| **Průměr** | 30,2 % | 34,3 % | 32 % | 32,3 % |
| **Směrodatná odchylka** | 2,7 | 1,5 | 1,82 | 2,5 |
| **Variační koeficient** | 8,9 % | 4,36 % | 5,7 % | 7,87 % |
| **Rozptyl** | 7,2 | 2,2 | 32 | 6,4 |
| **Minimální hodnota [%]** | 22,2 (16.7.) | 27,8 (26.5.) | 28,1 (25.8.) | 25,4 (8.8.) |
| **Maximální hodnota [%]** | 35,5 (7.8.) | 35,1 (13.10.) | 35,7 (6.8.) | 37,1 (2.6.) |

### 4.4.2 Vlhkost v 60 cm

Naměřená vlhkost v hloubce 60 cm se pohybovala okolo průměru 29,9 %. Vlhkost v této hloubce je ve sledovaném období velmi ustálená a v průběhu let nedochází k žádným výrazným výkyvům hodnot. Nejnižších hodnot dosahovala vlhkost v roce 2010, kdy minimální hodnota klesla na 25,6 %, v tomto roce byla zároveň naměřena i maximální hodnota sledovaného období a to 36,7 %. Z tabulky 4.4 můžeme vidět určené hodnoty vybraných popisných statistik pro půdní objemovou vlhkost v 60 cm.

**Tabulka 4.4: Popisné statistiky pro vlhkost v 60 cm**

| Vybrané popisné statistické charakteristiky: **Vlhkost v 60 cm** | | | | |
|---|---|---|---|---|
| | **2010** | **2011** | **2012** | **2013** |
| **Horní kvartil** | 29,2 % | 29,3 % | 29,6 % | 28,1 % |
| **Medián** | 29,7 % | 29,8 % | 30,1 % | 30,1 % |
| **Dolní kvartil** | 30,1 % | 30,3 % | 30,8 % | 31,3 % |
| **Průměr** | 29,6 % | 29,9 % | 30,2 % | 29,9 % |
| **Směrodatná od-chylka** | 1,3 | 0,9 | 1,3 | 1,9 |
| **Variační koeficient** | 4,5 % | 2,9 % | 4,3 % | 6,4 % |
| **Rozptyl** | 1,7 | 0,8 | 1,7 | 3,7 |
| **Minimální hodnota [%]** | 25,6 (16.7.) | 28,6 (26.5.) | 27,8 (6.6.) | 26,6 (8.8.) |
| **Maximální hodnota [%]** | 36,7 (12.7.) | 33,8 (10.7.) | 36 (20.6.) | 35,3 (10.6.) |

### 4.4.3 Vlhkost v 90 cm

Půdní objemová vlhkost, která byla naměřena v hloubce 90 cm se pohybovala okolo průměru 24 %. Vlhkost v této hloubce je ve sledovaném období ustálená a má tendenci se každý rok zvyšovat o méně než 1 procento. Nejnižších hodnot dosahovala vlhkost v roce 2010, kdy minimální hodnota klesla na 21,1 %. Maximální vlhkost byla naměřena 20. 6. 2012 a to byla hodnota 31,1 %. Rozdíl mezi minimální a maximální naměřenou hodnotou vlhkosti činí 10 %. Z tabulky 4.5 můžeme vidět určené hodnoty vybraných popisných statistik pro půdní objemovou vlhkost v 90 cm.

**Tabulka 4.5: Popisné statistiky pro vlhkost v 90 cm**

| Vybrané popisné statistické charakteristiky: **Vlhkost v 90 cm** | | | | |
|---|---|---|---|---|
| | **2010** | **2011** | **2012** | **2013** |
| **Horní kvartil** | 23,3 % | 23,6 % | 23,9 % | 22,8 % |
| **Medián** | 23,6 % | 23,9 % | 24,1 % | 24,1 % |
| **Dolní kvartil** | 23,9 % | 24,5 % | 24,6 % | 24,9 % |
| **Průměr** | 23,6 % | 24 % | 24,3 % | 24,4 % |
| **Směrodatná odchylka** | 0,9 | 0,7 | 1 | 1,5 |
| **Variační koeficient** | 3,9 % | 2,9 % | 4,02 % | 6,1 % |
| **Rozptyl** | 0,9 | 0,5 | 0,9 | 2,2 |
| **Minimální hodnota [%]** | 21,1 (16.7.) | 23 (16.8.) | 23 (2.6.) | 22,3 (8.8.) |
| **Maximální hodnota [%]** | 28,4 (11.6.) | 27,6 (13.10.) | 31,1 (20.6.) | 29,8 (10.6.) |

### 4.4.4 Vlhkost v 150 cm

Půdní objemová vlhkost, která byla naměřena v hloubce 150 cm se pohybovala okolo průměru 33,1 %. Minimální hodnota půdní vlhkosti byla naměřena dne 26. prosince 2012, kdy byla naměřeno pouze 24,2 %. V tomto roce byla také naměřena maximální vlhkost a to 38,6 % dne 20. června. Ostatní roky tak velké výkyvy nepostihly a naměřené hodnoty byly ustálené. V tabulce 4.6. můžeme vidět určené hodnoty vybraných popisných statistik pro půdní objemovou vlhkost v 150 cm.

**Tabulka 4.6: Popisné statistiky pro vlhkost v 150 cm**

| Vybrané popisné statistické charakteristiky: **Vlhkost v 150 cm** | | | | |
|---|---|---|---|---|
| | **2010** | **2011** | **2012** | **2013** |
| **Horní kvartil** | 32,9 % | 32,9 % | 33,1 % | 31,9 % |
| **Medián** | 33 % | 33,2 % | 33,3 % | 32,8 % |
| **Dolní kvartil** | 33,2 % | 33,4 % | 33,6 % | 33,2 % |
| **Průměr** | 33,1 % | 33,3 % | 33,4 % | 32,7 % |
| **Směrodatná odchylka** | 0,5 | 0,5 | 0,9 | 0,8 |
| **Variační koeficient** | 1,5 % | 1,4 % | 2,7 % | 2,6 % |
| **Rozptyl** | 0,3 | 0,2 | 0,8 | 0,7 |
| **Minimální hodnota [%]** | 32,6 (16.7.) | 32,7 (28.5.) | 24,2 (26.10.) | 31,6 (11.10.) |
| **Maximální hodnota [%]** | 36,4 (7.8.) | 35,9 (13.10.) | 38,6 (20.6.) | 36 (2.6.) |

### 4.4.5 Vlhkost v 200 cm

Naměřená půdní objemová vlhkost v hloubce 200 cm dosahovala hodnot okolo průměru 35,3 %. Vlhkost se v průběhu let měnila, na začátku sledovaného období se pohybovala na 34,8 %, poté se v průběhu dvou let zvýšila a její průměr dosahoval 36,1 %, v roce 2013 ale přinesl pokles. Maximální naměřená vlhkost byla dne 20. června v roce 2013, kdy bylo naměřeno až 41,2 %. Minimální hodnota nepřekročila hranici 33 %. V tabulce 4.7 můžeme vidět vypočítané vybrané popisné statistiky.

