



ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V PRAZE

Fakulta stavební

Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství

Implementace výpočtu pohybu sedimentu v modelu SMODERP

SMODERP - Implementation of sediment transport

DISERTAČNÍ PRÁCE

Ing. Martin Neumann

Doktorský studijní program: Stavební inženýrství

Studijní obor: Inženýrství životního prostředí

Školitel: doc. Ing. Josef Krása Ph.D.

Praha, 2022

PROHLÁŠENÍ

Jméno doktoranda: Ing. Martin Neumann

Název disertační práce: Implementace výpočtu pohybu sedimentu v modelu SMODERP

Prohlašuji, že jsem uvedenou disertační práci vypracoval/a samostatně pod vedením školitele doc. Ing. Josefa Krásy, Ph.D. a školitele specialisty Ing. Petra Kavky, Ph.D.. Použitou literaturu a další materiály uvádím v seznamu použité literatury.

Disertační práce vznikla v souvislosti s řešením projektů: QJ1530181 - Stanovení aktuálních hodnot ochranného účinku vegetace za účelem kvantifikace a zefektivnění protierozní ochrany zemědělské půdy v České republice, QK1920224 - Možnosti řešení protierozní ochrany v zemědělských podnicích při vyloučení používání glyfosátu, SGS14/180/OHK1/3T/11 - Srážko-odtokové, erozní a transportní procesy – experimentální výzkum, SGS17/173/OHK1/3T/11 - Experimentální výzkum erozních a transportních procesů v zemědělsky využívané krajině, SGS20/156/OHK1/3T/11 - Monitoring, experimentální výzkum a matematické modelování srážko-odtokových a erozních procesů, TH02030428 - Navrhování technických opatření pro stabilizaci a ochranu svahů před erozí, QK1810341 - Vytvoření národní databáze parametrů matematického simulačního modelu Erosion 3D a jeho standardizace pro rutinní využití v podmínkách ČR, QK1910029 - Předchozí nasycenost a návrhové srážkové intenzity jako faktory odtokové odezvy na malých povodích, 2019 – 2022 (Ing. Petr Kavka, Ph.D.).

V Praze dne

.....
podpis

Abstrakt

Tato práce se zabývá problematikou fyzikálního přístupu k modelování vodní eroze, které je účinným nástrojem navrhování opatření pro její snížení, pro hodnocení eroze a pro navrhování umístění protierozních opatření. Cílem práce je nalezení vhodné metody pro výpočet ztráty půdy pro fyzikálně založený epizodní model SMODERP. V současné verzi model počítá srážko-odtokové vztahy a snahou vývojářů modelu je poskytnout uživatelům komplexní model obsahující také erozní modelování. Navržení vhodné metody bylo provedeno na základě více jak 450 experimentů provedených pomocí dešťových simulátorů ČVUT během experimentálního výzkumu v letech 2015 až 2021. Měření bylo prováděno na plochách se sklonem od 4° do 34° při intenzitách srážky od 40 mm h⁻¹ do 160 mm h⁻¹. Na základě porovnání deseti metod modelování transportu sedimentu s měřenými daty byl pro implementaci do modelu odvozen vztah vycházející z práce Kilinc and Richardson. Tato metoda umožňuje výpočet množství unášené půdy na základě pouze jednotkového průtoku, sklonu, erodibility povrchu a ochranného vlivu vegetace. Parametr erodibility půdy K je shodný pro metodu USLE a hodnoty ochranného vlivu vegetace (C_s faktoru) jsou v práci odvozeny pro základní skupiny plodin. Ostatní parametry (sklon a průtok) jsou navázány na hydrologickou část výpočtu modelu SMODERP.

Klíčová slova: SMODERP, vodní eroze, povrchový odtok, dešťový simulátor, srážko-odtokový model, ztráta půdy

Abstract

This thesis investigates the issue of a physical approach to water erosion modelling, which is an effective tool for evaluating erosion and for designing the location of erosion control measures. The aim of the work is to find a suitable method for calculating soil loss for the physically-based episodic model SMODERP. In the current version, the model calculates rainfall-runoff processes and the model developers aim to provide a comprehensive model for users that also includes erosion modelling. The design of a suitable method was based on more than 450 experiments carried out using CTU rainfall simulators during experimental research between years 2015 and 2021. Measurements were carried out on surfaces with slopes ranging from 4° to 34° at rainfall intensities ranging from 40 mm h⁻¹ to 160 mm h⁻¹. By comparing ten sediment transport modelling methods with the measured data, a relationship based on the work of Kilinc and Richardson was derived for implementation in the model. This method allows the calculation of the amount of soil loss based on unit flow, slope, surface erodibility and the protective effect of vegetation. The soil erodibility parameter K is identical for the USLE method and the values of the vegetation protection effect (C_s factor) are derived for the basic crop classes. The other parameters (slope and surface flow) are linked to the hydrological part of the SMODERP model calculation.

Key words: SMODERP, water erosion, surface runoff, rainfall simulator, rainfall-runoff model, soil loss

Poděkování

Rád bych zde poděkovat svému školiteli doc. Ing. Josefu Krásovi Ph.D. za vedení a svému školiteli specialistovi Ing. Petru Kavkovi Ph.D. za cenné rady a za vedení v průběhu mého doktorského studia. Dále bych chtěl poděkovat všem členům z řad zaměstnanců, doktorandů i studentů, kteří se účastnili polních i laboratorních simulací a pomáhali při laboratorních vyhodnoceních, které jsou podkladem pro moji práci.

Obsah

1	Úvod.....	7
2	Motivace.....	9
3	Rešerše.....	11
3.1	Eroze.....	11
3.2	Pohyb splavenin.....	13
3.3	Způsoby měření eroze a povrchového odtoku.....	15
3.4	Výpočetní modely.....	18
3.4.1	USLE.....	19
3.4.2	Fyzikálně založené modely.....	20
3.4.3	SMODERP.....	22
3.5	Fyzikálně založené metody pro výpočet ztráty půdy.....	25
4	Měření na dešťových simulátorech.....	36
4.1	Přístrojové vybavení a metody.....	36
4.1.1	Měření půdních a odtokových charakteristik.....	36
4.1.2	Polní dešťový simulátor ČVUT.....	38
4.1.3	Laboratorní simulátor.....	42
4.1.4	Venkovní simulátor na stálých plochách v Jirkově.....	44
4.2	Naměřené výsledky.....	46
4.2.1	Polní dešťový simulátor.....	46
4.2.2	Laboratorní dešťový simulátor.....	52
4.2.3	Stabilní simulátor v Jirkově.....	55
4.3	Diskuze naměřených dat.....	59
5	Modelování ztráty půdy.....	61
5.1	Metodologie.....	61
5.1.1	Výběr metod spojitelných s modelem SMODERP.....	61
5.1.2	Porovnání metod se sadou naměřených výsledků.....	63

5.1.3	Testování citlivosti na vstupní hodnoty	63
5.1.4	Kalibrace a validace vybrané metody	64
5.2	Výsledky.....	64
5.2.1	Výběr metod spojitelných s modelem SMODERP	64
5.2.2	Modelování ztráty půdy na plochách s vegetačním pokryvem	68
5.2.3	Citlivostní analýza na vstupní parametry	74
5.2.4	Kalibrace a validace metody Kilinc and Richardson.....	75
5.3	Vybraná metoda pro výpočet ztráty půdy	79
6	Závěr.....	82
7	Literatura a zdroje	85
8	Seznamy.....	97
8.1	Seznam obrázků	97
8.2	Seznam tabulek.....	99
8.3	Seznam zkratk.....	100
8.4	Seznam publikací autora	100
8.5	Seznam výzkumných projektů.....	109

1 Úvod

Eroze půdy je přirozený jev, který se důsledkem lidské činnosti mění ve velice závažný problém, který je ve velkém zájmu pozornosti (Borrelli et al., 2017). Eroze je celosvětově zkoumána vědci již po mnoho desítek let (Alldis, 1941), často i s ohledem do dávné historie (Dotterweich, 2013). V České republice je převážná většina eroze orné půdy tvořena erozí vodní. Dle výzkumu je přibližně 50 % orné půdy ohroženo vodní erozí a přibližně 10 % erozí větrnou a na velké části těchto území není prováděna systematická ochrana, která by snižovala ztrátu půdy (Janeček, 2012). Z tohoto ohledu je v naší zemi zkoumána především problematika eroze vodní, a té je také věnována tato práce. Tvorba nové půdy z matečního substrátu je procesem velice pomalým, zatímco erozní smývání povrchu je několikanásobně rychlejší. Například (Montgomery, 2007) uvádí, že konvenčně udržované pozemky jsou z hlediska ztráty půdy z dlouhodobého hlediska neudržitelné, zatímco bezorebné technologie vykazují ztrátu půdy blíže k rychlosti vytváření půdy nové. Nejde pouze o ztrátu půdy jako celku, ale o ztrátu nejurodnější části půdy a živin (Quine & Zhang, 2002). Náchylnost k erozi záleží nejen na typu půdy, ale také na vegetačním krytu půdy. Nejvyšší eroze je pozorovaná na plochách bez vegetace, dále pak na vinicích a orné půdě, a nejmenší je na travnatých plochách a v lesích (Cerdan et al., 2010). Jsou sice stanoveny limity na přípustnou ztrátu půdy (Janeček, 2012), je ale třeba včas provádět protierozní opatření aby bylo těchto hodnot dosaženo. Pro nalezení míst vhodných pro vybudování protierozních opatření jsou využívány erozní modely.

V dnešní době existuje velké množství modelů na výpočet srážko-odtokových vztahů, či ztráty půdy (Avwunudiogba & Hudson, 2014; Igwe et al., 2017). Dřívější empirické modely začínají být pomalu nahrazovány modely fyzikálně založenými, které využívají nejnovější znalosti erozních procesů (Cerdan et al., 2002). Dodnes je však součástí metodik na hodnocení eroze v ČR empirický model USLE (Wischmeier & Smith, 1978). Fyzikálně založené modely zaznamenaly obrovský pokrok v zlepšování výpočetních technologií, a tak je s moderními počítači možné provádět velké množství složitých výpočtů v krátkém čase. Modely se od sebe liší použitou metodou výpočtu jednotlivých jevů, ale co je pro uživatele největším rozdílem je počet a charakteristika vstupů. Množství vstupů se může odrážet na

kvalitě výsledků, ale zároveň je třeba brát ohled na to, jak obtížné je získání hodnot pro tyto vstupy.

Tato práce se věnuje fyzikálně založenému epizodnímu modelu SMODERP a jeho vývoji. Model je vyvíjen na katedře KHMKI fakulty stavební ČVUT v Praze již poloviny osmdesátých let (Holý, 1984). Model prošel řadou změn jak v jazyku naprogramování, tak kalibrací a verifikací výpočtu modelu (Kavka, 2011; Neumann, 2015). V současné době model provádí výpočet srážko-odtokových vztahů na který byl již nakalibrován, a to jak v plošném, tak rýhovém odtoku. Proces výpočtu rýhového odtoku byl přidán do poslední verze programu (Kavka et al., 2022). Přidání odnosu sedimentu je cílem této práce. Model obsahoval výpočet ztráty půdy v dřívější verzi (Vrána et al., 2001), ale ten byl pro nedostatečnou robustnost z modelu odebrán. Přidání výpočtu pohybu sedimentu se věnoval ve své diplomové práci již (Boháč, 2016), ale jím zkoumané metody nebyly vyhodnoceny jako vhodné. Cílem dalšího vývoje modelu je najít vhodný vztah pro výpočet ztráty, který bude implementovatelný do modelu a nebude pro uživatele vyžadovat množství dalších vstupních informací. Model SMODERP je nabízen zdarma ke stažení na stránkách katedry, včetně manuálu k modelu (KHMKI, 2022).

2 Motivace

Hlavním cílem této práce je nalezení vhodné metody pro výpočet odnosu sedimentu v povrchovém odtoku, která bude následně implementována do fyzikálně založeného modelu SMODERP. Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství disponuje jedinečným datasetem naměřených hodnot odtoků a ztráty půdy na experimentálních plochách pomocí velkého polního simulátoru. Dále jsou k dispozici data naměřená laboratorním simulátorem s proměnným sklonem a stabilním simulátorem v Jirkově na strmých svazích za vysokých srážkových intenzit. Tato data nám dávají jedinečnou možnost pro navrhování a ověřování erozního modelování. Tato data byla v této práci využita pro nalezení vhodné metody pro výpočet ztráty půdy v modelu SMODERP. Autor práce se nejen podílel na měření na zařízeních dešťových simulátorů. Spolupracoval také při vývoji a úpravách těchto zařízení.

Nejlepším nástrojem pro snížení ztráty půdy ze zemědělských a ostatních ploch jsou preventivní opatření a vhodná ochrana ještě předtím, než erozní událost skutečně nastane. Tímto problémem se zabývají týmy na celém světě a vznikla řada modelů, ať už empirických, nebo fyzikálně založených, které tyto události modelují. Žádný model však nedokáže spolehlivě fungovat po celém světě, zejména když je kalibrován a validován na datech z jedné oblasti co se týče půd a využívaných plodin. Pro využití modelu SMODERP pro práci vedly dva důvody. Zaprvé je to model, ke kterému máme plný přístup a můžeme jej upravovat na základě nových znalostí bez problému s licenčními podmínkami. Zadruhé je to model, který je přizpůsoben podmínkám v České republice. Hlavním zaměřením modelu je právě pomoci v predikci povrchového odtoku a ztráty půdy v České Republice a pomoci v navrhování umístění protierozních opatření, i když jeho použitelnost nebude omezena pouze na naše území.

V současné době model vhodně predikuje objem povrchového odtoku, průtok, rychlost povrchového odtoku, ale pro modelování ztráty půdy je snahou nalézt vhodný vztah pro výpočet. V poslední verzi model rozděluje povrchový odtok na plošný a rýhový. Tato práce se zabývá modelováním plošného odtoku. Způsob výpočtu ztráty půdy z pozemku musí odpovídat reálným podmínkám, ale je dbán důraz i na jednoduchost použití pro uživatele, aby bylo zapotřebí co nejméně vstupních parametrů. Pokud by byly pro vhodnou funkci modelu vstupy, které je

složité získat, pak by pro uživatele bylo náročné tento model využívat. Model SMODERP je modelem epizodním, a proto jde o výpočet při konkrétním ději a metoda je vybírána tak, aby navazovala na výpočty srážko-odtokové části modelu. V případě vhodného nastavení modelu na výpočet ztráty půdy a jeho rozšíření do českého prostředí pomůže minimalizovat riziko velké ztráty půdy ze zemědělských ploch a bude tak sloužit jako vhodný model k udržitelnému hospodářství.

V dnešní době je hlavním nástrojem hodnocení erozní ohroženosti v rámci společné zemědělské politiky a DZES empirický model USLE. V posledních letech se stále více lidí přiklání k ekologii a šetrnému chování k přírodě. Je třeba těmto lidem ukazovat možnosti, co je možné provádět lépe. V případě, že hospodařící subjekty s tímto trendem souhlasí, je třeba jim dávat vhodné podklady, jak mohou erozní činnost na svých pozemcích zmírnit. Právě tomu, aby byla vhodná a jednoduchá metoda jako poklad pro tyto subjekty je věnovaná tato práce.

Model byl v posledních letech kalibrován na měřítku plochy pro objem odtoku, proto stejné měřítko používáme i pro nalezení vhodné metody pro určení ztráty půdy. Navíc pro tyto měřítka o velikosti plochy do 16 m² disponujeme sadou naměřených dat, které lze využít pro kalibraci a validaci modelu.

3 Rešerše

Tato kapitola se zabývá teoretickými podklady, principy a znalostmi čerpající z prací ostatních autorů na toto téma. Účelem je ozřejmit procesy, které jsou dále v práci uvažovány. Součástí této kapitoly je i výčet metod, které mohou být vhodné ke stanovení odnosu sedimentu mělkým povrchovým prouděním.

3.1 Eroze

Pojem eroze znamená narušování zemského povrchu erozními činiteli. Rozlišujeme tak například erozi vodní, větrnou, chemickou a další. Tato práce se věnuje pouze erozi vodní, která představuje v naší zemi největší problém. Tam kde je povrch vystaven silnější povětrnostním podmínkám je zkoumána také eroze větrná, či kombinace eroze větrné a vodní (Tuo et al., 2015). Vodní eroze je přirozený proces, který nelze zcela zastavit, můžeme však jeho účinky zmírnit. Je velký rozdíl mezi erozí přirozenou a zrychlenou. Eroze přirozená je vzhledem ke své rychlosti prakticky nepozorovatelná. Zrychlená eroze, která je velmi často ovlivněna člověkem, smývá půdní částice tak rychle, že nemůžou být nahrazeny přirozeným půdotvorným procesem (Novotný, 2014). Problematika vodní eroze je tedy většinou cílena na erozi zrychlenou. Zrychlená eroze nastává nejčastěji v místech, které jsou upravené k zemědělským účelům a dříve byly spojovány do velkých celků. Nebo v místech, jejichž využití bylo pozměněno a nyní jsou díky této změně na erozi náchylnější (Zheng, 2006) – jde například o místa, která byla zatravněna a nyní povrch tvoří holé půdy, anebo velice často násypy kolem silnic, železnic a vodních toků, které jsou náchylné na erozi do doby, než vzroste vegetace, které bude mít příčinný protierozní efekt (Cerdà, 2007). Taková místa jsou sice často opatřována geotextiliemi, které by měly půdu ochránit, ale ne vždy je tento efekt dostatečný.

Mezi příčiny vodní eroze patří rozrušování povrchu dopadajícími kapkami, narušování povrchu energií vodního toku (tření vody a půdní povrch) a následné unášení materiálu povrchovým odtokem ve směru jeho toku (Vaezi et al., 2017). Při dopadu kapka rozbíjí velké půdní agregáty (Fu et al., 2019), a ty jsou poté snadněji unášeny proudící vodou, která má sice malou erozní účinnost na rozrušování půdy v případě plošného povrchového odtoku, v případě soustředění do rýh již může být značná eroze dna a stěn rýh. Studován byl i vliv transportu půdy po dopadu dešťové kapky, kdy malé částice jsou odmrštěny do stran a i tímto postupem dochází

k přesunu půdy (Long et al., 2014). Eroze se dá rozlišit do tří základních jevů (Benbi & Nieder, 2003):

- Rozrušení
Dopadem kapky či třením proudící vodou jsou pevné částice odtrženy od zbytku půdy a mohou být samostatně unášeny tokem. Při soustředěném rozrušování vzniká tvorba rýh, kde je soustředěn odtok a tímto je proces urychlován.
- Transport
Proudící voda má schopnost unášet určité množství pevných částic ve směru svého toku. Tato schopnost je závislá na unášecí energii vody a správný výpočet její velikosti je cílem této práce. Transport je rozdělen na unášení vodou a posun částic po dně detailněji popsáno dále v této kapitole.
- Depozice
V případě poklesu energie, kdy tok vody nemá dostatečnou energii na unášení veškerého materiálu v toku, část unášeného materiálu usedá na dno. Tento materiál v oblasti zůstává, či je dále transportován při vzrůstu energie toku. Usazovací rychlost je závislá na velikosti, tvaru a hustotě materiálu částice. Usazování je neustálý proces, kdy na částici působí dvě síly. Jedna ve směru toku vody, která ji uvádí do pohybu ve směru toku a druhá síla (gravitační), která částici přitahuje ke středu planety. Dochází tak k přemisťování částic a vymílání nových částic, ale v celkovém množství jde o množství pevných částic, který voda v daném momentu může unášet.

Povrchový odtok může být tvořen plošným, nebo soustředěným odtokem. Plošný odtok je mělký odtok po celé šířce povrchu půdy, který je pozorovatelný především na nejvyšších částech svahů či na místech s nízkým sklonem. Zde je rozrušování materiálu tvořeno z velké části dopadem kapek na půdní povrch. I když mluvíme o odtoku po celé ploše povrchu, je zřejmé, že k takovému jevu nedochází, jelikož půdní povrch není zcela rovný a plošný odtok je velmi mělký. Reliéf povrchu tak narušuje vodní tok a voda teče v místech s nižší nadmořskou výškou a vyhýbá se hrbolům v půdním povrchu, voda tak teče místem s nejnižším odporem. V takovémto případě není patrná koncentrace do jasných rýh, které by se dále prohlubovaly, a množství odtoku v těchto rýhách by tvořilo velkou část proudící vody. Tento odtok je označován jako plošný.

Plošný odtok je následně koncentrován do rýh (Ou et al., 2021), které jsou prvním stupněm soustředěného odtoku. Vytváření rýh je postupný proces, ovšem pokud již je rýha vytvořena, koncentrovaný odtok jí velmi rychle zvětšuje. Existuje také jev označovaný jako zpětná eroze, kdy počátek rýhy postupuje proti proudění vody, jelikož z počátečního okraje rýhy je strháván materiál. Rozrušování povrchu je v případě rýhového odtoku tvořeno z velké části také rozrušováním stěn a dna rýhy, přičemž na okolní ploše stále probíhá plošný odtok a půda je zde stále narušována dopadem vodních kapek. Soustředěný odtok může mít až 50x větší hloubku proudění a až 10x vyšší rychlost (Liu et al., 2012), to znamená také vyšší unášecí schopnost. Rýhy se navzájem spojují, čímž vznikají hlubší rýhy a zároveň zvýšenou erozí dna a stěn rýh vzniká eroze výmolová. Takto soustředěný odtok už má obrovskou unášecí schopnost. Extrémním případem je eroze stržová, ale s tou se na zemědělských půdách v České republice zpravidla nesetkáváme a její vývoj je pozvolný a nenastává zpravidla během jedné srážkové události. Strže jsou ale s postupujícím časem stále více prohlubovány.

Mezi hlavní faktory ovlivňující erozi se nejčastěji označují sklon, rychlost povrchového odtoku, objem povrchového odtoku, tečné napětí na dně a odolnost půdy proti jejímu rozrušení, označovanou jako erodibilita půdy (Wang et al., 2013). Některé vztahy využívají například i viskozitu kapaliny, která se ale vzhledem k závislosti na teplotě pro povrchový odtok špatně přesně určuje. Nehledě na to, že viskozita čisté vody a vody s obsahem sedimentu je odlišná.

3.2 Pohyb splavenin

Splaveniny je souhrnný název pro pevné částice různých tvarů a velikostí přemísťované vodou. Mohou být anorganického i organického původu, ale pro účely této práce se budeme zajímat zejména o anorganické částice, konkrétně erodovaná půdní zrna. Dle způsobu transportu jsou obecně rozdělovány na dvě hlavní kategorie (Isla & Iribarne, 2009):

- **Plaveniny**

Tyto částice jsou plně obklopeny vodou a při svém pohybu se nedotýkají dna, jsou tedy plně unášeny proudem vody. Jejich rychlost je obdobná jako proudící voda, v níž se nacházejí. Jedná se o velmi malé částice a jejich maximální velikost je dána unášecí energií toku.

- **Dnové splaveniny**

Hrubší zrna, která jsou v kontaktu se dnem koryta. Pohybují se koulením, posunem, či jsou střídavě unášeny proudem a poté usedají zpět na dno. Tento pohyb je pomalejší než rychlost proudící vody, která je obklopuje. V případě poklesu energie toku se dostávají částice do klidového stavu a pohyb začíná opět při dostatečné energii toku. Rychlost pohybu a fáze klidového stavu záleží od velikosti a hmotnosti dnových splavenin. Tímto způsobem se mohou pomalu pohybovat i velmi velké částice, zejména v soustředěném odtoku.

Toto rozdělení je důležité pro některé modely, které pohyb plavenin a dnových splavenin počítají odděleně, je potřeba brát v úvahu, jestli je počítán pohyb celkových splavenin, plavenin, nebo dnových splavenin. Neexistuje pevná hranice mezi plaveninami a dnovými splaveninami, vždy záleží na unášecí schopnosti toku. Pro případ povrchového odtoku a eroze však není možné měřit odděleně plaveniny a dnové splaveniny jako v řekách. Toto rozdělení je vhodné znát při používání vztahů, které tyto skupiny rozdělují. Pro výpočet pohybu splavenin je třeba znát i jejich fyzikální vlastnosti, kde mezi základní patří:

- **Měrná hmotnost**

Důležitý parametr, jehož hodnota se ovšem moc nemění, zejména jedná-li se o anorganický materiál. Dle množství obsaženého křemíku jsou doporučovány hodnoty $\rho_s = 2600 - 2750 \text{ kg m}^3$, ale nejčastěji používanou hodnotou je 2650 kg m^3 typickou právě pro křemen (Chadwick et al., 2013). Často je pro výpočet udávána také měrná hmotnost proudící kapaliny, kde záleží jak na teplotě, tak také na obsahu pevných částic, které kapalina unáší. Nejčastěji je využívána hodnota 1000 kg m^3 . Velice často je ve vztazích uvažován také poměr těchto dvou hustot. Pro predikci je ovšem velmi složité přesně určit tyto měrné hmotnosti pro daný pozemek.

- **Křivka zrnitosti**

Zobrazuje kumulativní relativní četnost jednotlivých zrnitostních frakcí, daných podílem na celkové hmotnosti zeminy. Stanovuje se na základě prosévací zkoušky na normované sadě sít a hustoměrné zkoušky, kde je měřena usazovací rychlost, či metodou laserové difrakce. Pro zařazení zeminy je užíváno několik klasifikačních stupnic. Jedná se o trojúhelníkový graf (Soil Survey staff, 2014), Kopecského klasifikační stupnici a klasifikaci dle

Nováka. Klasifikace dle Nováka využíval model SMODERP po celou dobu jeho vývoje. V poslední verzi bylo však pro zatřídění zeminy využito trojúhelníkového grafu USDA klasifikace, která je ve světě nejčastěji využívána. Klasifikace dle Nováka rozděluje půdu do 7 kategorií využívající znalosti množství částic menších než 0,01 mm (Vyhláška_275, 1998). Rozdělení USDA zatřídí zeminu dle zastoupení frakcí písku, prachu a jílu. Při měření křivky zrnitosti jemné frakce je potřeba brát v úvahu limity obou metod, více popsanych v kapitole 4.1

- **Velikost zrna**

U velkých částic je velikost zrna určována měřením tří na sebe navzájem kolmých rozměrů. Označovány jsou jako: A – délka nejdelší osy, B – délka střední osy a C – délka nejkratší osy. V případě, že nejde tyto hodnoty změřit, je používána pouze jediná hodnota, a to délka střední osy, která je určována na základě prosévání vzorku na sadě normovaných sít. Velikost oka nejjemnějších běžně užívaných sít je 0,063 mm. V případě jemnějších částic je využita metoda usazovací rychlosti, kdy je uvažováno zrno o tvaru dokonalé koule a je využit Stokesův zákon (Dey et al., 2019). Dle rychlosti usazování je možné přepočtem získat velikosti zrn nejjemnějších frakcí. Další používanou metodou pro jemná zrna je laserová difrakce. Tyto metody jsou popsány v kapitole 4.1.1. Velikost zrna je velice často používaným parametrem při popisu jejich pohybu. Nejčastějším parametrem je D_{50} , kdy 50 % hmotnosti částic má menší velikost, než je tato hodnota. Obdobné je to u parametrů například D_{30} a D_{90} , v tomto případě je 30 %, případně 90 % částic menších, než je udávaná hodnota. Tyto hodnoty lze odečíst z křivky zrnitosti.

3.3 Způsoby měření eroze a povrchového odtoku

Pro rozličné účely existuje mnoho způsobů měření objemu povrchového odtoku a erodovaného materiálu. Někdy se měří pouze parametry půdy, které erozi ovlivňují nepřímo (například nasycená hydraulická vodivost). Zde jsou uvedeny metody, které přímo měří množství povrchového odtoku a erodovaného materiálu. Obecně se jedná o metody pro sledování eroze v malém měřítku.

Experimentální plochy s přírodními srážkami

V tomto případě je využíváno srážek přírodních. Může se jednat o otevřené či uzavřené plochy (ohrazené plochy). Tato metoda za pomoci uzavřených ploch byla například použita pro sběr dat k modelu USLE (Wischmeier & Smith, 1978).

V případě otevřených ploch se jedná o takzvané pasti, kde je lapač sedimentu umístěn ve svahu. Tato metoda se užívá například na stanovení ztráty půdy na vinicích, viz (Rodrigo-Comino et al., 2016). Někdy jsou využity obě metody jak otevřených, tak uzavřených ploch a následně mezi sebou porovnávány, příklad je práce (Boix-Fayos et al., 2007). I Fsv ČVUT využívá těchto uzavřených ploch o různých velikostech pro výzkumné účely, viz (Kavka et al., 2014). Nevýhodou této metody je nutnost vyčkávání na přírodní srážky a také jejich proměnlivost v čase. Bez znalosti vstupních parametrů je složité odvozovat nějaké závěry. Nutná je znalost objemu srážky a jejího rozložení v čase a velmi pomůže znalost počtu, velikostí a rychlostí kapek ve srážce, a tedy její kinetické energie. Vzhledem k variabilitě srážky v čase je třeba následně průměrovat její erozní účinek.

Dešťové simulátory

Jedná se o zařízení napodobující přírodní srážku. Tyto simulátory se staly důležitou metodou pro studium eroze půdy a sledování hydrologických procesů (Cerdà, 1999). Je mnoho způsobů jak je srážka tvořena – například kapkovací, tryskové, rotující disk a další, detailně je popisuje (Lal, 1994). Pro určení prostorového rozložení srážky a tedy správného nastavení simulátoru je nejčastěji užíván Christiansenův index rovnoměrnosti (Christiansen, 1942). Kromě prostorového rozložení srážky je důležité sledovat i rychlost a velikost kapek, které dané zařízení produkuje. Umělý déšť by měl co nejvíce odpovídat přírodním srážkám. K tomuto měření je používáno disdrometrů, které dokáží měřit velikost a rychlost propadajících kapek (Kathiravelu et al., 2016).

Názory na velikost experimentální plochy se dle autorů různí. Například (Abudi et al., 2012) píše, že by plocha měla být větší než 1 m². Na druhou stranu (Calvo-Cases et al., 1988) uvádí, že zkoumání jednotlivých jevů hydrologických procesů a eroze vedlo k vývoji malých zařízení na ploše do přibližně 1 m². Na světě jsou používány malé a velké simulátory. Není přesně definováno, co je nazýváno malým a co velkým simulátorem. Obecně se udává, že malé simulátory používají plochy menší než 1 m² až přibližně 5 m² (Kinnell, 2016).