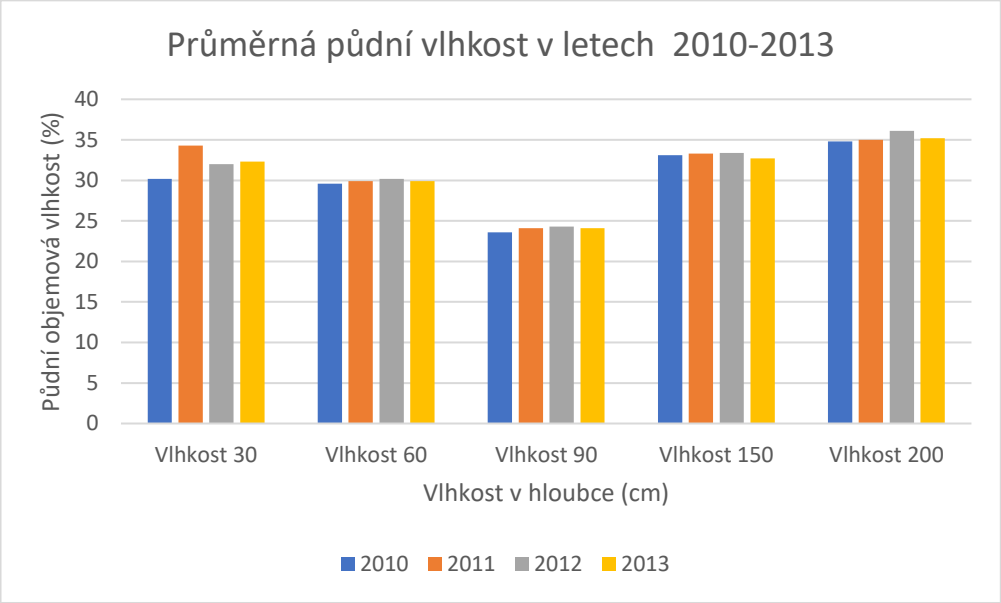
**Tabulka 4.7: Popisné statistiky pro vlhkost v 200 cm**

| Vybrané popisné statistické charakteristiky: **Vlhkost v 200 cm** | | | | |
|---|---|---|---|---|
| | **2010** | **2011** | **2012** | **2013** |
| **Horní kvartil** | 34,3 % | 34,3 % | 35,4 % | 34,2 % |
| **Medián** | 34,7 % | 34,8 % | 36,0 % | 35,5 % |
| **Dolní kvartil** | 35,2 % | 35,5 % | 36,5 % | 36 % |
| **Průměr** | 34,8 % | 35 % | 36,1 % | 35,2 % |
| **Směrodatná odchylka** | 0,8 | 1 | 1 | 1,3 |
| **Variační koeficient** | 2,3 % | 2,9 % | 2,7 % | 3,6 % |
| **Rozptyl** | 0,7 | 1 | 1 | 0,7 |
| **Minimální hodnota [%]** | 33,7 (22.7.) | 33,9 (23.5.) | 33 (26.10.) | 33,2 (13.10.) |
| **Maximální hodnota [%]** | 39,4 (7.8.) | 39,5 (13.10.) | 41,2 (20.6.) | 40,3 (10.6.) |

### 4.4.6 Shrnutí výsledků

Půdní vlhkost byla po dobu měření ve sledovaném období v každé hloubce každý rok velmi ustálená. Mírné výkyvy jsou vidět jen v nejmenší hloubce ve 30 cm. Hodnoty byly naměřeny v rozmezí od 24 – 35,3 % v rozdílné hloubce od 30 do 200 cm. Nejvyšší hodnoty vlhkosti byly naměřeny v hloubce 200 cm, naopak nejnižší hodnoty v hloubce 90 cm. Půdní vlhkost byla proměnlivá, v menší hloubce se vlhkost pohybovala okolo 31 %, ale v hloubce 90 cm klesla až na 24 % a ve větší hloubce vlhkost opět narostla. Nejvíce ustálená byla vlhkost v hloubce 150 cm, kde se po celém sledovaném období pohybovala okolo 33 %.

Pokles naměřené vlhkosti byl způsoben tím, že v hloubce mezi 90 a 150 cm byl umístěn drenážní systém. Hlavním cílem drenážního systému podle Scheppera et al. (2015) je právě odvedení přebytečné vody z půdního profilu, a tedy snížení současné úrovně na úroveň požadovanou. Dufková (2009) popisuje, že primární podmínkou je, aby voda byla ustálena v přípustné hloubce pod terénem a nezamokřovala tak kulturní půdní profil. Tato hloubka se u zemědělských pozemků řídí podle hloubky zakořenění pěstovaných plodin, popř. jejich druhu. Na grafu 4.3 můžeme vidět hodnoty průměrné půdní vlhkosti v určité hloubce půdy.




**Obrázek 4.3: Průměrná půdní vlhkost v letech 2010 – 2013 v různé hloubce**

Jak již bylo zmíněno, půdní vlhkost se pohybovala v rozmezí od 24 – 35,3 % v rozdílné hloubce od 30 do 200 cm a v průběhu sledovaných let byla velmi ustálená. Kutlík (1978) tvrdí, že pokud se půdní vlhkost přestane podstatněji měnit, předpokládáme, že jsme dosáhli vlhkosti odpovídající polní vodní kapacitě. Polní vodní kapacitou se rozumí množství vody, které je půda schopna po infiltraci udržet po delší dobu. Podle pedologického průzkumu najdeme na území Jenín 2. půdy hlinitopísčité až jílovitohlinité. Pro tyto druhy půd uvádí Kutlík (1978) půdní objemovou hodnotu okolo 30 %. Při této vlhkosti půdy jsou v půdě naplněny všechny kapilární póry. Při dalším zvlhčení půdy již voda může pronikat pouze do nekapilárních pórů; které jsou schopny ji udržet jen krátkodobě a tato voda postupně protéká půdním profilem do spodních vrstev až případně do úrovně hladiny podzemní vody. Lze tedy tvrdit s ohledem na průměrné hodnoty vlhkosti, že v průběhu let došlo několikrát k maximálnímu naplnění polní vodní kapacity. Tuto teorii podporuje Sedláčková (2007), která uvádí, že při delším trvání deště nebo při několika deštích následujících v krátkém časovém rozmezí může dojít k plnému nasycení půdy. A důsledkem toho je okamžitý odtok všech dešťových vod, kdy při této události může dojít až ke vzniku eroze nebo k vytvoření povodňového stavu.

## 4.5 Srážková epizoda

Srážkových epizod nastalo v průběhu sledovaného období desítky, z nich početně vyhodnoceno 43. Pro ukázku těchto vyhodnocených událostí byly vybrány 3, na kterých je demonstrován, jak postup výpočtu a grafického vyjádření, tak i vliv vlhkosti půdy na výsledná součinitel odtoku.

### 4.5.1 Srážková epizoda č.1

Jedna významná srážková epizoda probíhala od 15. do 18. července 2010, trvala tedy čtyři dny. Pro tuto epizodu byl vypočítán průměrný průtok, srážkový úhrn a časový úsek v sekundách. Díky těmto výpočtů byl dále spočítán odtokový součinitel na mikropovodí Jenín 2. Dále byla spočítána intenzita deště.