V případě malých dešťových simulátorů v Evropě provedl úpravy (Cerdà et al., 1997), a následně probíhalo vylepšování, (Iserloh et al., 2012) a další. Jedná se o zařízení důležité pro výzkum eroze v polních i laboratorních podmínkách. Velké dešťové simulátory mají výhodu, že je kromě plošného odtoku možné sledovat i soustředění

odtoku do rýh. Velké simulátory se často užívají na plochách kratších než 10 m (Kinnell, 2016). Porovnání několika velkých dešťových simulátorů užívaných ve střední Evropě provedl (Dostál et al., 2015).

Další možné rozdělení je na polní a laboratorní simulátory. Výhoda polních zařízení je možnost provádění experimentů na neporušeném půdním vzorku v polních podmínkách. Takovéto experimenty, zejména v případě velkých dešťových simulátorů, jsou náročné na čas, počet pracovníků a množství spotřebované vody. Výhodou laboratorních zařízení je nezávislost na atmosférických podmínkách a jednodušší dostupnost pro provádění experimentů. Ty jsou prováděny na porušeném půdním vzorku a velmi záleží na vhodné přípravě povrchu.

Experimenty povrchového odtoku přes přelivnou hranu

V tomto případě voda do experimentu není přivedena jako srážka, ale jako plošný tok přes přelivnou hranu či potrubím na horní hraně experimentální plochy. Často je tento typ experimentů používán v terénu pro sledování eroze v rýhách, jako v práci (Wirtz et al., 2010). Jiné experimenty používaly tuto metodu pro studium ztráty živin za různých půdních podmínek, viz (Grismer et al., 2016). Tato metoda je použita pro sledování erozního účinku proudu vody bez vlivu erozního účinku dopadajících kapek, či může být použita kombinace srážky a plošného přítoku. Někdy je tato metoda kombinovaná s metodou dešťového simulátoru, kdy je zkoumán vliv dopadu kapek na povrch s hladinou vody. Tímto způsobem může být také provedeno umělé prodloužení plochy, kdy na plochu kam dopadají dešťové kapky je přiváděna voda, která simuluje přítok z výše položených částí plochy a můžeme tak simulovat spodní část například dvacetimetrové plochy s využitím plochy o délce pouze 4 m.

Sledování eroze ve velkých měřítkách

Pokud nám jde o širší pohled na projevy eroze jsou často využívané metody dálkového průzkumu země či fotografické snímání pomocí dronů. Při monitoringu povodí jsou při velkých srážkových událostech sledována místa soustředěného odtoku a formování erozních rýh. Tyto údaje jsou důležité především pro hledání erozně nejvíce náchylných míst a postup formace odtokových drah. V případech velké srážkové události jde pomocí rozdílu digitálních modelů terénu určit místa se ztrátou půdy, místa depozice půdy a vypočítat i jejich objem. Přesnost záleží na rozlišovací schopnosti využitého vybavení.

3.4 Výpočetní modely

Modelování erozních procesů je vhodným nástrojem pro posouzení nejvíce erozně ohrožených míst a zároveň při navrhování umístění protierozních opatření. Tímto způsobem je možno zabránit případným škodám ještě před jejich vznikem. Existuje celá řada modelů a jejich užití záleží zejména na účelu použití, ceně a také na dostupnosti vstupních údajů. Modely mohou být uzpůsobeny místním podmínkám a je pak nevhodné využívat tyto modely v jiné oblasti, kde jsou naprosto rozdílné půdy, rostliny a ostatní parametry. Modely můžeme rozdělovat dle základních hledisek na:

- **Empirické x fyzikálně založené**

Empirické modely jsou založeny na množství již proběhlých událostí a využívají jejich podobnosti. Fyzikálně založené modely popisují jednotlivé fyzikální procesy. I fyzikálně založené modely velmi často obsahují empirické parametry, a proto se také někdy nazývají semi-empirické.

- **Distribuované x nedistribuované x částečně distribuované**

Záleží, zda model počítá jednu velkou plochu, či v případě distribuovaných modelů je výpočet rozdělen na mnoho malých ploch, kdy je každá počítána samostatně. Rozdělení na více malých segmentů společně s krátkým časovým krokem výpočtu pak značně ovlivňuje náročnost výpočtu na čas a výkon výpočetního stroje.

- **Na malá povodí x na velká povodí**

Dle způsobu výpočtu je u každého modelu uvedeno, pro jakou oblast je vhodný. Některé modely mohou být vhodné a přesné jen pro jednotlivé svahy, či oblasti do několika hektarů. Jiné jsou vhodné především pro velká povodí v řádu stovek až tisíců km².

V dnešní době je známa a ve světě využívána celá řada modelů. V této kapitole jsou nejznámější zástupci těchto modelů, ale také srovnání velkého počtu modelů provedené jinými autory. Všechny zde uvedené modely vypočítávají objem povrchového odtoku a ztrátu půdy, či množství odneseného materiálu. Kromě toho modely často nabízejí i další výstupy. Liší se velikostí povodí, na které je vhodné je využít, zda využívají jednotlivou srážku, či provádí kontinuální výpočet a metodou výpočtu a množstvím vstupů.

Velké srovnání 50-ti fyzikálně založených modelů a vhodnosti jejich užití se věnoval (Pandey et al., 2016). Široce se tomuto tématu také věnuje (Aksoy & Kavvas, 2005) či (Schmidt, 2000). (Merritt et al., 2003) popisuje 15 modelů včetně jejich vstupů, výstupů a struktury. (Wainwright et al., 2008) poukazuje na limity používaných modelů a uvádí model Mahleran. K tomuto článku o více částech existuje několik komentářů a diskuzí, z nich pro tuto práci nejpodstatnější je od (Smith et al., 2010) jako odpověď na kritiku ostatních modelů. Pro jednotlivé modely existuje řada článků, kdy je testována jejich použitelnost na jednotlivých povodí po celém světě. Jedním z fyzikálně založených modelů je také model SMODERP, kterému se věnuje tato práce a který je detailněji popsán v kapitole 3.4.3.

3.4.1 USLE

Zkratka USLE vychází z anglického názvu Universal Soil Loss Equation, tedy univerzální rovnice ztráty půdy a jedná se o empiricky založený model. Jde o asi nejvíce využívanou metodu hodnocení eroze ve světě. V dnešní době je to také oficiální metoda pro hodnocení eroze v České republice dle metodiky Ochrana zemědělské půdy před erozí (Janeček, 2012) a Vyhlášky o ochraně zemědělské půdy před erozí (240/2021 Sb.). Tento model byl odvozen na základě mnoha experimentálních měření W. H. Wischmeyerem a D. D. Smithem v USA (Wishmeier et al., 1978). Od té doby se rozšířila aplikace modelu na území ostatních států včetně evropských. Výpočet je prováděn na základě násobení jednotlivých faktorů (viz rovnice 1) a vypočítávána je průměrná roční ztráta půdy. Nelze tedy vypočítat ztrátu půdy během jedné události, ale vždy je vypočítána průměrná kumulativní hodnota za celý rok. Rovnice je ve tvaru:

$$G = R K L S C P \quad (1)$$

kde:

G = průměrná roční ztráta půdy [t ha⁻¹ rok⁻¹]

R = faktor erozní účinnosti deště a povrchového odtoku [MJ ha⁻¹ cm hod⁻¹]

K = faktor erodovatelnosti půdy [t h MJ⁻¹ cm⁻¹]

L = faktor délky svahu [-]

S = faktor sklonu svahu [-]

C = faktor ochranného účinku vegetace [-]

P = faktor protierozního opatření [-]

Problém může být v případě některých faktorů. Hodnoty C faktoru byly převzaty z USA a poprvé publikovány 1984. Od té doby nebyly ověřovány a proto bylo třeba provést toto ověření pro účely České Republiky (Dvořáková et al., 2012) a (Neumann et al., 2016). Na základě měření s dešťovým simulátorem byla vydána nová metodika s revidovanou hodnotou C faktoru pro Českou republiku (Mistr et al., 2018) a následně i metodika při různých způsobech zpracování povrchu (Mistr et al., 2021).

Na základě zkušeností s rovnicí USLE došlo k jejím úpravám v průběhu 90tých let. Výsledkem těchto úprav byla RUSLE (Revised Universal soil loss equation), tedy revidovaná rovnice ztráty půdy. Výhodou této metody je také to, že jde využít i na nezemědělské pozemky. Hlavními změnami byly úpravy jednotlivých faktorů detailněji viz (Renard, K. et al., 1991). V současné době nahradila v používání původní metodu USLE a je tak standardní metodou pro určování ztráty půdy.

Další metodou odvozenou z USLE je rovnice MUSLE (Modified Universal soil loss Equation), tedy modifikovaná rovnice ztráty půdy. Tato metoda jako jediná počítá množství sedimentu z přívalové srážky na základě transportního činitele a její výpočet je tak lehce odlišný od předchozích dvou metod. Pro určení objemu přímého a kulminačního odtoku může být využita například metoda CN křivek. O užití MUSLE ve světě se zabýval (Sadeghi et al., 2014).

Některé modely jsou založeny na USLE v některé z jejích variant. Jde například o model USPED (Mitas & Mitasova, 1998), Watem/SEDEM (Van Rompaey et al., 2001), SWAT (Arnold et al., 1995) a další.

3.4.2 Fyzikálně založené modely

LISEM

LISEM (Limburg soil erosion model) je jeden z prvních fyzikálně založených erozních modelů, který byl navržen pro plné propojení s aplikací GIS a využíval k tomu rastrovou vrstvu povrchu. Složí jako nástroj k navrhování vhodných opatření k ochraně půdy. Pro vertikální pohyb v půdě je použita jedna z následujících metod, podle lokálních podmínek: Richardsonova, Holtanova, nebo Green-Amptova, pro povrchový odtok pak využita metoda kinematické vlny (Jetten, 2002). Výpočet ztráty půdy je řešen metodou (Govers, 1990) a v případě poklesu transportní kapacity toku je usazování řešeno na základě usazovací rychlosti částic (de Roo et al., 1998). Model je poskytován zdarma jako open-source produkt.

KINEROS

Dalším modelem je KINEROS (kinematic runoff and erosion model) je vhodný pro výpočty do plochy cca 1000 ha (Smith et al., 1995). Tento model se v dnešní době používá v robustnější verzi Kineros2, se kterým lze provádět výpočty odtoku ztráty půdy z jednotlivé srážky na povodí až o velikosti 150 km² (Goodrich et al., 2012).

Model rozděluje povodí na nakloněné plochy a kanály, kdy je v kanálech koncentrován odtok z ploch. K výpočtu objemu povrchového odtoku využívá metody kinematické vlny. Při výpočtu ztráty půdy je nejdříve vypočten erozní účinek dopadu kapek a proudění vody na povrch půdy, a následně je využita transportní kapacita toku. Jelikož rovnice byly odvozeny pro hlubší průtoky, není jisté která metoda je nejvhodnější, a proto si uživatel může vybrat z několika metod, dle manuálu je uvedena metoda (Govers, 1990) a (Engelund & Hansen, 1967).

EUROSEM

Model EUROSEM (European Soil Erosion Model) vypočítává celkový odtok, celkovou ztrátu půdy a hydrogram z jednotlivé srážkové události a využívá plošný i rýhový odtok na svahu či malém povodí. Transportní kapacita toku je modelována pomocí vztahů založených na více než 500 experimentálních pozorováních mělkého povrchového odtoku (Morgan et al., 1998). Nevýhodou modelu je velké množství potřebných vstupních parametrů (Eslamian, 2014), což může být složité pro jednotlivé uživatele.

Při výpočtu povrchového odtoku je nejdříve čekáno na překročení infiltrační kapacity půdy, kde je pro infiltraci využita metoda dle (Smith & Parlange, 1978) a následně na zaplnění depresí povrchu. Následně je odtok rozdělen na plošný a rýhový, kdy je pro oba případy využito metody kinematické vlny. Model počítá ztrátu půdy odděleně pro plošný a rýhový odtok pomocí jiné metody. Pro rýhový odtok využívá metodu (Govers, 1990), pro plošný odtok využívá upravenou metodu dle (Everaert, 1991). V případě usazování částic v případě poklesu transportní kapacity je stejně jako v modelu LISEM řešeno usazování přes usazovací rychlost částic.

WEPP

Další velice známý je americký model WEPP (Water Erosion Prediction Project), který počítá na základě kontinuální sady dat pro jednotlivý svah či povodí. Model provádí vodní bilanci, výpočet eroze, ukládání sedimentu za využití plošného i rýhového odtoku (Flanagan & Livingston, S., 1995). Historii a vývoji tohoto modelu se věnuje (Flanagan et al., 2007).

Pro výpočet infiltrace je využita metoda Green-Ampt a pro povrchový odtok je využita metoda kinematické vlny. Výstupy z modelu tvoří informace o polohovém a časovém rozložení ztráty půdy a také její depozice. Pro výpočet transportu sedimentu je použita upravená Yalinova rovnice a výpočet toku vody i ztráty půdy je rozdělena na plošný a rýhový odtok. Výpočet obsahuje uvolnění částic dopadem kapky při plošném odtoku, odemílání dna při rýhovém proudění a usazování sedimentu (Flanagan et al., 2007). WEPP je velice komplexní model, který může poskytnout výsledky blízké skutečným jevům, je ale třeba vložit správné vstupní parametry, kdy některé z nich je složité správně určit.

EROSION 2D/3D

Modely ve verzi 2D a 3D vycházejí ze stejného základu, ale verze 2D je určena pro jednotlivé svahy, zatímco 3D je určena pro výpočet na celém povodí za využití aplikace GIS. Pro infiltraci je použit upravená Green-Amptova rovnice a pro proudění v půdě Darcyho rovnice. Povrchový odtok je založen na metodě kinematické vlny. Odnos materiálu je vypočten na základě erodibility povrchu a hybnosti toku.

Model je využíván pro předpověď eroze na zemědělských pozemcích. Je prováděn výpočet uvolňování půdních částic, jejich transport do vodní sítě, či jejich usazení na jiné části pozemku. Pro morfologické poměry ve verzi 3D je využit digitální model terénu. (Schmidt, 2000).

3.4.3 SMODERP

Název SMODERP je zkratkou pro celý název Simulační model povrchového odtoku a erozního procesu. Je vyvíjen na katedře hydromeliorací a krajinného inženýrství Fakulty stavební ČVUT v Praze (Holý, 1984)(Vrána et al., 1996) a jeho první verze vyšla 1989. Pomocí modelu je možné v současném stavu provádět srážko-odtokové výpočty na svahu, či na malém povodí do velikosti cca 1km² pomocí balíčku v prostředí ArcGIS.

Jedná se o dvourozměrný, fyzikálně založený epizodní model, který provádí výpočet na pozemku zadaného uživatelem. Výpočet probíhá v logických krocích, kdy je nejprve vypočítána účinná srážka dopadající na povrch, dále je vypočteno infiltrované množství pomocí Philipovy rovnice a následně je určen objem povrchového odtoku pomocí metody kinematické vlny. Detailní popis postupu výpočtu včetně historie a vývoje modelu popisuje ve své doktorské práci (Kavka, 2011), či je popsán v manuálu modelu (KHMKI, 2022).

Vstupy jsou rozděleny na 4 části

- Srážka – může být zadána libovolná intenzita srážky o požadované délce a proměnlivosti v čase.
- Morfologie – výpočet je prováděn na zadaném digitálním modelu terénu.
- Půdní vlastnosti – jedná se o hodnoty nasycené hydraulické vodivosti a sorptivity. Tyto parametry jsou nastaveny pro jednotlivé půdní druhy zařídění dle USDA a Novákovy klasifikace. Uživatel tedy vybírá pouze požadovaný půdní druh.
- Povrch a vegetace – v současné verzi jsou k dispozici čtyři možnosti: úhor, úzkořádkové plodiny, širokořádkové plodiny a travní porost. V další verzi může být tento seznam rozšířen dle potřeby.

Výstupy

Jako výstupy pro uživatele slouží především celkový objem povrchového odtoku a kulminační průtok na zadané lokalitě při zadané srážce. Na základě tečných napětí jsou pak doporučena místa, kde by bylo vhodné vybudovat opatření na přerušení proudění jako protierozní opatření.

Jako výstupy pro využití dalších metod, které ale nejsou zobrazeny pro uživatele, jsou výpočty následujících parametrů v každém časovém kroku: infiltrované množství vody, objem specifického odtoku, odtoková výška, celkový objem odtoku, bilance objemu vody s ohledem na přítok do buňky z předchozího kroku, rychlost povrchového odtoku a tečné napětí.

Kalibrace

Od svého prvního vydání prošel model řadou změn. Ověření modelu pomohl zejména experimentální výzkum na laboratorním a polním dešťovém simulátoru. Po získání základního souboru dat z laboratorního simulátoru provedl (Kavka, 2011)

kalibraci a následně (Neumann, 2013) provedl verifikaci za použití dat pořízených pomocí polního simulátoru. Následující kalibrace za použití dat z laboratorního i polního dešťového simulátoru byla provedena v roce 2015, kdy byl zároveň vnitřní výpočet modelu převeden do jednotek soustavy SI (Neumann, 2015). Tento převod si vyžádal změnu hodnot většiny vnitřních parametrů. Pro zachování užítelnosti modelu je třeba neustálá validace, případná kalibrace na souboru vhodných dat. Čím větší je datová základna, tím přesnější je ověřování modelu. Poslední kalibrace s rozdělením odtoku mezi rýhový a plošný byla provedena v (Kavka et al., 2022).

Vývoj

Detailní informace o vývoji modelu popisuje (Kavka, 2011). První verze pod označením 04.89 vznikla v roce 1989 v programovacím jazyce Fortran a měla dva submodely. První pro výpočet přípustné délky svahu a druhý pro výpočet odtokových charakteristik. Druhá verze pod označením IV. I/11-96 poskytovala pouze upravené uživatelské prostředí, ale nedošlo k úpravě vnitřních výpočtů. Obě verze byly pouze pro MS-DOS. Model prováděl výpočet ztráty půdy založený erozní účinnosti srážky a výpočtu transportní schopnosti povrchového odtoku. Verze 1.01 už byla vyvíjena v prostředí Windows v programovacím jazyce Visual Basic a vznikla v roce 1999. V této verzi bylo možné využít výpočtu pouze erozní ohroženosti a přípustných délek svahu. Následovala v roce 2001 aktualizace na verzi 2.20 s vylepšeným uživatelským rozhraním. Do zkušební verze 3.55 byl přidán výpočet odtokových charakteristik a následně byla aktualizována do stabilní verze 4.01. Poslední stabilní verze nese označení 5.01 a vyšla v roce 2010, v této verzi model již neudává ztrátu půdy, která byla odebrána na základě nepřesných výsledků. Od roku 2006 je vytvářena nová verze modelu v programovacím jazyce Visual Fox Pro s označením 10.01. Tato verze navazuje na předchozí verze a obsahuje rekalibrované parametry modelu (Kavka, 2011).

Nyní je k dispozici pouze nejnovější verze pod označením SMDOERP 10.01 a to ve verzi 1D a verzi 2D. Obě tyto verze jsou k dispozici včetně manuálu na stránkách katedry (KHMKI, 2022) Pro verzi 2D v prostředí ArcGIS nyní model pracuje nejenom s plošným, ale i se soustředěným odtokem (Kavka et al., 2013). Dalším plánovaným krokem je kromě výpočtu srážko-odtokových vztahů také možnost výpočtu ztráty půdy ze zadaného území. Nalezení vhodného vztahu pro výpočet odnosu sedimentu je účelem této práce. Tímto by se stal model vhodným nástrojem na posuzování

erozní ohroženosti území přímým výpočtem ztráty půdy na konkrétně zadaných srážkových událostech.

V poslední době je prováděn vývoj zejména SMODERP 2D jako balíčku pro aplikace GIS. V případě kalibrací je ale stále využíváno modelu SMODERP 1D, kde je pak princip převzat do aplikace 2D. SMODERP 1D provádí výpočet stejným způsobem jako verze 2D a je vhodný pro modelování povrchového odtoku a ztráty půdy na experimentálních plochách. Jde o stejný způsob, jakým byla kalibrována hydrologická část modelu. V poslední verzi model obsahuje rozdělení odtoku na plošný a rýhový na základě překročení tečného napětí a tvorby jedné erozní rýhy (Kavka et al., 2022). Pro účely této práce je uvažováno pouze s mělkým plošným odtokem po celé ploše. Implementace výpočtu pohybu sedimentu byla testována na modelu SMODERP 1D ve verzi 10.1 bez vzniku erozních rýh.

Výpočet ztráty půdy v prvních verzích modelu

Model nejdříve počítal rozrušení půdy na základě kinetické energie srážky, množství povrchového odtoku, náchylnosti půdy k erozi a faktoru vegetačního krytu (Vrána et al 2001 manuál SMODERP). Pro výpočet možného transportu půdních částic vodním tokem byla využita vzorec:

$$TC_{i,t} = b_0 O_{i,t}^{b_1} G_i^{b_2} \quad (2)$$

Kde:

$TC_{i,t}$ = transportní kapacita povrchového odtoku [$\text{kg m}^{-2} \text{min}^{-1}$]

$O_{i,t}$ = množství povrchového odtoku [$\text{l m}^{-2} \text{min}^{-1}$]

G_i = sklon vyšetřovaného svahu [%]

b_0, b_1, b_2 jsou parametry o hodnotách $b_0 = 5,494 \cdot 10^{-4}$, $b_1 = 1,24$, $b_2 = 1,49$

3.5 Fyzikálně založené metody pro výpočet ztráty půdy

Rovnice v pracích různých autorů mají často jiné jednotky, byla tedy snaha o využití základních jednotek SI, tam kde je to možné. V případě využití jednotek SI, či častěji využívaných jednotek jsou parametry popsány níže, v případě jiného rozměru jednotek je popis u každé rovnice zvlášť.

Význam jednotek a jejich rozměr:

A = průtočná plocha [m^2]

D_{50} = střední průměr zrna [m]

d_{50} = střední průměr zrna [μm]

D_{30} = střední velikost zrna, kdy hmotnostně 30 % je větších [m]

D_{90} = střední velikost zrna, kdy hmotnostně 90 % je větších [m]

DET = uvolňování částic půdy dopadem vodních kapek [g m^{-2}]

DF = uvolňování částic tokem vody [g m^{-2}]

g = gravitační zrychlení [m s^{-2}]

h = hloubka proudění vody [m]

KE = celková kinetická energie srážky [J m^{-2}]

O = omočený obvod [m]

q = jednotkový průtok [$\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$]

Q = celkový průtok [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]

q_s = jednotkový tok sedimentu [$\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-1}$]

q_b = objemový tok dnového sedimentu [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]

R = hydraulický poloměr [m]

s = poměr hustoty pevných částic a kapaliny ρ_s/ρ_f [-]

S = sklon [-]

TC = transportní kapacita toku čisté vody [kg m^{-3}]

TC_f = transportní kapacita toku vody obsahující sediment [kg m^{-3}]

u = průměrná rychlost proudění vody [cm s^{-1}]

V = průměrná rychlost proudění vody [m s^{-1}]

V^* = třecí rychlost [m s^{-1}]

v_s = usazovací rychlost částic [m s^{-1}]

Y = Shieldsovo číslo [-]

Y_{cr} = kritické Shieldsovo číslo (uvažováno dle doporučení 0,06) [-]

w = šířka toku [m]

ρ_f = měrná hmotnost vody [kg m^{-3}]

ρ_s = měrná hmotnost sedimentu [kg m^{-3}]

τ = tečné napětí [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$]

ω = energie toku [kg s^{-3}]

Ω = efektivní energie toku [$\text{kg}^{1,5} \text{s}^{-4,5} \text{m}^{2/3}$]

Základní výsledky rovnic jsou v prvním případě v TC , což je transportní kapacita kg m^{-3} , která vyjadřuje množství sedimentu, které je proud vody schopen unášet.

V druhém případě jde o q_s , což vyjadřuje tok sedimentu v $\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1} \text{m}$. Tyto veličiny lze mezi sebou přepočítat, tak lze využít přepočet:

$$TC = \frac{q_s w}{Q} \quad (3)$$

V případě výpočtu toku dnového sedimentu je přepočet proveden dle:

$$TC = \frac{q_b w \rho_s}{Q} \quad (4)$$

Je ovšem třeba vzít v úvahu co daná metoda počítá. V případě že je počítána energie toku je možné provést přepočet na TC. V případě využití koeficientů půdy a ochranného vlivu vegetace (například Kilinc and Richardson a Englund and Hansen) se jedná o skutečnou ztrátu půdy a hodnota TC v tomto případě neukazuje reálnou hodnotu, protože stejný tok vody by na ploše s jinou půdou, či jiným vegetačním pokryvem měl vyšší unášecí schopnost.

Uvolňování půdních částic

V případě, kdy je vypočítána transportní kapacita toku je třeba vypočítat i skutečné množství pevných látek, které jsou uvolněny dopadem vodních kapek a prouděním vody a které pak vodní tok může transportovat. Příklad výpočtu uvolňování částic dle modelu EUROSEM:

Nejdříve je vypočteno množství uvolněných částic dopadem vodní kapky dle:

$$DET = k (KE)e^{-bh} \quad (5)$$

Kde b je exponent, který je závislý na půdní textuře. Následně je vypočteno rozrušování půdy prouděním vody podle vzorce:

$$DF = \beta w v_s (TC - C) \quad (6)$$

Kde β je koeficient efektivity uvolňování částic vodním tokem a C je aktuální koncentrace sedimentu. Sečtením DET , DF a přítokem sedimentu z předchozího sedimentu je vypočteno množství uvolněných částic, které mohou být tokem vody dále unášeny. V těchto výpočtech je ovšem mnoho parametrů, které je obtížné správně určit pro danou srážkovou událost. Jak kinetická energie srážky, tak parametry koeficientu erodovatelnosti, které se mohou lišit nejen na typu půdy, ale také na plodině, která půdní povrch ovlivňuje a aktuální stavu půdy v závislosti na teplotě a současné vlhkosti půdy. V případě, že množství uvolněných částic je nižší než transportní kapacita toku, jsou veškeré částice transportovány a transportní

kapacita toku je nenaplněna. V opačném případě, kdy je množství uvolněných částic vyšší než transportní kapacita toku, pak je odneseno takové množství jako je transportní kapacita toku, která je naplněna.

Základní fyzikální vztahy

Jelikož jsou v rovnicích často opakovány základní vztahy, tak jsou nejprve tyto vztahy zde vysvětleny:

Energie toku ω je vypočtena podle vzorce:

$$\omega = \frac{\rho g Q S}{b} = \rho g q S \quad (7)$$

A následně může být přepočtena na efektivní energii toku:

$$\Omega = \frac{\omega^{1,5}}{R^{2/3}} \quad (8)$$

Tečné napětí je vypočítáno dle:

$$\tau = \rho_f g R S \quad (9)$$

R je hydraulický poloměr. Jelikož ale v našem případě mělkého povrchového toku je koryto uvažováno jako obdélníkové, pak platí že:

$$R = \frac{A}{o} = h \quad (10)$$

V^* je třecí rychlost

$$V_* = (g R S)^{0,5} \quad (11)$$

Y shieldsovo číslo

$$Y = \frac{V_*^2}{g D_{50} (s-1)} = \frac{\tau}{D_{50} (s-1) \rho g} = \frac{R S}{D_{50} (s-1)} \quad (12)$$

V rovnicích využívající Shieldsovo číslo je často porovnáváno s kritickým Shieldsovým číslem, které je závislé na Reynoldsově čísle podle Shieldsova diagramu, ale mnoha autory je uvažováno jako:

$$Y_{cr} = 0,06 \quad (13)$$

Vybírány byly metody, které byly využívány dalšími autory a bylo uvažováno jejich použití pro mělký povrchový odtok. Vybrány byly metody počítající transportní kapacitu toku, nebo tok sedimentu.

Některé metody byly již dříve testovány a zjištěna jejich nevhodnost (Boháč, 2016) pro spojení s modelem SMODERP, anebo jiní autoři hodnotili tyto metody jako nevhodné. Z dřívějšího testování metod byla určena metoda založená na metodě tečných napětí jako nevhodná, protože funguje pouze pokud je tečné napětí blízko kritickému napětí, a navíc je hodnota kritické hodnoty obtížně určitelná na základě vlastností půd a momentálních podmínek. Proto byla jako metoda zvolena unášecí schopnost toku, která byla brána jako naplněná. Ostatní modely počítají i uvolňování půdních částic pomocí dopadu kapky a proudící vodou. Tyto výpočty opět obsahují obtížně zjistitelné parametry a v předběžném testování na ploše úhoru bylo zjištěno, že toto uvolňování je daleko vyšší, než je samotná energie toku odpovídající naměřeným hodnotám. Proto je počítáno s tím, že při intenzivní srážce je energie toku naplněna a voda teda unáší tolik sedimentu, kolik je její maximální unášecí schopnost. Tímto způsobem je také možné určovat redistribuci sedimentu. V každé buňce se vypočítá unášecí energie a pokud je vyšší než v buňce předchozí, tak je toto množství z této buňky odplaveno. Naopak, pokud je množství sedimentu na přítoku vyšší, než kolik je v aktuální buňce (například změna sklonu na nižší hodnotu) je přebytečné množství v buňce usazeno. V případě rovných hodnot je usazování a ztráta půdy v rovnováze a probíhá pouze na dané buňce redistribuce v ploše dané buňky.

Dále jsou popsány metody, které byly uvažovány k výpočtu odnosu půdy. Posuzovány byly i jiné metody, které ale nakonec v této práci nebyly využity. Pro model SMODERP testoval dvě metody pro výpočet ztráty půdy (Boháč, 2016). Jednalo se o metodu dle Laursen – Copeland popsanou v (Haschenburger & Curran, 2012) a metoda dle Van Rijna (Rijn, 1984). Metoda dle Van Rijna uváděla velký rozptyl v modelovaných hodnotách. Někdy byl rozdíl modelované a změřené ztráty půdy až dvacetinásobný a nebylo možné tuto chybu opravit vložением opravného koeficientu. Metoda dle Laursen – Copeland vykazovala rozdíly dva až tři řády a pravděpodobně byl takto chybný výpočet, jelikož je metoda určena pro daleko hrubší frakci sedimentu. Další nalezené metody jako například metoda dle

Toffalettiho (Toffaletti, 1969) nebyla uvažována, jelikož rozděluje tok do 4 zón dle hloubky toku a v tomto případě se jedná o mělké povrchové proudění.