Odtokový součinitel:

$$\varphi = \frac{průměrný\ průtok\ *\ čas}{srážkový\ úhrn\ *\ plocha\ povodí} = \frac{5{,}1\ *\ 345\ 600}{57{,}8\ *\ 501\ 000} * 100 = 6{,}1\ \%$$

Intenzita deště:

$$i = \frac{h}{t} = \frac{57{,}8}{4} = 14{,}5\ mm/den$$

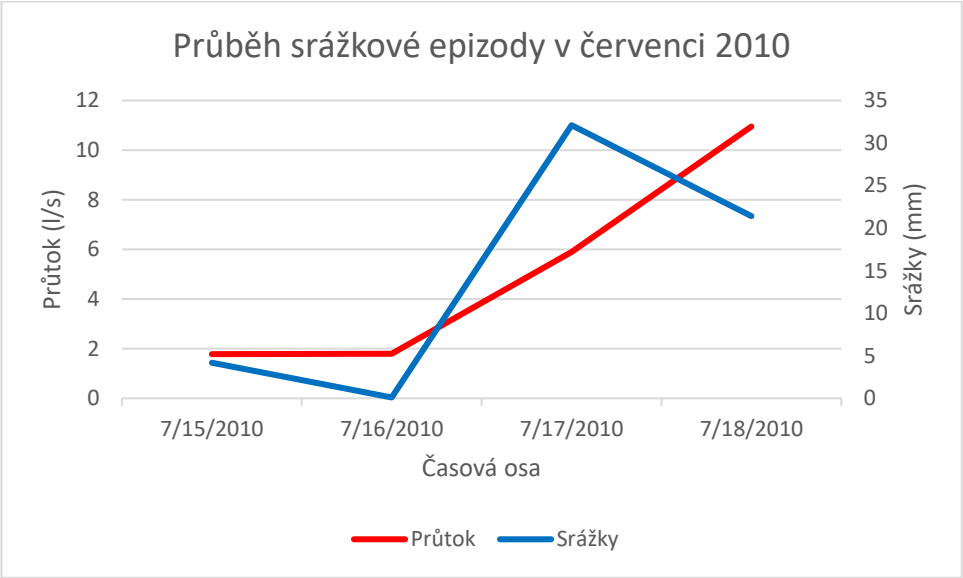
Dále byla zohledněna reakce půdní vlhkosti na srážkovou epizodu, kterou vidíme v tabulce 4.8. Byla zaznamenána počáteční vlhkost před srážkovou epizodou a konečná vlhkost po srážkové epizodě. Mezi počáteční a konečnou vlhkostí byl vypočten rozdíl naměřených hodnot.

**Tabulka 4.8: Počáteční a konečná vlhkost při srážkové epizodě č. 1**

| | **Vlhkost 30 cm** | **Vlhkost 60 cm** | **Vlhkost 90 cm** | **Vlhkost 150 cm** | **Vlhkost 200 cm** |
|---|---|---|---|---|---|
| **Počáteční vlhkost** | 22,7 % | 26,3 % | 21,5 % | 32,7 % | 34,1 % |
| **Konečná vlhkost** | 30,2 % | 29,8 % | 23,5 % | 33,1 % | 35,4 % |
| **Rozdíl** | **7,5 %** | **3,5 %** | **2 %** | **0,4 %** | **1,3 %** |

Z grafu 4.4 můžeme vidět průběh srážkové epizody. Je zde vidět vzrůstající průtok po zvýšeném srážkovém úhrnu. Vlhkost půdy se nejvíce proměnila v hloubce 30 cm,

kde nastala změna o 7,5 %, mírná změna vlhkosti nastala i v hloubce 2 m. Intenzita tohoto deště se pohybuje na 14,5 mm za den.




**Obrázek 4.4: Průběh srážkové epizody č.1**

Odtokový součinitel při této srážce činí pouze 6,1 %, přesto že srážkový úhrn byl více jak 50 mm. Z těchto výsledku tedy lze konstatovat, že se spadlé srážky vsákly do půdy nebo vypařily. Tato událost nastala v období, kdy byla velice nízká vlhkost půdy a celkově povodí bylo „vysušené“. A přesto nenastala situace, kterou popisují někteří autoři (Vopravil et al., 2010), že vyschlá půda není schopna vsakovat srážky, protože se na ní vytvoří „nepropustná vrstva“, po níž voda rychle odteče. V době dlouhodobých bezesrážkových period je zásadní negativní dopad na vsak, respektive zadržení vody, kdy se i hluboká půda chová díky nepropustné vrstvě v profilu jako půda mělká s omezeným retenčním prostorem.

K obdobným výsledkům dospěl i ČHMÚ (2015), který ve své zprávě uvádí, že v průběhu dlouhotrvajícího sucha v srpnu 2015 se na našem území vyskytly velmi vydatné srážky, které ale nezpůsobily zvýšení odtoku, které by za jiných okolností způsobily a tím by došlo ke zvýšení hladin vodních toků. Autoři k tomu dodávají, že pokud k rychlému odtoku pro nepropustné vyschlé vrstvě došlo, jednalo se pouze o malou část povodí, která neměla vliv na celkový průběh odtoku.

### 4.5.2 Srážková epizoda č.2

Další významná a velmi vydatná srážková epizoda nastala od 30. května do 7. června roku 2013, srážka trvala 9 dní. Pro tuto epizodu byl také vypočítán průměrný průtok,

srážkový úhrn a časový úsek v sekundách. Díky těmto výpočtů byl dále spočítán odtokový součinitel na mikropovodí Jenín 2. Dále byla spočítána intenzita deště.

Odtokový součinitel:

$$\varphi = \frac{průměrný\ průtok\ *\ čas}{srážkový\ úhrn\ *\ plocha\ povodí} = \frac{47{,}7\ *\ 777\ 600}{129{,}7\ *\ 501\ 000} * 100 = 57\ \%$$

Intenzita deště:

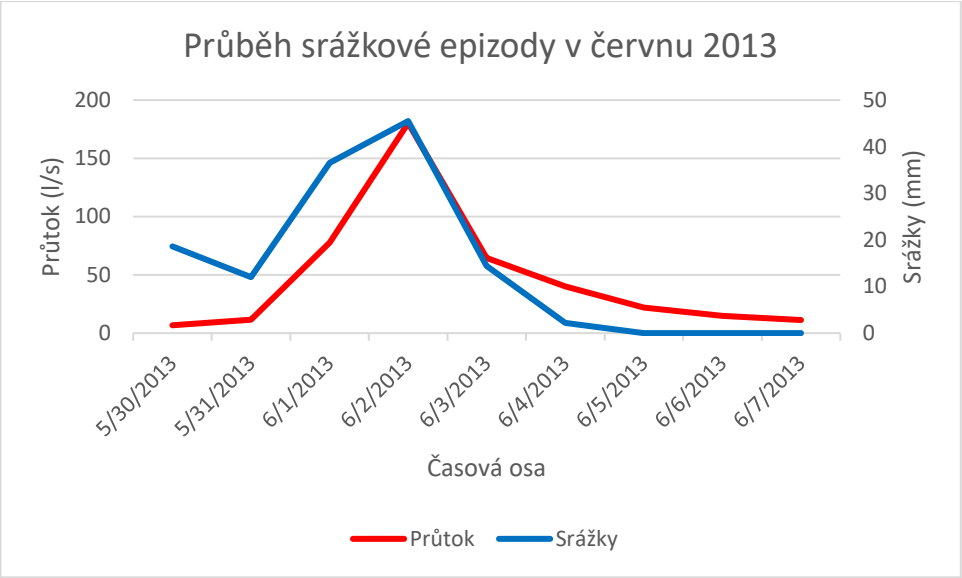
$$i = \frac{h}{t} = \frac{129{,}7}{9} = 14{,}4\ mm/den$$

Dále byla zohledněna reakce půdní vlhkosti na srážkovou epizodu, kterou vidíme v tabulce 4.9. Byla zaznamenána počáteční vlhkost před srážkovou epizodou a konečná vlhkost po srážkové epizodě. Mezi počáteční a konečnou vlhkostí byl proveden rozdíl naměřených hodnot.