I když každý z následujících vztahů vychází z práce konkrétního autora v uvedený rok, tak se jejich vyjádření v pozdějších pracích liší. Může to být vylepšením dané metody. U každé rovnice jsou popsány i doporučené meze použití, které jsou různě detailně popsány pro jednotlivé vztahy, někteří nikoliv.

Govers (1990)

Jedná se o robustní a často využívaný vztah, který lze použít pro rozličné velikosti unášených částic a sklonů. Tento vztah uvažuje většina prací, která zkoumá rovnice na odnos půdy erozním procesem. Výhodou rovnice je také malý počet vstupních parametrů – sklon, rychlost proudění, střední velikost zrna a hustota sedimentu. Rovnice byla odvozena na základě měření na plochách s délkou 6 metrů a vrstvou materiálu vybrané frakce při celkovém počtu 436 experimentů (Govers, 1990).

Pro tuto rovnici jsou doporučené podmínky použití na základě experimentů, ze kterých vycházejí a to: materiál v rozmezí hlinitá frakce až hrubý písek, sklon $1^\circ - 12^\circ$ a průtok $2-100 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Maximální koncentrace sedimentu 0,32 (s vyšší energií toku už se koncentrace nezvyšuje). Výpočet není možný při toku s energií nižší než $0,4 \text{ cm s}^{-1}$ a není pravděpodobně možné jej používat při velmi malé energii toku pod přibližně $0,7 \text{ cm s}^{-1}$, kdy model nadhodnocuje oproti experimentálnímu výzkumu (Govers, 1990). Tuto rovnici pro výpočet odnosu sedimentu využívá také model EUROSEM pro výpočet odnosu půdy při plošném odtoku (Morgan et al., 1998).

Metoda je založena na energii toku (Govers, 1990) a její hlavní rovnici popisuje (Hessel & Jetten, 2007) a další jako:

$$TC_f = c (S u - S u_{cr})^d \rho_s \quad (14)$$

Kdy tato rovnice uvažuje transportní kapacitu vody již obsahující sediment a transportní kapacita čisté vody pak může být vypočítána jako:

$$TC = \frac{TC_f}{\left(1 - \frac{TC_f}{\rho_s}\right)} \quad (15)$$

V případě transportní kapacity, která byla na experimentálních plochách vypočítána je rozdíl TC_f a TC menší než 1 %. c a d jsou empiricky stanovené parametry, které jsou vypočítány ze střední velikosti částice podle vztahů:

$$c = \left(\frac{d_{50+5}}{0,32} \right)^{-0,6} \quad (13)$$

$$d = \left(\frac{d_{50+5}}{300} \right)^{0,25} \quad (14)$$

Kritická energie toku, při které nastává pohyb částic je stanovena jako:

$$S u_{cr} = 0,4 \quad (16)$$

Kilinc and Richardson (1973)

Data byla odvozena od experimentálních měření provedených na žlabu 1,2 m hlubokém, 1,5 m širokém a 4,9 m dlouhém se sklonem 5,7 – 40 % a intenzitou srážky 30-120 mm h⁻¹. Toto jsou hodnoty, které autoři doporučují jako vhodné podmínky použití spolu s maximální Reynoldsovým číslem o hodnotě 130. Autoři poznamenávají, že empirické parametry může být potřeba modifikovat pro různé půdní podmínky. Jako hlavní faktory ovlivňující erozní proces určily rychlost proudění, sklon povrchu a intenzitu srážky. V práci je popsáno provedení 24 experimentů (6 sklonů a 4 intenzity srážky), ovšem z práce není jasné, jestli bylo provedeno pouze těchto 24 experimentů, nebo byly provedeny v několika repetičích (Kilinc & Richardson, 1973).

Jedná se o rovnici, která pro výpočet využívá pouze sklonu a průtoku doplněných o empirické parametry. Původně byla tato metoda odvozena pro pískovou frakci (Kilinc & Richardson, 1973), ale později (Julien, 1995) upravil vztah i pro zrna menších průměrů. Rovnice počítá na základě sklonu a průtoku, kde parametry K C P v sobě zahrnuje erodibilitu půdy, způsob obdělávání a povrch plochy, což odpovídá faktorům K C P z modelu USLE a jde zde o kalibrační parametr. Metodu ve finální úpravě udává (Ogden & Heilig, 2001) i (Van et al., 2021) (který už ale místo koeficientů K, C a P uvádí pouze jeden koeficient K jako kalibrační parametr erodibility) takto:

$$q_s = 2,55 \cdot 10^7 q^{2,035} S^{1,664} \frac{K C P}{0,15} \quad (17)$$

K, C, P jsou kalibrační faktory dle USLE v rozmezí 0-1

Oproti původnímu zápisu byla upravena konstanta z hodnoty 25 500 na hodnotu 2,55 10⁷, čímž se výsledek rovnice sjednotil v jednotkách k ostatním rovnicím.

Původní jednotka ztráty půdy v (Orden and Heiling, 2011) byla $t\ m^{-1}\ s^{-1}$ a po úpravě je stejně jako v ostatních rovnicích v jednotkách $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$.

Schoklitsch (1962)

Tato rovnice vycházející z výzkumu (Schoklitsch, 1962), kde ovšem v originální práci z dostupných zdrojů nebyly dohledány původní vztahy ani popis experimentů k tomu využitých. (Langendoen et al., 2014) popisuje použitelnost v rozmezí 0,305 – 7,02 mm. K této rovnici není k dispozici mnoho doplňujících informací. I když je rovnice určena pro mnohem hrubější frakci zrn, tak jelikož je často uvažována ostatními autory, tak byla tato metoda ověřována i v této práci.

Rovnici udává (Hessel & Jetten, 2007) ve tvaru:

$$q_s = 2,5 \rho_f S^{1,5} (q - q_{cr}) \quad (18)$$

Kde kritická hodnota průtoku je vypočítána ze vztahu:

$$q_{cr} = 0,26 (s - 1)^{5/3} D_{40}^{3/2} S^{-7/6} \quad (19)$$

Low (1989)

Pokusy byly prováděny s částicemi o specifické hmotnosti $s = 1 - 2,5$ z extrudovaného plastu ve tvaru válečků a jednotné velikosti zrna 3,5 mm v průměru a výšce. Experimentální žlab byl 6 m dlouhý (efektivní využitá délka 3,6 m) a 0,155 m široký. Jednalo se o velké průtoky (řádově $5-30\ l\ s^{-1}\ m^{-1}$) a nízké sklony okolo 1 % (Low, 1989). V práci porovnává autor naměřené výsledky se známými metodami určování odnosu materiálu. I když se vzhledem k velikosti průtoku a velikosti zrn dalece lišíme od jevů, které nastávají při povrchovém odtoku, je rovnice posuzována kvůli častému zmiňování v pracích ostatních autorů. V práci se nenachází samotná rovnice, ale s odkazem na tuto práci ji uvádí (Hessel & Jetten, 2007) ve tvaru:

$$q_b = \frac{6,42}{(s-1)^{0,5}} (Y - Y_{cr}) D_{50} V S^{0,6} \quad (20)$$

Abrahams (2001)

Tento model byl navržen na základě 1295 experimentálních měření ve žlabu 5,2 m dlouhém, 0,4 m širokém, hloubkou proudění 3,4 – 43,4 mm, rychlosti 0,09-0,62 m s⁻¹, ve sklonu 2,7 – 10°, velikostí zrn 0,098 – 1,16 mm při intenzitě srážky 54, 108 a 162 mm h⁻¹ (Abrahams et al., 2001).

Tento model je navržen pro výpočet transportní kapacity turbulentního plošného a mezi-rýhového odtoku, kde na základě smykového napětí je vypočítáván celkový odnos sedimentu. Metoda je založená na práci (Abrahams et al., 2001), kde jsou také detailně popsány jednotlivé parametry. Rovnici využívá ve své práci (Hessel & Jetten, 2007) ve tvaru:

$$q_b = a D_{50} V_* Y \left(1 - \frac{Y_{cr}}{Y}\right)^b \left(\frac{V}{V_*}\right)^c \left(\frac{w_i}{V_*}\right)^d \quad (21)$$

Kde a, b, c, d jsou empiricky stanovené parametry. Byly použity doporučené hodnoty parametrů pro holou půdu a to: a = 1, b = 3,4, c = 1 a d = 0

Usazovací rychlost částice je vypočtena jako:

$$w_i = (g (s - 1) D_{50})^{0,5} \quad (22)$$

Rickenmann (1990)

Metoda vznikla během doktorské práce na základě experiment na žlabu (Rickenmann, 1990) o délce 5m, šířce 20 cm a hloubce 40 cm. Zrnitost materiálu byla charakterizována jako D₉₀ 0,012 m, D₃₀ 0,0087 m a D₉₀/D₃₀ 1,38. Sklon není v práci přesně popsán, ale z popisu vyplývá, že byly použity sklony 7-20 %. Metodou rozpuštěné soli byla měřena i rychlost povrchového odtoku. Počet pokusů není v práci jasné popsán, ovšem každý byl opakován 12x – 20x a bylo minimálně 6 pokusů, které jsou v práci více zmíněny. Tato rovnice je odvozena pro větší průtoky a větší zrna, ovšem protože jí uvažují i jiné práce studující erozní účinek povrchového odtoku, tak byla přidána mezi vybrané metody.

V této rovnici je místo střední velikosti zrna použit poměr hodnot D₃₀ a D₉₀, které nejsou tak často běžně stanovány. Rovnice je popsána v (Hessel & Jetten, 2007; Rickenmann, 1990) shodně jako:

$$q_b = \frac{12,6}{(s-1)^{1,6}} \left(\frac{D_{90}}{D_{30}}\right)^{0,2} (q - q_{cr}) S^2 \quad (23)$$

A kritická rychlost proudění, při níž dochází k erozi je stanovena jako:

$$q_{cr} = 0,065 (s - 1)^{1,67} g^{0,5} D_{50}^{1,5} S^{-1,12} \quad (24)$$

Yalin (1963)

Doporučena velikost zrna 0,3 – 28,6 mm.

Yalinova rovnice (Yalin, 1963) je metoda založena na fyzikálních principech, kterou využívá ve svém výpočtu například model WEPP, nebo CREAMS. Rovnici uvádí (Hessel & Jetten, 2007) ve tvaru:

$$q_s = (\rho_s - \rho_f) D_{50} V_* P \quad (25)$$

$$P = 0,635 \left(\frac{Y}{Y_{cr}} - 1 \right) \left(1 - \frac{\ln(1+as)}{as} \right) \quad (26)$$

$$as = \frac{2,45}{s^{0,4}} \sqrt{\frac{Y}{Y_{cr}} - 1} \quad (27)$$

Bagnold (1980)

Výzkum je založený jak na datech z experimentálního žlabu, tak na datech z mnoha řek v přirozených podmínkách. Hodnoty s hvězdičkou odpovídají standardním hodnotám z vybraných experimentů (Bagnold, 1980). Vzhledem k referenčním hodnotám je tato rovnice určena spíše pro větší průtoky a hrubší zrna. Tato rovnici ve své práci uvádí (Hessel & Jetten, 2007) ve tvaru:

$$q_s = q_{s*} \left[\frac{\omega - \omega_{cr}}{(\omega - \omega_{cr})_*} \right]^{\frac{3}{2}} \left(\frac{h}{h_*} \right)^{-\frac{2}{3}} \left(\frac{D_{50}}{D_*} \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (28)$$

$$\omega_c = 0,004 \rho g R \quad (29)$$

Hodnoty zjištěné při experimentálním měření (Bagnold, 1980) a dle (Hessel & Jetten, 2007) dosazené do rovnice:

$$h^* = 0,1 \text{ m}$$

$$q_{s*} = 0,1 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$$

$$(\omega - \omega_{cr})_* = 0,5 \text{ kg s}^{-3}$$

$$D^* = 0,0011 \text{ m}$$

Engelund and Hansen (1967)

Udává odnos půdy pro různé velikostní frakce, pro účely této práce byla uvažována pouze jedna frakce o velikosti zrna D_{50} tak, jako u ostatních rovnic.

Práce vychází z výzkumu (Engelund & Hansen, 1967). Experimentální data jsou zde zmíněna, ale není jasné, jestli slouží k vytvoření této metody. Jde o monografii, která má sloužit jako učební pomůcka a jsou zde vysvětleny obecně známé principy. Nejsou proto ani vysvětleny podmínky doporučeného použití, za kterých byla tato rovnice odvozována. Rovnice byla převzata z (Van et al., 2021), který ji uvádí ve tvaru:

$$q_s = \rho_s K \frac{0,05 V^2 h^{1.5} S^{1.5}}{(s-1)^2 D_{50} \sqrt{g}} \quad (30)$$

K je kalibrační parametr obdobný jako v metodě dle Kilinc and Richardson. Není zde ovšem uvedeno, jestli jde o parametr K dle metody USLE.

Everaert 1991

Výzkum byl prováděn na malých o rozměrech 5 x 30 cm (experimenty bez srážky) a 12 x 100 cm (experimenty se srážkou). Jako unášený materiál byla použita zrna o velikosti 33-390 μm . Odtok z plochy byl v rozmezí 0,2-2,5 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ a sklony 2°, 4°, 6°, 8°, a 10°. V případě experimentů se srážkou byla využita intenzita deště 60 mm h^{-1} (Everaert, 1991).

Ve své práci uvádí 2 vztahy s ohledem na velikost částic, kdy první rovnice je pro zrna velikosti 33-122 μm , a druhá pro velikost zrn 190-390 μm . S ohledem na znalost velikosti zrn na experimentálních plochách byla užita pouze rovnice pro menší zrna ve tvaru:

$$q_s = 1,977 \cdot 10^{-7} \Omega^{1,044} d_{50}^{0,478} \quad (31)$$

Kde:

V původní práci byl tok sedimentu q_s v jednotkách ($\text{g cm}^{-1} \text{s}^{-1}$) a pro sjednocení v této práci byl proveden přepočet. První parametr byl změněn z $1,977 \cdot 10^{-6}$ na $1,977 \cdot 10^{-7}$ a jednotka q_s tak odpovídá rozměru ostatních rovnic uvedených v této práci.

V práci (Everaert, 1991) není uveden rozměr všech parametrů, ale dle zápisu v práci je pro výpočet efektivní energie toku Ω v třeba dosadit ρ_f v [g cm^{-3}], gravitační zrychlení v [cm s^{-2}] a průtok v [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-1} \text{s}^{-1}$].

4 Měření na dešťových simulátorech

Pro možnost porovnat objem povrchového odtoku a množství sedimentu mezi skutečným jevem a výpočtem pomocí matematického modelu bylo třeba provést experimentální výzkum, při kterém byly požadované veličiny měřeny. V kapitole 3.3 byly uvedeny obecné příklady jakými způsoby je možné sledovat erozi. Pro účely této práce byla využita data pořízená pomocí dešťových simulátorů ČVUT. Tato data jsou dále použita pro ověření množství splavenin v povrchovém odtoku vypočítaných pomocí jednotlivých metod. Zároveň byly měřeny další veličiny jako rychlost povrchového odtoku a střední velikost zrna (získaná z křivky zrnitosti splavovaného sedimentu), což jsou časté vstupy do metod počítajících objem sedimentu v povrchovém odtoku. V této kapitole jsou detailně popsány výzkumná zařízení, postup měření a naměřené výsledky, které jsou následně využity pro modelování.

4.1 Přístrojové vybavení a metody

V této podkapitole jsou popsány jak zařízení a metody, které byly pro experimentální výzkum použity, tak metodika měření.

4.1.1 Měření půdních a odtokových charakteristik

Mezi hlavní půdní charakteristiky patří objemová hmotnost, hustota, křivka zrnitosti, počáteční vlhkost půdy a hydraulická vodivost. Tyto charakteristiky byly v průběhu měření monitorovány.

Objemová hmotnost a hustota

Pro zjištění objemové hmotnosti byla použita metoda odběru Kopeckého válečku. Tyto vzorky byly odebrány okolo experimentálních ploch a následně v laboratoři analyzovány. Ze znalosti známého objemu válečku a jeho přesného zvážení po vysušení byla stanovena objemová hmotnost. Pro zjištění hustoty materiálu bylo využito pyknometru.

Počáteční vlhkost

Pro zjištění vlhkosti půdy byly použity dvě metody měření. První využívá již odebraných Kopeckého válečku, kde se aktuální vlhkost zjišťuje poměrem hmotnosti půdy v přirozené vlhkosti a půdy vysušené při 105 °C. Druhým způsobem bylo využití přístroje na bázi elektrické vodivosti Hydrosense II, který ukazuje okamžitou vlhkost

během několika vteřin. V tomto případě bylo v ploše změřeno pravidelně rozmístěných 10 bodů, pro výpočet průměrné hodnoty. Stejnou metodou také během experimentů probíhalo kontinuální měření vlhkosti (čidla Terros 10).

Nasycená hydraulická vodivost

V prvních letech měření na polním simulátoru byla pro určení hodnoty nasycené hydraulické vodivosti využíváno dvouválcové zkoušky. Později byl zakoupen přístroj Saturo, který je autonomní a po nastavení delší dobu měří hydraulickou vodivost bez potřeby zásahu pracovníka. Obě metody měří rychlost úbytku vodní hladiny na povrchu půdy. Tato hodnota slouží jako vstupní hodnota do modelu SMODERP, pokud není změřená v terénu je využita z tabulky doporučených hodnot.

Měření křivky zrnitosti

Pro měření křivky zrnitosti a z ní pak zejména vycházející střední velikost zrna byla využita kombinace metod na měření hrubé frakce a jemné frakce. Pro měření hrubé frakce byla použita metoda prosévání na normované sadě sít. Touto metodou byla měřena zrna do minimální velikost 2 mm (difraktometr), anebo 0,1 mm pro hustoměrnou zkoušku.

Pro měření jemné frakce bývalo dříve využíváno hustoměrné zkoušky v odměrném válci. Od druhé poloviny roku 2018 je pro měření zrnitostního rozložení jemné frakce místo usazovací zkoušky používán laserový difraktometr Mastersizer 3000 od firmy Malvern, který velice zjednodušuje a zrychluje toto měření. Mezi metodami je rozdíl a vykazují lehce rozdílné výsledky, proto je třeba toto uvažovat v případě porovnávání dat. Jde zejména o nadhodnocování nejjemnější frakce pomocí měření hustoměrem. Křivky zrnitosti využity v této práci byly změřeny pouze na přístroji Mastersizer 3000.

Pro zjištění křivky zrnitosti v laserovém difraktometru byl vzorek usazen a po odebrání vody byl ponechán na vzduchu na vysušení. Před vložením do difraktometru byla do vzorku přidána voda a vzorek byl důkladně promíchán při konzistenci husté kaše a požadované množství bylo vloženo do zásobníku přístroje. Poté byla změřena čára zrnitosti v pěti opakováních a následně byl zapnut ultrazvuk pro rozbití půdních agregátů, během kterého byl pozorován vliv rozbíjení agregátů na změnu křivky zrnitosti a následně po 3 minutách bylo měření opět 5x zopakováno. Splavovány jsou agregáty, jenže při vysušení není jisté, které agregáty byly

v povrchovém odtoku a které vznikly až při vysušení. Vyhodnocena byla jak data s nerozbitými agregáty, tak s rozbitými.

Měření povrchové rychlosti

Rychlost proudu vody značně ovlivňuje její unášecí schopnost a tato hodnota je tedy pro výpočet ztráty půdy velice důležitá. Při experimentech, kdy to bylo možné (měření znemožňovala například vzrostlá vegetace), byla měřena rychlost povrchového odtoku. Pro toto měření byly užívány 2 metody. Nejčastěji byla využívána metoda barevného traceru, kdy byl na plochu aplikován roztok barviva a byl měřen čas, za jaký toto barvivo v toku urazí vzdálenost jednoho metru. Druhým způsobem bylo užití solného roztoku s následným měřením konduktivity na výtoku z experimentální plochy. Porovnání obou metod provedl (Neumann & Kavka, 2015).

Z porovnání metod vyplývá skutečnost, že měření pomocí změny konduktivity vždy ukazuje menší rychlost povrchového odtoku. Záleží také, jestli se bere jako hodnota rychlosti čelo nástupu konduktivity, nebo její kulminace. Jelikož v modelu považujeme proudění za plošné, byla využívána hodnota kulminace. Barevný tracer ukazuje pouze nejrychlejší proudění v preferenčních cestách (rýhách). Z měření vychází, že průměrná objemová rychlost je průměrně 45% rychlosti změřené pomocí barevného traceru (Neumann & Kavka, 2015). Rychlosti měřené barevným tracerem byly touto hodnotou upravovány. Při měření je třeba vzít v úvahu i to, že záleží, jaký pracovník měření provádí a vnese tam subjektivní chybu. Je vhodné, pokud je to možné, aby prováděl měření rychlosti stále ten samý pracovník.

4.1.2 Polní dešťový simulátor ČVUT

Zařízení polního dešťového simulátoru (Obrázek 1) zkonstruovala pro FSv ČVUT firma OZB Chrášťany v roce 2012 (Kavka et al., 2012). Obdobný simulátor vlastní i Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, se kterým byla navázána spolupráce. Pomocí tohoto zařízení je možné provádět experimenty v přírodních podmínkách na neporušeném půdním vzorku, což je důležitý zdroj informací. V roce 2015 byla provedena úprava a modernizace zařízení, kdy byl zvýšen počet trysek a sníženy jejich rozestupy a zejména přidání počítačového ovládání zařízení (Nývlt & Kavka, 2016). Hlavní údaje o zařízení jsou detailněji popsány v (Kavka et al., 2015) (Kavka et al., 2018).



Obrázek 1: Polní dešťový simulátor Fsv ČVUT během měřicí kampaně. Vpravo je přívěs s elektronikou, zásobníkem na vodu a čerpadlem vody. Rameno simulátoru je nad experimentální plochou a v levé části je vidět pracovníky odebírající povrchový odtok z plochy. (foto T. Laburda)

Tvorba Srážky

Pro tvorbu dešťových kapek byly použity trysky SS Full Jet WSQ 40. Zpočátku byly pro zařízení využity 4 trysky v rozestupu 2,4 m, nyní je použito 9 trysek v rozestupu 1,2 m pro lepší rozložení srážky na experimentální ploše (Bauer et al., 2016). Všechny experimenty použité v této práci byly prováděny na nově upraveném zařízení. Tlak v systému je konstantní a intenzita srážky je nastavena poměrem času, kdy jsou jednotlivě trysky otevřené a zavřené. Zavírání přívodu vody do trysky je prováděno pomocí elektromagnetického ventilu před každou tryskou ovládaného počítačem. Vodu do systému dodává benzínové tlačné čerpadlo. Srážka je nastavitelná v rozmezí 20-160 mm h⁻¹ a kinetická energie srážky je 10 J m⁻² mm.

Ovládání zařízení

Původní manuální ovládání bylo nahrazeno počítačově řízeným ovládáním. V průběhu experimentu je možné přístroj ovládat pomocí zařízení jako notebook, tablet či mobilní telefon. Nastavená požadovaná hodnota tlaku je hlídána tlakovým senzorem a je automaticky vyrovnávána, je možné ale také manuálně zasáhnout a manuálně upravit hodnotu tlaku. K dispozici jsou scénáře ovládání ventilů trysek

pro jednotlivé intenzity srážky, stačí tedy vybrat zvolenou intenzitu a počítač již sám kontroluje správnou funkci.

Díky jednoduché přemístitelnosti a stavbě zařízení je možné provádět experimenty v téměř libovolné lokalitě. Vzhledem k velikosti experimentální plochy a nejčastěji užívané srážce 60 mm h^{-1} je velmi vysoká spotřeba voda, přibližně $1,4 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Je tedy vhodné provádět experimenty v blízkosti vodního zdroje. Samotné experimenty jsou také náročné na počet pracovníků a čas. Minimální nezbytně nutný počet pracovníků pro provádění simulace jsou čtyři, ovšem vzhledem k dalším potřebným pracím byl průměrný počet pracovníků při výjezdu osm. S tímto zařízením byly provedeny experimenty například na účinek vegetačního krytu zemědělské půdy, které uvádí ve své práci (Davidová et al., 2015). V průběhu let experimentování probíhali drobné úpravy zařízení, které neměly výrazný vliv na funkčnost zařízení. Zejména jde o zjednodušování obsluhy a odolnější konstrukci zařízení.

Limitem pro zařízení je sklon svahu a nutnost přítomnosti vozíku za auto s ovládací jednotkou simulátoru poblíž zařízení. Vzhledem k velikosti není možné toto zařízení používat například v lese a ve vinicích byla práce velmi náročná, zároveň bylo možné provádět experimenty pouze na okraji vinice. Zařízení je naopak velmi vhodné na provádění experimentů na volných plochách se sklonem do cca 10° . Může se jednat například o ornou půdu, nebo louky.

Experimentální plochy

Od počátku experimentů s dešťovým simulátorem je užívána experimentální plocha o rozměrech $2 \times 8 \text{ m}$ s delší stranou rovnoběžnou se sklonem svahu. Povrch experimentální plochy tvoří přirozená vegetace v neporušeném stavu, kultivovaný úhor nebo travní povrch. Ve všech případech byly před prvními experimenty plochy ohraničeny plechovými zábranami, které tam zůstali po celou měřičskou sezonu, nebo při nedostatku materiálu byly plochy viditelně označeny. Pokusy byly prováděny stále na stejné ploše a do plochy nebylo vstupováno, aby nebyla vegetace ovlivněna zvláštními vnějšími zásahy.

Když jde o plochu kultivovaného úhoru, která odpovídá zemědělské ploše po přípravě k setbě, tak ta byla připravována vždy nově před každým experimentem. Povrch zbavený vegetace byl nejdříve rozrušen kultivátorem do hloubky přibližně 10 cm , urovnán a následně uhuťněn ručním válcem naplněným vodou. Tento povrch

slouží jako experiment na holé půdě, ale také jako referenční hodnota k porovnání ochranného účinku vegetace.

V případě plochy s vegetací jde o vegetaci v přirozeném stádiu vývoje v přírodních podmínkách. Se zemědělským družstvem byla navázána spolupráce a experimentální plochy byly obhospodařovány stejně jako velké celky osazené danou plodinou. V předem určeném vývoji vegetace dle charakteristiky BBCH (fenologická fáze vývoje rostliny) byly provedeny experimenty, kdy byla určena přesná fenofáze vývoje rostlin. Na každé plodině byly prováděny 3 měření, kdy se jednalo o ranou, střední a pozdní část vývoje tak, aby byly ověřeny změny účinného ochranného faktoru vegetace v průběhu fenologického cyklu.

Půdní charakteristiky

Při provádění experimentů byly zkoumány charakteristiky půdy na dané lokalitě. Z výsledků vyplývá, že půda je charakterizována jako hlína s obsahem písku 32,9 %, prachu 56,6 % a jílu 10,5 %, organický uhlík 1,49 %. Objemová hmotnost byla v plochách variabilní v závislosti na aktuálních podmínkách. Hodnoty v průběhu kampaní byly v rozmezí 1000-1600 kg m⁻³. Hustota půdy je 2 660 kg m⁻³.

Metodika měření

Před samotným experimentem je třeba kromě připravení simulátoru na provedení experimentu získat počáteční údaje půdy, jako je například počáteční vlhkost půdy. Zároveň je popsán typ povrchu a jeho stav, v případě vegetace provedeno jeho fotografování. Dále je zapsán sklon svahu a intenzita užití srážky. V případě experimentů na lokalitě Řisuty byla srážka vždy konstantní o intenzitě 60 mm h⁻¹ a sklon svahu 9 %. Všechny tyto hodnoty, stejně jako měřené veličiny následně popsané jsou důležité pro ověření vstupů do metod modelování eroze. V průběhu experimentu byly měřeny následující veličiny:

- **Měření objemu povrchového odtoku**

Prvním sledovaným parametrem je samotný začátek povrchového odtoku. Jedná se o čas, kdy začíná spodním výtokem z experimentální plochy odtékat srážková voda. Následně je měřen celkový objem povrchového odtoku a jeho rozložení v čase. Odtok se po určité době ustálí na konstantní hodnotě, kdy se infiltrace rovná nasycené hydraulické vodivosti a zbylá srážková voda odtéká v konstantním množství (uvažujeme-li konstantní srážku). Vzhledem k velikosti plochy a intenzitě

srážky není možné odebrat celkový objem povrchového odtoku, protože se jedná často o více jak deset litrů za minutu. Proto je odebírán vzorek o objemu 1 l, nebo 2 l a je měřena doba odběru toho vzorku. Následně je ze znalosti objemu a času vypočítán objemový průtok.

- **Měření množství splavenin**

Vzorky odebrané na zjištění objemu povrchového odtoku byly využity i pro zjištění množství splavenin. Vzorek po změření jeho objemu byl přefiltrován přes filtrační papír (KA-3 M, Papírny Pernštejn), následně vysušen na 105 °C a zvážen, více viz (Neumann, 2013) a (Vláčilová, 2013). Celkový odnos sedimentu za úsek je poté dopočítán přepočtem na celkový objem povrchového odtoku.

- **Zrnitostní složení částic v povrchovém odtoku**

Měření zrnitostního rozložení začalo až v roce 2019. Díky zakoupení nového přístroje bylo možno měření provádět daleko rychleji a bylo možné tedy zpracovat daleko větší množství vzorků než dříve. V průběhu experimentů ve stanovených úsecích na počátku, uprostřed a na konci experimentu byly odebírány vzorky na zjištění křivky zrnitosti částic v povrchovém odtoku. Vzorek byl odebrán stejně jako vzorky na množství nerozpuštěných látek, a následně v laboratoři připraven a analyzován na přístroji Mastersizer 3000 s metodikou popsanou výše.

4.1.3 Laboratorní simulátor

Toto zařízení je od roku 1999 umístěno ve vodohospodářské hale budovy D v areálu FSv ČVUT v Dejvicích. Jde o typ „Norton ladder rainfall simulator“, který je osazen osmi kyvnými tryskami VeeJet 80100 a šesti tryskami SS WSQ 40 a pádovou výškou 2,43 m. Zkonstruován byl z komponentů dodaných z USA na základě obdobného simulátoru, který se nachází na univerzitě BOKU ve Vídni (Paříková, 2001). Původně bylo celé zařízení na sklopné plošině, která umožňuje proměnný sklon v rozmezí 0° - 8°. Výhodou tohoto zařízení je především snadná dostupnost (nachází se v budově školy), lehká změna sklonu plochu a nízký počet potřebných pracovníků. S tímto zařízením je každoročně prováděno velké množství experimentů. Podrobnější popis o provedených experimentech uvádí (Laburda, 2014). V této podobě byl simulátor používán do rok 2018.