**Tabulka 4.9: Počáteční a konečná vlhkost při srážkové epizodě č. 2**

| | **Vlhkost 30 cm** | **Vlhkost 60 cm** | **Vlhkost 90 cm** | **Vlhkost 150 cm** | **Vlhkost 200 cm** |
|---|---|---|---|---|---|
| **Počáteční vlhkost** | 35 % | 31,4 % | 24,7 % | 32,9 % | 35,8 % |
| **Konečná vlhkost** | 33,9 % | 31,3 % | 24,9 % | 33,3 % | 36,1 % |
| **Rozdíl** | **-1,1 %** | **-0,1 %** | **0,2 %** | **0,4 %** | **0,3 %** |

Z grafu 4.5 můžeme vidět průběh srážkové epizody. Je zde vidět vzrůstající průtok po zvýšeném srážkovém úhrnu. Změna při této epizodě nebyla výrazná, vlhkost půdy se nejvíce proměnila ve hloubce 30 cm, kde nastala změna o 1,1 %. Odtok tvoří 57 %, srážková voda tedy z větší části odtekla a zbytek vody se vsákl nebo vypařil. Intenzita tohoto deště se pohybuje na 14,4 mm za den.




**Obrázek 4.5: Průběh srážkové epizody č.2**

Tato srážková epizoda nastala za úplně jiného stavu nasycení povodí než hodnocená srážková událost č.1, kdy bylo povodí vyschlé, protože hodnota vlhkosti půdy při této epizodě č. 2 se pohybuje na úrovni polní vodní kapacity pro půdy, které se na povodí Jenín 2. nacházejí. Z tohoto důvodu už půda nemohla přijmout velké množství vody do kapilárních pórů a odtokový součinitel je tak o poznání vyšší. Stejný závěr udává Šanda et al. (2006), kdy podle jeho výzkumných měření dochází, po dosažení bodu nasycení půdního profilu, k okamžitému rychlému odtoku. Nasycenost půdy byla vysoká z toho důvodu, že 2 dny před začátkem této hodnocené epizody skončila srážka s úhrnem cca 30 mm a v dřívějším průběhu května byla ještě jedna srážka s obdobným úhrnem. Popisovaná nasycenost povodí je patrná také z vlhkostí v různých hloubkách, kde došlo pouze k malým změnám, kdy ve svrchnějších horizontech vlhkost dokonce ještě klesala, přestože probíhala srážka.

### 4.5.3 Srážková epizoda č.3

Jedna z dalších významných srážkových epizod probíhala od 22. do 26. června roku 2013, srážka trvala 5 dní. Pro tuto epizodu byl také vypočítán průměrný průtok, srážkový úhrn a časový úsek v sekundách. Díky těmto výpočtů byl dále spočítán odtokový součinitel na mikropovodí Jenín 2. Dále byla spočítána intenzita deště.

Odtokový součinitel:

$$\varphi = \frac{průměrný\ průtok\ *\ čas}{srážkový\ úhrn\ *\ plocha\ povodí} = \frac{10{,}3\ *\ 432\ 000}{61\ *\ 501\ 000} * 100 = 14{,}5\ \%$$

Intenzita deště

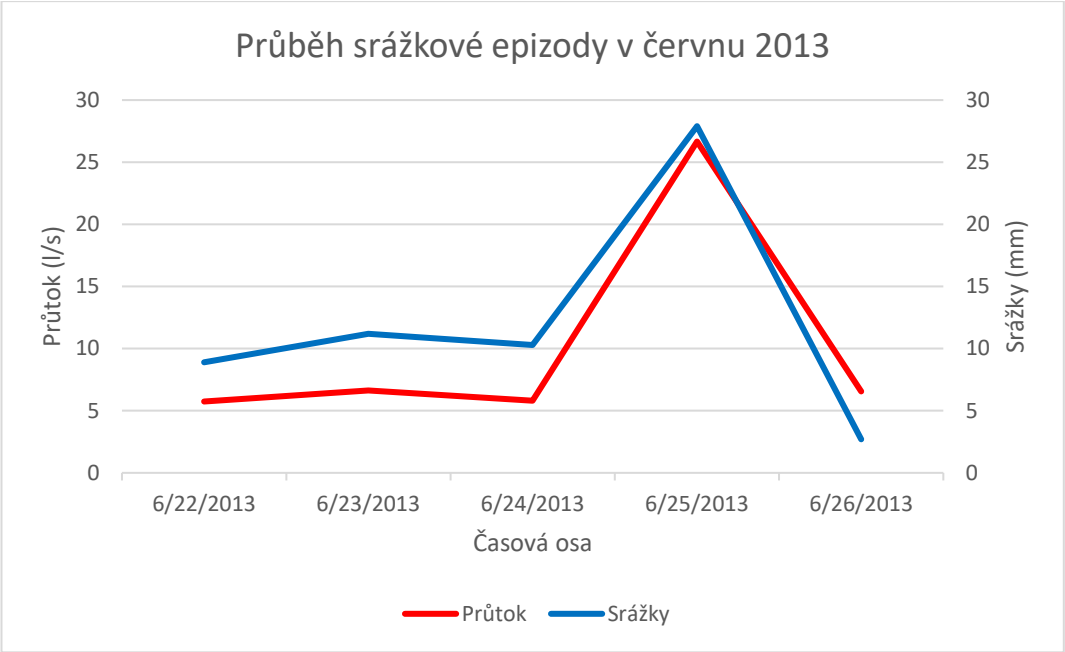
$$i = \frac{h}{t} = \frac{61}{5} = 12{,}2\ mm/den$$

Dále byla zohledněna reakce půdní vlhkosti na srážkovou epizodu, kterou vidíme v tabulce 4.10. Byla zaznamenána počáteční vlhkost před srážkovou epizodou a konečná vlhkost po srážkové epizodě. Mezi počáteční a konečnou vlhkostí byl proveden rozdíl naměřených hodnot.

**Tabulka 4.10: Počáteční a konečná vlhkost při srážkové epizodě č. 3**

| | **Vlhkost 30 cm** | **Vlhkost 60 cm** | **Vlhkost 90 cm** | **Vlhkost 150 cm** | **Vlhkost 200 cm** |
|---|---|---|---|---|---|
| **Počáteční vlhkost** | 31,5 % | 30,2 % | 24,1 % | 32,8 % | 35,8 % |
| **Konečná vlhkost** | 35,3 % | 33,3 % | 26,1 % | 34,2 % | 36,7 % |
| **Rozdíl** | **3,8 %** | **3,1 %** | **2 %** | **1,4 %** | **0,9 %** |

Z grafu 4.6 můžeme vidět průběh srážkové epizody. Je zde vidět vzrůstající průtok po zvýšeném srážkovém úhrnu. Vlhkost půdy se nejvíce proměnila ve hloubce 30 cm, kde nastala změna o 3,8 %, mírně větší změna vlhkosti nastala i v hloubce 60 cm. Intenzita tohoto deště se pohybuje na 12,2 mm za den. Odtok při tomto zvýšeném srážkovém úhrnu tvoří pouze 14,5 %.




**Obrázek 4.6: Průběh srážkové epizody č.3**

Třetí hodnocená srážková událost proběhla za „normálního“ vlhkostního stavu půdy a koeficient odtoku leží mezi hodnotami koeficientů vypočtených pro hodnocenou srážkovou epizodu 1. a 3.

## 4.6 Posouzení intenzity deště a počáteční vlhkosti na odtok vody z povodí

Posouzení vlivu intenzity deště a počáteční vlhkosti na odtok vody z povodí byl zkoumán pro vybrané srážkové epizody, které splňovaly srážkový úhrn vyšší než 10 mm a došlo u nich k nárůstu půdní vlhkosti během trvání srážky. Kritéria splňovalo 20 epizod, u kterých pomocí jednoduché lineární regrese byla prokázána závislost, kde intenzita deště, v druhém případě počáteční vlhkost, byla určená jako nezávislá proměnná a součinitel odtoku, v obou případech, jako závislá proměnná. Prokázáním závislosti je hodnota p- hodnota, která nepřekračuje určenou hladinu významnosti 5 %. V tabulce 4. 11 vidíme všech 20 vybraných srážkových epizod.