V průběhu roku 2018 byl simulátor přestavěn (Obrázek 2) při zachování původních charakteristik. Zejména se zjednodušilo ovládání pomocí PC a přístroj sám

zaznamenává měřené hodnoty. Připojena je chladicí jednotka, která umožňuje zmrazování a zahřívání půdy v rozmezí přibližně $-15 - +40$ °C. Nyní je možné využívat sklon $0^\circ - 40^\circ$ a velikost kontejneru se mírně zvětšila na $4 \times 1 \times 0,2$ m (Kavka et al., 2019). K původním tryskám Veejet 80010, které pracují stejně jako na původním zařízení, byly přidány trysky SS Full Jet WSQ 40, které jsou používány na polním simulátoru ČVUT. Toto rozšíření je děláno kvůli možnosti užití stejných charakteristik srážky jako na polním simulátoru, a tedy jednoznačné porovnatelnosti výsledků.



Obrázek 2: Laboratorní simulátor Fsv ČVUT připraven k experimentu. Vlevo experiment před přestavbou, vpravo simulátor po přestavbě ve sklonu 30° . (foto T. Laburda a M. Neumann)

- **Tvorba srážky**

- **Kyvňý systém**

- Pro tvorbu kapek je použito 8 trysek Veejet 80010 rozdělených na dvě čtveřice. Trysky mají stálý průtok a intenzita je nastavena pomocí počtu kyvů nad experimentální plochou. Přebytečná voda, kterou trysky vyprodukují v krajní poloze je vedena zpět do zásobní nádrže. Nastavitelná intenzita je $40-80 \text{ mm h}^{-1}$. Kinetická energie srážky je $11,2 \text{ J m}^2 \text{ mm}^{-1}$.

- **Pulzní systém**

- Jde o stejný systém, který je využit na polním simulátoru. Šest trysek Spraying System WSQ40 je umístěno ve výšce $2,5 \text{ m}$ nad povrchem. Srážka se

nastavuje poměrem času otevření a zavření trysek. Nastavit lze intenzity 20-160 mm h⁻¹. Kinetická energie srážky je 5,7 J m⁻² mm⁻¹.

- **Experimentální plocha**

Původní kontejner byl umístěn uprostřed sklopné plošiny a měl rozměry rozměrech 4 x 0,9 x 0,2 m. Obsahuje vzorek testované půdy, který je podložen 5cm drenážní vrstvou písku a je odebíráno a měřeno množství perkolované vody.

Nový kontejner obsahující i chladící rošt má rozměry 4 x 1 x 0,2 m a obsahuje drenážní vrstvu stejně jako starý kontejner.

Půdní charakteristika:

Pro tuto práci byly využity dva datasety měření. První na půdě využitě na stabilním simulátoru v lokalitě Jirkov, kde bylo využito pulzního systému a sklonu 10° a 20°. Příprava plochy byla totožná jako na lokalitě Řisuty a Jirkov.

Druhá půda byla odebrána v lokalitě Řisuty a v tomto případě byl využit kyvný systém tvorby srážky. Tyto experimenty byly ve sklonu 4°, 6° a 8°. V tomto případě nebyla plocha připravena podle stejné metodiky, protože jde o starší set měření. Půdy byla nakypřena a po prvním zadeštění byla ponechána na vyschnutí a další experimenty byly prováděny na této zakrustované půdě. Experimenty uvedeny v této práci byly prováděny na zakrustované půdě.

4.1.4 Venkovní simulátor na stálých plochách v Jirkově

Tři totožné simulátory jsou umístěny na stálých plochách v areálu Strix Chomutov a.s. v Jirkově (Obrázek 3). Experimentální plochy jsou tvořeny kontejnery v rozdílných sklonech a to 1:2,5 (21,8°), 1:1,75 (29,7°) a 1:1,5 (33,7°). Plocha je vždy o rozměrech 4 x 2,2 m a je rozdělena podélně na 2 plochy 4 x 1,1 m, kdy jedna je ponechána jako úhor a druhá je zakrytá geotextilií. Simulátor je připevněn na pevné konstrukci na kontejneru a obsahuje 4 trysky Spraying system 40WSQ ve čtvercové síti.

Na těchto plochách byl testován vliv geotextilií jako protierozního materiálu. Jedná se o vysoké sklony a je tedy možné metody výpočty ztrátu půdy ověřit i pro tyto vyšší sklony. Pro účely této práce byly využity pouze plochy kultivovaného úhoru bez zakrytí.



Obrázek 3: Stabilní simulátor v Jirkově. Vpravo plocha se sklonem 22°, uprostřed se sklonem 30° a vlevo se sklonem 34°. Na každé ploše je vpravo plocha kultivovaného úhoru a vlevo část pokrytá geotextilií. Pro účely této práce byly využity pouze výsledky plochy kultivovaného úhoru. (foto M. Neumann)

Půdní charakteristiky

Podloží bylo tvořeno písčitou hlínou o složení 8,3 % jílu, 23,8 % prachu a 69,7 % píseku. Jako svrchní vrstva sloužila jílovitá hlína o složení 39,5 % jílu, 32,2 % prachu a 28,3 % píseku s objemovou hmotností $0,98 \text{ g cm}^{-3}$ a pórovitostí 61,9 %.

Tvorba srážky

Pro tvorbu srážky byly použity trysky WSQ 40 stejně jako na polním dešťovém simulátoru a na pulzním systému laboratorního simulátoru. Na tomto simulátoru ale byly trysky stále otevřené, a proto byla i vysoká intenzita srážky. Vzhledem ke sklonu měl každý simulátor jinou intenzitu srážky

- Sklon 22° - 160 mm h^{-1}
- Sklon 30° - 130 mm h^{-1}
- Sklon 34° - 113 mm h^{-1}

4.2 Naměřené výsledky

V této kapitole je souhrn výsledků za více jak 6 let měření na dešťových simulátorech. V případě polního simulátoru na lokalitě Řisuty a stabilního simulátoru v lokalitě Jirkov bylo provedeno velké množství opakování, a proto nejsou uváděna jednotlivá data pro každé měření, ale průměrné hodnoty a horní kvartil (Q75) a dolní kvartil (Q25) ze všech provedených měření v dané kategorii. Tyto vypočtené hodnoty pak byly použity pro ověření simulace ztráty půdy pomocí vybraných metod.

4.2.1 Polní dešťový simulátor

Na experimentální lokalitě v Řisutech bylo provedeno celkem 303 experimentů, které byly využity v této práci. Z toho 92 na ploše úhoru a 211 na ploše s vegetací v různém stupni BBCH (vývojová fáze rostlin). Dle následného využití v metodách pro modelování odnosu půdy byly výsledky rozděleny do skupin tak, jak je uvedeno v tabulce 1.

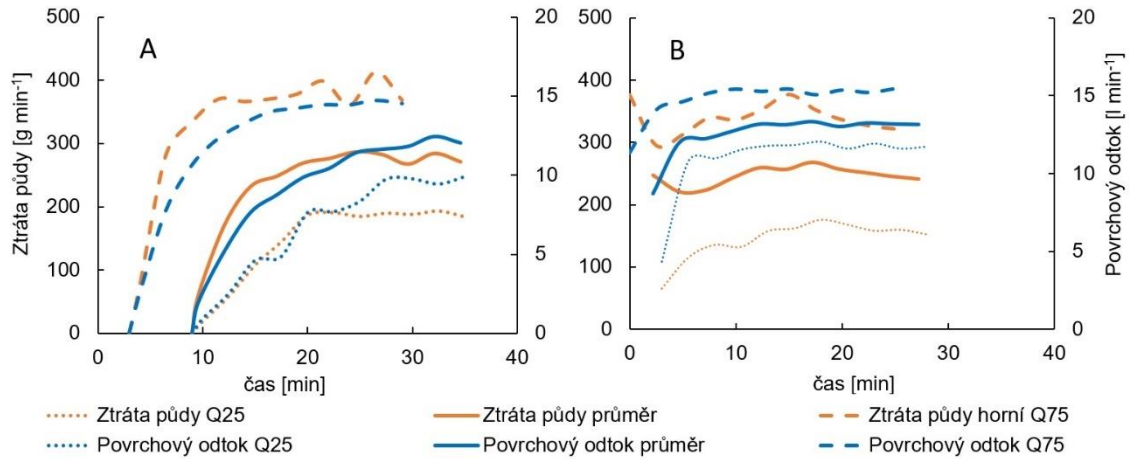
Tabulka 1: Přehled provedených simulací v jednotlivých kategoriích

	Přirozená vlhkost půdy	Plně nasycená půda
Úhor kultivovaný	46	46
Obilniny	13	19
Širokořádkové plodiny konvenčně udržované	28	28
Širokořádkové plodiny s meziplodinou	20	30
Pokryvné plodiny s BBCH 0-40	7	11
Pokryvné plodiny s BBCH 40-100	23	23
Vojtěška	4	5

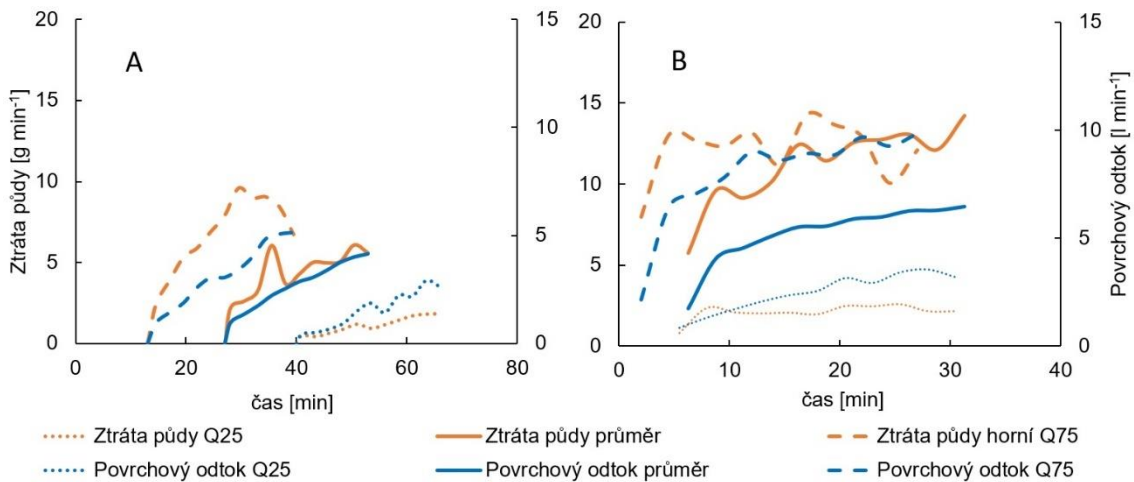
Jako obilniny byly testovány ječmen jarní, žito ozimé, pšenice jarní a pšenice ozimá. Mezi širokořádkové plodiny patřila slunečnice, kukuřice a čirok. Mezi konvenční způsob bylo zařazeno orání po spádnici i po vrstevnici. V případě využití meziplodin bylo využito řepky a žita, které byly následně desikovány pomocí glyfosátu nebo graminicidu. Jako pokryvné plodiny byly označeny plodiny hořčice, hrách jarní, hrách ozimý, řepka ozimá, pohanka a svazanka.

Povrchový odtok a smyv nerozpuštěných látek

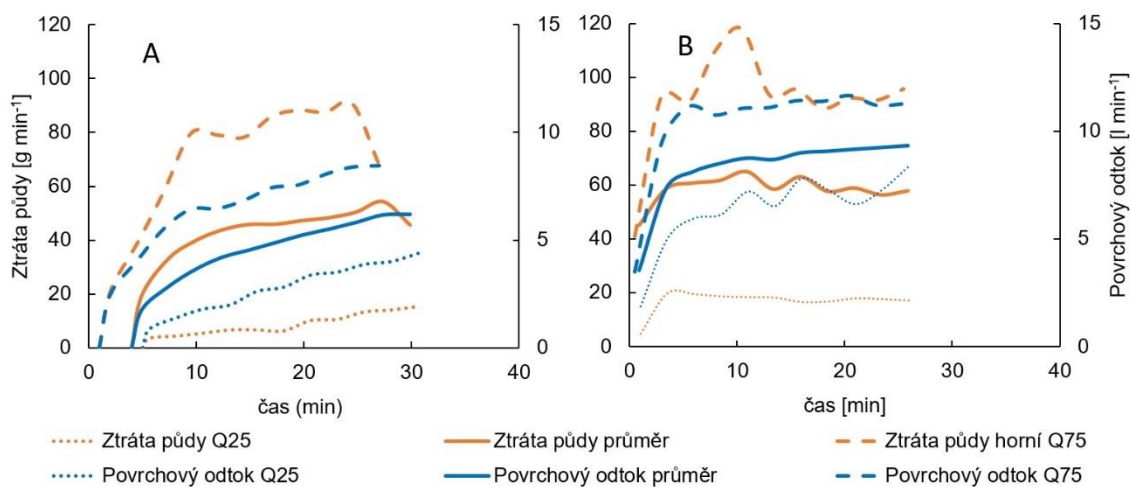
Pro každou kategorii byl vypočítán objem povrchového odtoku a ztráty půdy v jednotlivých intervalech tak jak byly měřeny (Obrázky 4-10). Data jsou rozdělena podle počátečních podmínek vlhkosti půdy, na experimenty na půdě v přirozené vlhkosti a na půdě plně nasycené po předchozím experimentu.



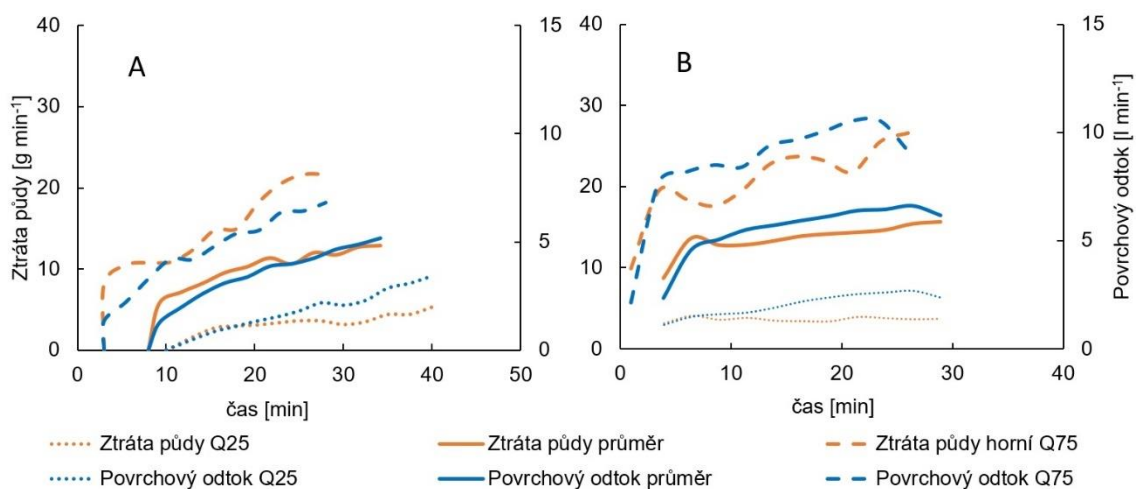
Obrázek 4: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách kultivovaného úhoru. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.