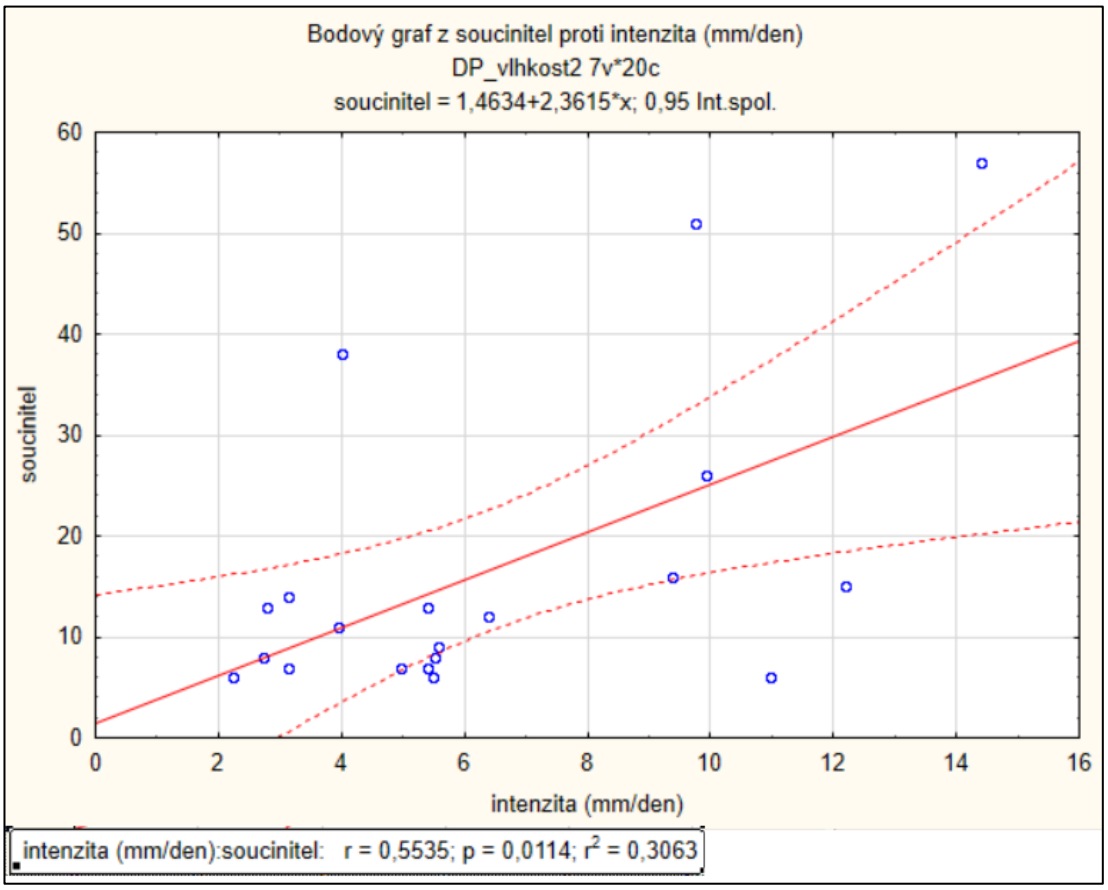
**Tabulka 4.11: Vybrané srážkové epizody**

| Datum | Srážkový úhrn [mm] | Intenzita [mm/den] | Počáteční vlhkost [%] | Maximální vlhkost [%] | Vlhkostní rozdíl [%] | Odtokový součinitel [%] |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **30.5.-7.6.2013** | 129,7 | 14,4 | 35 | 36,4 | 1,4 | 57 |
| **1.-4.6. 2010** | 39 | 9,8 | 29,5 | 34,1 | 4,6 | 51 |
| **3.-11.7. 2013** | 36 | 4,0 | 32,9 | 34,5 | 1,6 | 38 |
| **8.-11.6. 2013** | 39,7 | 9,9 | 33,9 | 35,3 | 1,4 | 26 |
| **7.-11.7. 2011** | 46,9 | 9,3 | 29,6 | 33,3 | 3,7 | 16 |
| **22.-26.6. 2013** | 61 | 12,2 | 31,2 | 35,3 | 4,1 | 15 |
| **23.-26.7. 2013** | 12,5 | 3,1 | 29,3 | 30,8 | 1,5 | 14 |
| **7.-14.10. 2011** | 43,2 | 5,4 | 30,8 | 34,2 | 3,4 | 13 |
| **2.-11.5. 2013** | 27,8 | 2,7 | 32,7 | 35,9 | 3,2 | 13 |
| **10.-11.7. 2013** | 12,8 | 6,4 | 32,5 | 33,8 | 1,3 | 12 |
| **11.-18.4. 2012** | 31,6 | 3,9 | 32,2 | 34,4 | 2,2 | 11 |
| **22.-25.5. 2012** | 22,3 | 5,6 | 28,2 | 29,6 | 1,4 | 9 |
| **24.-31.8. 2010** | 44,1 | 5,5 | 29,2 | 34 | 4,8 | 8 |
| **10.-20.10. 2013** | 30 | 2,7 | 30,4 | 33,2 | 2,8 | 8 |
| **29.7.-2.8. 2011** | 27 | 5,4 | 31,7 | 33,9 | 2,2 | 7 |
| **26.-30.9. 2010** | 24,8 | 4,9 | 28,8 | 32,9 | 4,1 | 7 |
| **16.-22.9. 2013** | 22 | 3,1 | 29,2 | 32,2 | 3 | 7 |
| **18.-20.9. 2011** | 32,9 | 10,9 | 31,3 | 34,6 | 3,3 | 6 |
| **25.-31.8. 2013** | 15,7 | 2,2 | 28,2 | 31 | 2,8 | 6 |
| **15.-18.7. 2010** | 22 | 5,5 | 22,7 | 30,6 | 7,9 | 6 |

### 4.6.1 Intenzita deště a její vliv na odtok vody

Z již zmíněných vybraných srážkových epizod byl v programu Statistica proveden výpočet jednoduché lineární regrese. Výsledná hodnota p vyšla méně než hladina významnosti, čímž byla potvrzena závislost mezi proměnnými. Je tedy statisticky průkazné, že intenzita deště má vliv na velikost součinitele odtoku. Koeficient determinace ($r^2$) ukazuje, že 31 % z celkové variability odtokových součinitelů, lze vysvětlit intenzitou deště. Intenzita deště tedy není jediným faktorem, který má vliv na odtok vody. Na bodovém grafu 4.7 je patrná závislost součinitele odtoku (osa y) na intenzitě deště (osa x), z grafu můžeme také vyčíst regresní vztah, zobrazený

lineární rovnicí, a hodnoty koeficientů hodnota p, koeficient korelace a koeficient determinace.



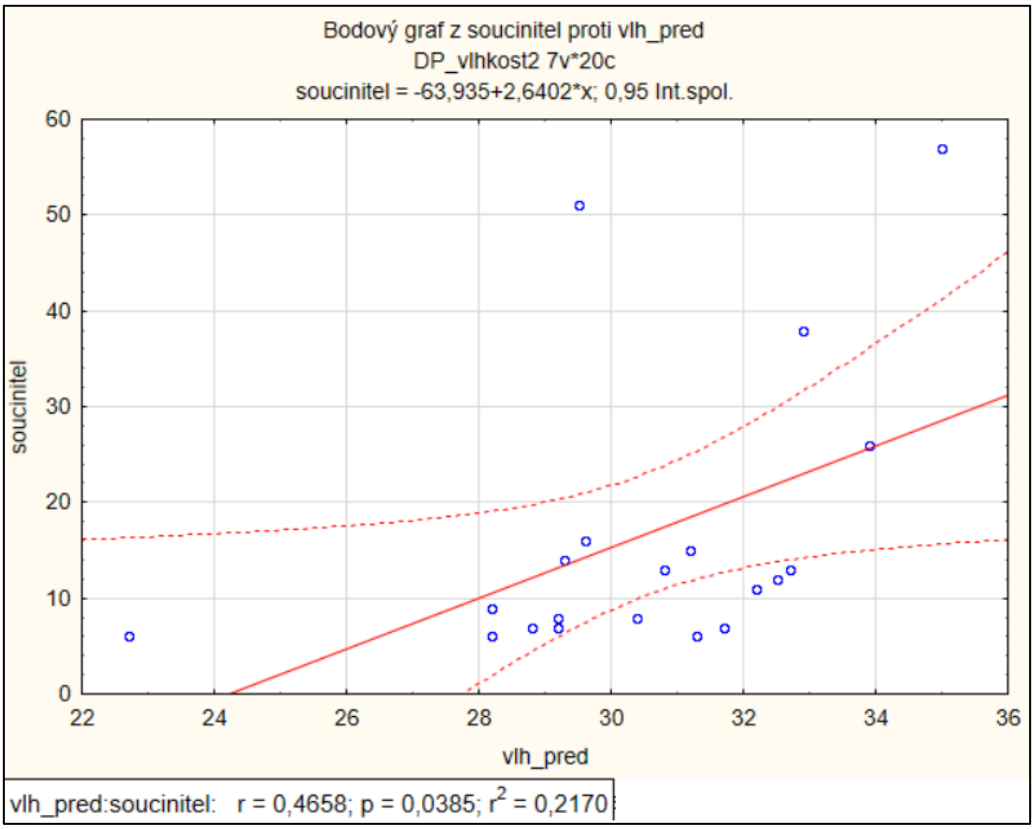

**Obrázek 4.7: Bodový graf zobrazující závislost mezi odtokem a intenzitou deště**

K obdobným výsledkům, kdy je odtok vody z povodí ovlivněn intenzitou deště, došel i Šanda et al. (2006), z jehož měření vyplývá, že odtok probíhá v přímé závislosti s intenzitou srážkové události. Stejný výsledek potvrzuje i Matoušek (2010), který tvrdí, že intenzita srážek a její plošné rozložení na povodí zásadně ovlivňuje velikost a průběh srážky, čímž významně ovlivňuje i srážko-odtokové vlastnosti povodí. Dále uvádí, že intenzita deště je důležitá především pro zemědělce, vinaře, hydrology a jiné.

### 4.6.2 Vlhkost půdy a její vliv na odtok vody

Obdobným způsobem výpočtu bylo provedeno i posouzení vlivu počáteční půdní vlhkosti na odtok vody z povodí. Hodnota p, která nám udává, zda je mezi proměnnými závislost nebo ne, vyšla 0,04. Výsledná hodnota je nižší než zvolená hladina významnosti. Díky tomu můžeme prohlásit za statisticky průkazné, že počáteční půdní vlhkost má vliv na odtokový součinitel z povodí. Na bodovém grafu 4.8 je patrná závislost součinitele odtoku (osa y) na počáteční vlhkosti (osa x), z grafu můžeme také vyčíst regresní vztah, zobrazený lineární rovnicí,

a hodnoty koeficientů hodnota p, koeficient korelace a koeficient determinace. Koeficient determinace ($r^2$) lze komentovat tak, že koeficient odtoku je z 22 % ovlivněn aktuální nasyceností povodí pře příchodem příčinné srážky.




**Obrázek 4.8: Bodový graf zobr. závislost mezi odtok a počáteční půdní vlhkostí**

Těsný vztah mezi půdní vlhkostí a odtokem vody popisuje Šanda et al. (2006), který uvádí, že odtok z povodí je do velké míry podmíněn půdní vlhkostí. Z výsledků jeho měření usuzuje, že půdní prostředí je hlavním kontrolním prvkem, který významně ovlivňuje velikost a průběh odtoku. Rozdílné počáteční vlhkostní podmínky, velikost a doba trvání srážek zásadně ovlivňují proces infiltrace a i odtoku.

Hydropedologické podmínky mají také dle Královce et al. (2015) zásadní vliv při vzniku krátkodobých odtokových epizod na formování odtoku a průběh odtokové události.

# 5 Závěr

Diplomová práce se věnovala vlivu vlhkosti na hydrologickou odezvu povodí při různých srážkových úhrnech. Za zájmové území, na kterém byly provedeny výpočty, bylo zvoleno dílčí mikropovodí Jenínského toku Jenín 2., které je výzkumným povodím Jihočeské univerzity. Ten se nachází v Jihočeském kraji, v okrese Český Krumlově. Obdobím pro vyhodnocení byly roky 2010 – 2013, které byly sledovány ve vegetačním obdobím. Byly sledovány charakteristiky jako srážkový úhrn, průtok a půdní objemová vlhkost v hloubce 30 cm, 60 cm, 90 cm, 150 cm a 200 cm.

Vyhodnocení naměřených dat bylo provedeno v programech MS Excel a Statistica. Mapové výstupy byly zpracovány v programu ArcMap 10.6.1. V diplomové práci je zájmové území představeno z hlediska jeho polohy, klimatických charakteristik, geomorfologie a geologie, pedologických a hydrologických poměrů, a využití území dle ZPF. Představeny jsou také přístroje pomocí, kterých byla data charakteristik naměřena.

První část výsledků obsahuje vyhodnocení celkového srážkového úhrnu ve sledovaném období. Průměrný srážkový úhrn ve vegetačním období v letech 2010 – 2013 byl 482,5 mm. Nejvydatnějším rokem na srážky byl rok 2011, předchozí rok 2010 byl naopak nejsušším rokem ve sledovaném období. Dále byly statisticky vyhodnoceny hodnoty průtoku, které dosahovaly průměrné hodnoty 3,5 l/s za den v letech 2010 - 2013. Nejvyšší naměřený průtok byl v roce 2013, nejnižší v roce 2012. V další části byl porovnán vztah mezi srážkami a průtokem, který mezi sebou prokázal přímý vztah, kdy se zvýšení úhrnu srážek ihned projeví zvýšeným průtokem. Statisticky vyhodnoceny byly také naměřené hodnoty vlhkosti ve zkoumaných délkách. Z výpočtů bylo zjištěno, že půdní vlhkost byla ve sledovaném období v každé hloubce každý rok velmi ustálená. V nejnižší hloubce 30 cm byla průměrná hodnota půdní vlhkosti 32,2 %, v hloubce 60 cm 29,9 %, v hloubce 90 cm dosahovala 24 %, v hloubce 150 cm 33,1 % a v hloubce 200 cm byla 35,3 %. V nejvyšší hloubce dosahovala nejvyšších hodnot ze sledovaných hloubek. Hodnoty půdní vlhkosti klesaly k hloubce 90 cm, v této hloubce také dosáhly nejnižších hodnot, ale dále hlouběji se začaly zase zvyšovat. Tento pokles a následný růst je způsoben tím, že v hloubce 90 - 110 cm byl umístěn drenážní systém.

Pro pokračování ve vyhodnocování dat bylo vybráno 43 srážkových epizod, pro které byla vypočítána intenzita deště a odtokový součinitel. Podrobná ukázka výpočtů pro srážkovou epizodu byla demonstrována na 3 epizodách. První z těchto epizod probíhala v období, kdy byla vlhkost půdy nízká a povodí nebylo nasycené, odtokový součinitel zde dosahoval pouze 6,1 %. Z tohoto výsledku lze konstatovat, že se spadlé srážky vsákly do půdy nebo se vypařily. Druhá srážková epizoda, byla vybrána v době, kdy povodí bylo nasycené a půdní vlhkost dosahovala úrovně polní vodní kapacity. Odtok zde dosahoval mnohem vyšších hodnot, přesněji 57 %. Za zmínku stojí, že intenzita deště byla u obou epizod 14 mm/den. Třetí srážková událost proběhla za normálního vlhkostního stavu půdy, součinitel odtoku byl vypočten 14,5 %, nachází se tedy mezi hodnotami výše zmíněných srážkových epizod.

Poslední část výsledků mé diplomové práce se věnovala posouzení vlivu intenzity deště a počáteční půdní vlhkosti na odtok vody z povodí. Pomocí jednoduché lineární regrese byla prokázána statistická závislost odtokového součinitele na intenzitě deště i na počáteční půdní vlhkosti. Výsledek lze zobecnit tak, že odtok vody z povodí je z 31 % ovlivněný intenzitou deště. Obdobně lze konstatovat, že půdní vlhkost má z 22 % vliv na odtok vody z povodí. Záleží tedy, jak moc je povodí nasycenou vodou předtím, než začne srážka.

# Seznam použité literatury

**Citace knihy**


1. Bičík, I. a Cibulka, J. (2009). *Půda v České republice*, Consult, Praha. ISBN 978-80-903482-4-0.
2. Brady, N.C. a Weil, R.R. (2002*). The nature and properties of soils 13th ed.* Prentice-Hall. Upper, Saddle River. ISBN 0-13-016763-0.
3. Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: an introduction*. Cambridge University Press, New York. ISBN 978-0-521-82479-8.
4. Červený, J. (1984). *Podnebí a vodní režim ČSSR*, Státní zemědělské nakladatelství, Praha.
5. Dub, O. et al. (1969). *Hydrologie*. SNTL, Praha.
6. Dufková, J. (2009). *Závlahy a odvodnění: teoretické základy a praktická cvičení.* Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, Brno. ISBN 978-80-7375-335-1
7. Forman, R. T. a Godron, M. (1993). *Krajinná ekologie*. Přeložil J. Těšitel. Academia, Praha. ISBN 80-200-0464-5.
8. Havlíček, V. (1986). *Agrometeorologie.* Státní zemědělské nakladatelství, Praha.
9. Hellebrand, R., et al. (2010). *Hydrologické podklady pro potřeby městského odvodnění*. Vysoké učení technické v Brně, Brno. ISBN 978-80-214-4096-8.
10. Horáček, J. et al. (1994). *Geologie a půdoznalství: Cvičení pro 1. ročník studia.* Jihočeská univerzita, České Budějovice. ISBN 80-704-0106-0.
11. Hraško, J. et al. (1988). *Aplikované pôdoznalectvo.* Príroda, Bratislava.
12. Hubačíková, V. (2009). *Hydrologie*. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, Brno. ISBN 978-80-7157-638-9.
13. Hůla, J. et al. (1997). *Zpracování půdy.* Nakladatelství Brázda, Praha. ISBN 80-2019-0265-1.
14. Chapin, F.S. et al. (2002). *Principles of terrestrial ecosystem ekology.* Springer, New York. ISBN 0-387-95443-0.
15. Ježek, S. (1987). *Protierozní ochrana zemědělských půd.* ČV zemědělské společnosti ČSVTS, Praha.
16. Jůva, K., et al. (1977). *Ochrana půdy, vegetace, vod a ovzduší*. Státní zemědělské nakladatelství, Praha.

17. Kantor, J. et al. (2003). *Lesy a povodně*. Ministerstvo životního prostředí, Praha. ISBN 80-721-2255-X
18. Kemel, M. (1996). *Klimatologie, meteorologie, hydrologie.* ČVUT, Praha. ISBN 80-01-01456-8.
19. Kešner, B. (1977). *Agrometeorologie,* Statní nakladatelství technické literatury, Praha.
20. Krešl, J. (2001). *Hydrologie*. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Brno. ISBN 80-7157-513-5.
21. Kříž, V. (1988). *Hydrometrie,* Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
22. Kvítek, T. et al. (2006). *Zemědělské meliorace*. Zemědělská fakulta, Jihočeská univerzita, České Budějovice. ISBN 80-704-0858-8.
23. Kutílek, M. (1978). *Vodohospodářská pedologie*. SNTL Praha, Praha.
24. Laník, J. a Halada, J. (1960). *Kniha o půdě.* Státní zemědělské nakladatelství, Praha.
25. Lischke, P. a Frank, V. (1984). *Hydrologie, meteorologie, pedologie*. Státní nakladatelství technické literatury, Praha.
26. Matoušek, V. (2010). *Poznávání odtokových vlastností malých povodí za regionálních dešťů*. Výzkumný ústav vodohospodářský T.G. Masaryka, Praha. ISBN 978-80-87402-08-5.
27. Nypl, V. (1986). *Hydrologie, meteorologie, pedologie II.* SNTL – Nakladatelství technické literatury, Praha.
28. Pavel, L. (1984). *Geologie a půdoznalství*. Vysoká škola zemědělská, Praha.
29. Penk, J. (1991). *Vápnění zemědělských půd.* Ministerstvo zemědělství ČR, Praha
30. Philip, B. B. et al. (1988). *Hydrology and floodplain analysis. Addison*. We sley Publishing Company, New York.
31. Pokorný, E. a Šarapatka, B., (2003). *Půdoznalství pro ekozemědělce*. Ústav zemědělských a potravinářských informací, Praha. ISBN 80-7084-295-4.
32. Quitt, E. (1971). *Klimatické oblasti Československa: Climatic regions of Czechoslovakia*. Geografický ústav ČSAV, Brno.
33. Rejšek, K. a Vácha, R. (2018). *Nauka o půdě*. Agriprint, Olomouc. ISBN 978-80-87091-82-1.
34. Riedl, O. a Zachar, D. (1973). *Lesotechnické meliorace*. Státní zemědělské nakladatelství, Praha.
35. Sáňka, M. a Materna, J. (2004). *Indikátory kvality zemědělských a lesních půd ČR*. Ministerstvo životního prostředí, Praha.

36. Serrano, S.E. (1997). *Hydrology for engineers, geologists and environmental professionals: an integrated treatment of surface, subsurface and contaminant hydrology, HydroScience*. Lexington. ISBN 0-9655643-9-8.
37. Šantrůčková, H. et al. (2018). *Ekologie půdy*. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, České Budějovice. ISBN 978-80-7394-695-1.
38. Šarapatka, B. (2014). *Pedologie a ochrana půdy*. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc. ISBN 978-80-244-3736-1.
39. Šimek, M. (2005). *Základy nauky o půdě* 2. Jihočeská univerzita, Biologická fakulta České Budějovice. ISBN 80-7040-747-6.
40. Tlapák, V., et al. (1992). Voda v zemědělské krajině. Nakladatelství Brázda, Praha. ISBN 80-209-0232-5.
41. Tomášek, M. (2003). *Půdy České republiky* 3. vyd. Česká geologická služba, Praha. ISBN 80-7075-607-1.
42. Vopravil, J. et al. (2010). *Půda a její hodnocení v ČR – díl I*. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha. ISBN 978-80-87361-08-5.
43. Vráblíková, J. a Vráblík, P. (2006). *Základy pedologie*. Univerzita Jana Evangelisty Purkyně v Ústí nad Labem, Ústí nad Labem. ISBN 80-7044-805-9.

**Citace vědeckých publikací**

1. Evans, M.G. et al. (1999). Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. *Journal of Hydrology*, 68 (2): 212-221.
2. Královec, V. et al. (2015). Vliv půdní složky a rozdílného využití území na odtokový proces v experimentálních povodních Zbytiny. *Acta Hydrologica Slovaca*, 16 (Tématické číslo): 252 – 259.
3. Monteith, J. L. (1965). Evaporation and environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology*. 19, 205-234.
4. Novák, P. et al. (2002). Monitorování sezónních změn půdní vlhkosti metodou pulzní reflektometrie. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2002*, 11 (5): 199-200.
5. Pokorný, J. (2001). Dissipation of solar energy in landscape-controlled by management of water and vegetation. *Renewable Energy*, 24 (3-4): 641-645.
6. Schepper, G. et al. (2015). Simulating coupled surface and subsurface water flow in a tile-drained agricultural catchment. *Journal of Hydrology*, č. 521: 374-388.

7. Šanda, M. et al. (2006). Vliv půdního profilu na srážkoodtokový proces. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 54 (2): 183-191.
8. Tesař, M. et al. (2001). Soil water regime in head water regions - observation, assessment and modelling. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 49(6): 355–375.
9. Vlček, L. et al. (2012): Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště. *Geografie*, 117 (4): 395–414.
10. Wood, R. (2003). The relative roles of climate, soil, vegetation and topography in determining seasonal and long-term catchment dynamics. *Advances in Water Resources*, 26 (3): 295-309.

**Citace článku ve sborníku z konference**

1. Císlerová, M. (2003). Preferenční proudění ve vadózní zóně a formování hydrogramu odtoku. In: *Hydrologie půdy v malém povodí*. ČVUT, Praha, 103-110.
2. Doležalová, M. (2013). Srážky na jižní Moravě v období 2010−2012. Hraje roli celkové množství srážek nebo jejich rozložení v čase?. ISBN 978-80-87577-17-2.
3. Hellebrand, R. et al. (2010). *Hydrologické podklady pro potřeby městského odvodnění: sborník přednášek.* Vysoké učení technické v Brně, Brno. ISBN 978-80-214-4096-8.
4. Sedláčková, R. (2007). Změna fyzikálních vlastností a infiltrací schopnosti půdy v závislosti na použitém systému zpracování. In: *Odborná konference doktorského studia „Juniorstav2007“*. VUT v Brně, Brno. ISBN 978-80-228-17-60-8.
5. Střelcová, K. et al. (2007). Bioclimatology and natural hazards. In*: International Scientific Conference*. Poľana nad Detvou, Slovakia. ISBN 978-80-228-17-60-8.
6. Střeštík, J. (2002). Srážková bilance a průtoky ve vodě Vltavě za dvě století. In: XIV. *Česko-slovenská bioklimatologická konference*. Rožnovský, J. a Litschmann, T., Lednice na Moravě, 412-419.
7. Šír, M. a Tesař, M. (2003). Hydrologie půdy v malém povodí. In*: Hydrologie půdy v malém povodí*. ČVUT, Praha, 210-217.
8. Tesař, M. et al. (2004). Vliv vegetace na vodní a teplotní režim tří povodí ve vrcholném pásmu. In: *Aktuality šumavského výzkumu II, Srní*. Ústav pro hydrodynamiku, Praha, 84-88.

**Citace webových zdrojů**


1. ČHMÚ, Úsek hydrologie (2014) *Vyhodnocení povodní v červnu 2013*. [online] [cit. 25. 2. 2021]. Dostupné z: http://voda.chmi.cz/pov13/DilciZprava_DU_1_1_Meteorologie-final.pdf
2. ČHMÚ, Archiv (2015). *Odtok ze suché krajiny* [online] [cit. 15.4. 2021]. Dostupné z: https://www.chmi.cz/files/portal/docs/ruzne/Odtok_na_sucho_1508_5d.pdf
3. Eagri.cz. *Ochrana půdy*. [online] [cit. 25. 2. 2021]. Dostupné z: http://eagri.cz/public/web/mze/zivotni-prostredi/ochrana-pudy/
4. Ministerstvo Životního prostředí. *Definice půdy*. [online] [cit. 25. 2. 2021]. Dostupné z: https://www.mzp.cz/cz/definice_pudy


**Citace závěrečných prací**


Žlábek, P. (2009). *Vliv uspořádání krajinné matrice na složky odtoku*. Disertační práce, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Fakulta zemědělská.

# Seznam obrázků

Obrázek 3.1: Poloha povodí Jenínského potoka (ČÚZK, zpracování vlastní) ..... 28
Obrázek 3.2: Mapa rozdělení na subpovodí Jenín 1. a Jenín 2. ..... 29
Obrázek 3.3: Podíl ploch podle HPJ (LPIS, zpracování vlastní) ..... 31
Obrázek 3.4: Mapa subpovodí Jenín 2. ..... 33
Obrázek 4.1: Srážkový úhrn ve vegetačním období v letech 2010 -2013 ..... 37
Obrázek 4.2: Srážkový úhrn a průtok v roce 2011 ..... 40
Obrázek 4.3: Průměrná půdní vlhkost v letech 2010 – 2013 v různé hloubce ..... 46
Obrázek 4.4: Průběh srážkové epizody č.1 ..... 48
Obrázek 4.5: Průběh srážkové epizody č.2 ..... 50
Obrázek 4.6: Průběh srážkové epizody č.3 ..... 52
Obrázek 4.7: Bodový graf zobrazující závislost mezi odtokem a intenzitou deště ... 54
Obrázek 4.8: Bodový graf zobr. závislost mezi odtok a počáteční půdní vlhkostí .... 55

# Seznam tabulek

Tabulka 2.1: Systém třídění částic podle Kopeckého (převzato od Šimek, 2005) .... 12
Tabulka 2.2: Klasifikační stupnice půdních druhů podle Nováka (Tomášek, 2003). 13
Tabulka 3.1: Popis klimatické oblasti MT3 (Quitt, 1971) ..... 32
Tabulka 3.2: Soupis výměr druhů pozemků (ČÚZK, zpracování vlastní)..... 32
Tabulka 4.1: Srážkový úhrn v jednotlivých měsících v letech 2010 - 2013 ..... 38
Tabulka 4.2: Popisné statistiky pro charakteristiku průtoků v letech 2010 - 2013 .... 39
Tabulka 4.3: Popisné statistiky pro vlhkost v 30 cm ..... 41
Tabulka 4.4: Popisné statistiky pro vlhkost v 60 cm ..... 42
Tabulka 4.5: Popisné statistiky pro vlhkost v 90 cm ..... 43
Tabulka 4.6: Popisné statistiky pro vlhkost v 150 cm ..... 44
Tabulka 4.7: Popisné statistiky pro vlhkost v 200 cm ..... 45
Tabulka 4.8: Počáteční a konečná vlhkost při srážkové epizodě č. 1 ..... 47
Tabulka 4.9: Počáteční a konečná vlhkost při srážkové epizodě č. 2 ..... 49
Tabulka 4.10: Počáteční a konečná vlhkost při srážkové epizodě č. 3 ..... 51
Tabulka 4.11: Vybrané srážkové epizody ..... 53