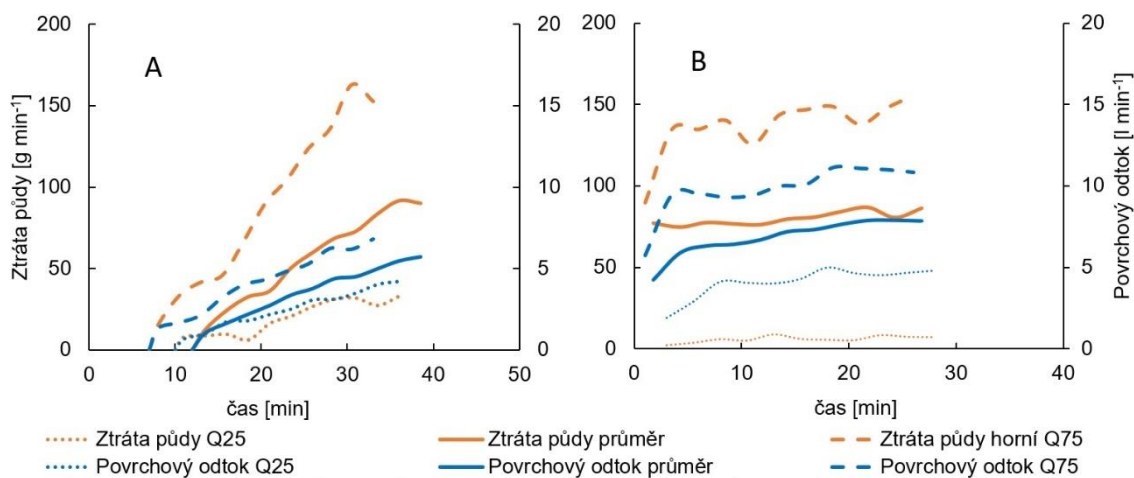
Obrázek 5: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách s obilninami. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.



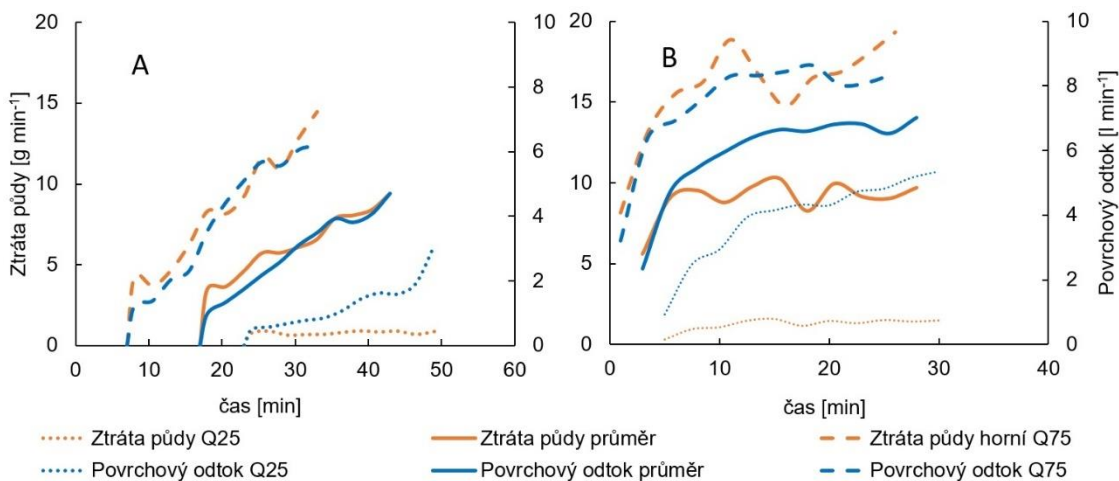
Obrázek 6: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách se širokořádkovými plodinami s konvenčním hospodařením. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.



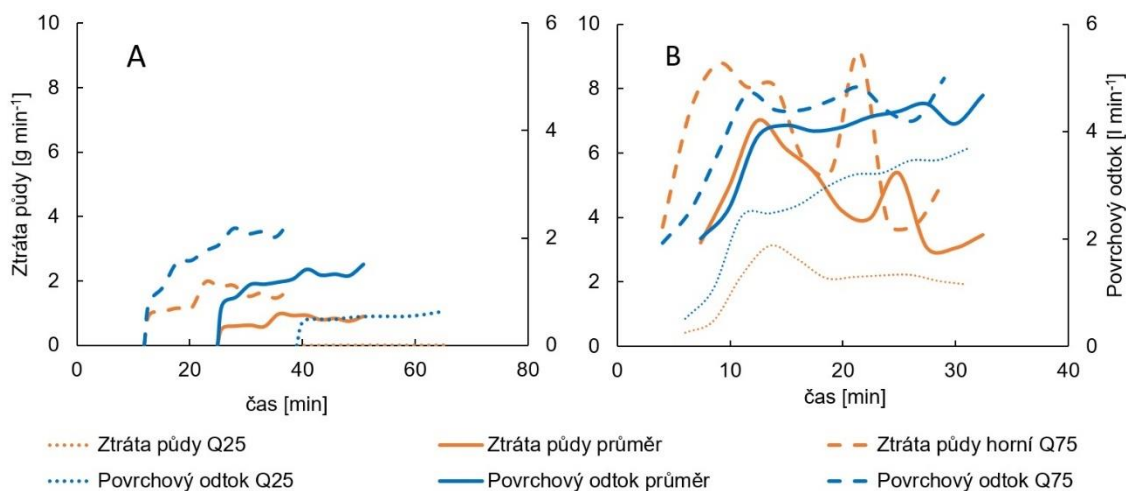
Obrázek 7: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách se širokořádkovými plodinami s využitím meziplodiny. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.



Obrázek 8: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách s pokryvnou vegetací s BBCH nižší než 40. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.



Obrázek 9: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách s pokryvnou vegetací s BBCH vyšší než 40. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.



Obrázek 10: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách s vojtěškou. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.

Rychlost povrchového odtoku

Vzhledem k tomu, že bylo běžně využíváno měření pomocí barevného traceru, musela být hodnota rychlosti přepočítána. V tabulce 2 jsou zobrazeny hodnoty rychlostí pro jednotlivé kategorie. Rychlost pro širokořádkové plodiny je pouze pro konvenčně obdělávané. Pro některé pokrivy nebylo možné správně změřit rychlost odtoku, jelikož nebylo možné pozorovat tracer na ploše přes hustou vegetaci. Jde zejména o vojtěšku, vzrostlé obiloviny, vrostlou pokrývnou vegetaci a širokořádkové plodiny s meziplodinou.

Tabulka 2: Naměřené rychlosti pro jednotlivé skupiny pokrývy povrchu půdy [m s^{-1}]

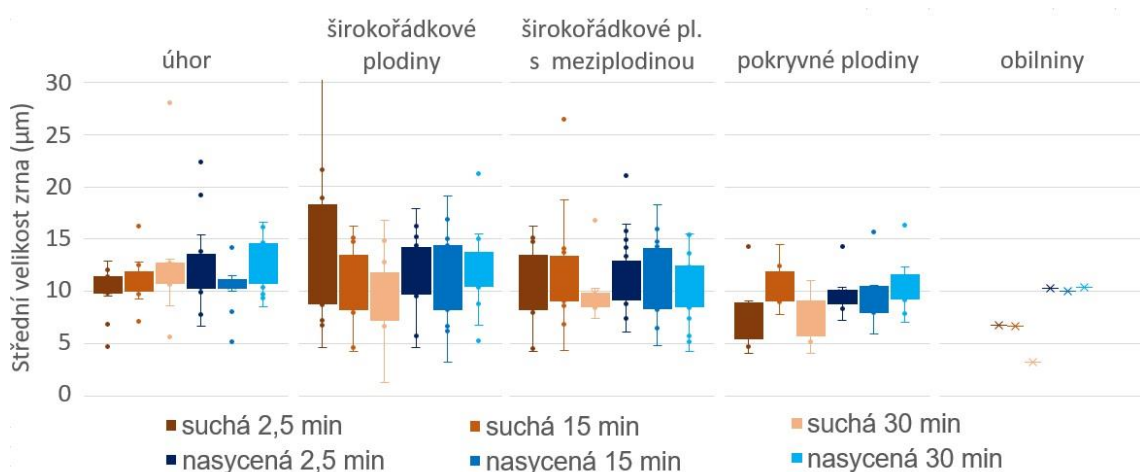
	Min	Průměr	Max
úhor	0.084	0.120	0.155
širokořádkové	0.034	0.050	0.066
obilniny	0.052	0.059	0.065
pokrývné	0.032	0.060	0.088

Zrnitostní složení sedimentu

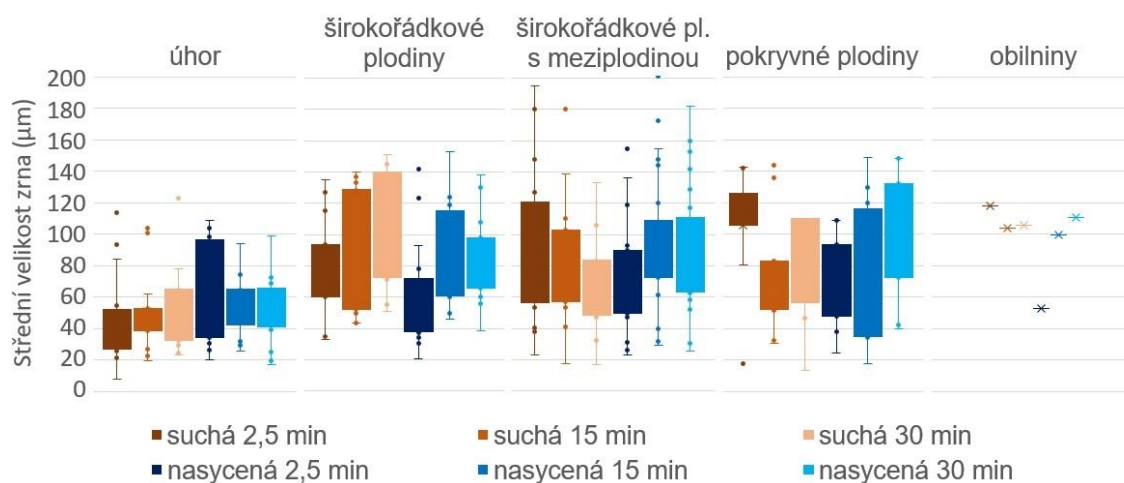
Zrnitostní složení nerozpuštěných látek v odtoku z lokality Řisuty bylo vždy zpracováváno na laserovém difraktometru. Plodiny byly rozděleny dle výše uvedených kategorií. Vždy během experimentu byly vzorky odebírány na počátku

experimentu (2,5 minuty od začátku povrchového odtoku), v jeho středu (15 minut od začátku povrchového odtoku) a na konci (30 minut od začátku povrchového odtoku), aby bylo možné určit případnou změnu zrnitostního složení v čase. Celkem bylo analyzováno více než 300 vzorků a jejich výsledky jsou zobrazeny na obrázcích 11 a 12. Variability je daná i počtem analyzovaných vzorků. Nejvíce vzorků bylo odebráno pro plochy úhoru a širokořádkových plodin. Méně vzorků bylo odebráno pro pokryvné plodiny a pouze jeden vzorek pro obilniny. Důvod pro odběr malého počtu vzorků je malé množství povrchového odtoku, kdy prioritní odběr byl pro určení objemu odtoku a množství nerozpuštěných látek, a také to, že při malé koncentraci nebylo dostatečně množství materiálu pro určení zrnitostního složení.

Na obrázku 11 jsou hodnoty po rozbití agregátů ultrazvukem. Na obrázku 12 jsou hodnoty s agregáty. V případě agregátů ale není jisté, které agregáty byly v povrchovém odtoku a které vznikly až po vysušení, i když k vysušení byla využita pouze pokojová teplota. Tento jev je třeba dále prostudovat.



Obrázek 11: Střední velikost zrna (d_{50}) v povrchovém odtoku na lokalitě Řisuty po rozbití agregátů. Při každém experimentu byly odebrány 3 vzorky. Na počátku odtoku, uprostřed a na konci experimentu.



Obrázek 12: Střední velikost zrna (d_{50}) v povrchovém odtoku na lokalitě Řisuty s agregáty. Při každém experimentu byly odebrány 3 vzorky. Na počátku odtoku, uprostřed a na konci experimentu.

Původní předpoklad, že s postupujícím časem se budou vyplavovat hrubší zrna se nepotvrdil, nebo délka trvání srážky nebyla dostatečně dlouhá pro tento jev. Zároveň nebyla pozorována ani velká variabilita pro různé typy vegetace. V případě zrnitostního složení po rozbití agregátů ultrazvukem se vždy průměrná hodnota střední velikosti zrna pohybovala okolo hodnoty 10 μm . Původní půda měla střední velikost zrna D_{50} o velikosti průměrně 20 μm . Je tedy patrné že z plochy jsou odnášena především jemnější zrna. V případě nerozbitých agregátů je vidět značná variabilita mezi experimenty. Například pro širokořádkové plodiny se hodnota střední velikosti zrna pohybuje od 20 μm do 200 μm . V případě úhoru nebyla variabilita tak vysoká jako na plochách s plodinami a střední velikost zrna se pohybovala okolo hodnoty 50 μm .

4.2.2 Laboratorní dešťový simulátor

Z měření na laboratorním simulátoru byly využity dva datasety. První ve vyšším sklonu s půdou z lokality Jirkov a druhá při nižších sklonech s půdou z lokality Řisuty

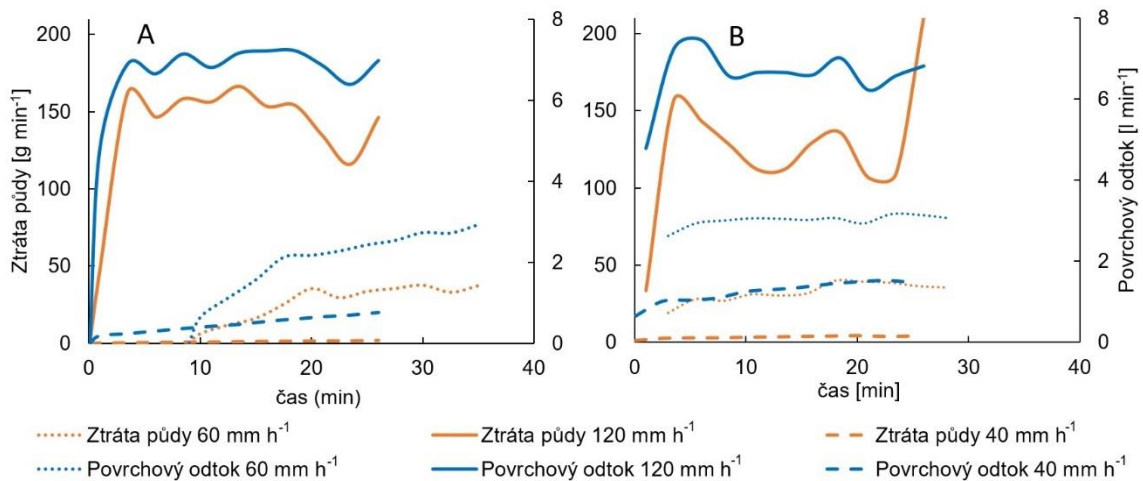
A) Půda využitá na stabilním simulátoru v lokalitě Jirkov

Na laboratorním simulátoru se stejným způsobem tvorby srážky a metodiky měření i odběrů bylo provedeno 12 experimentů ve sklonech 10° a 20°. Oproti

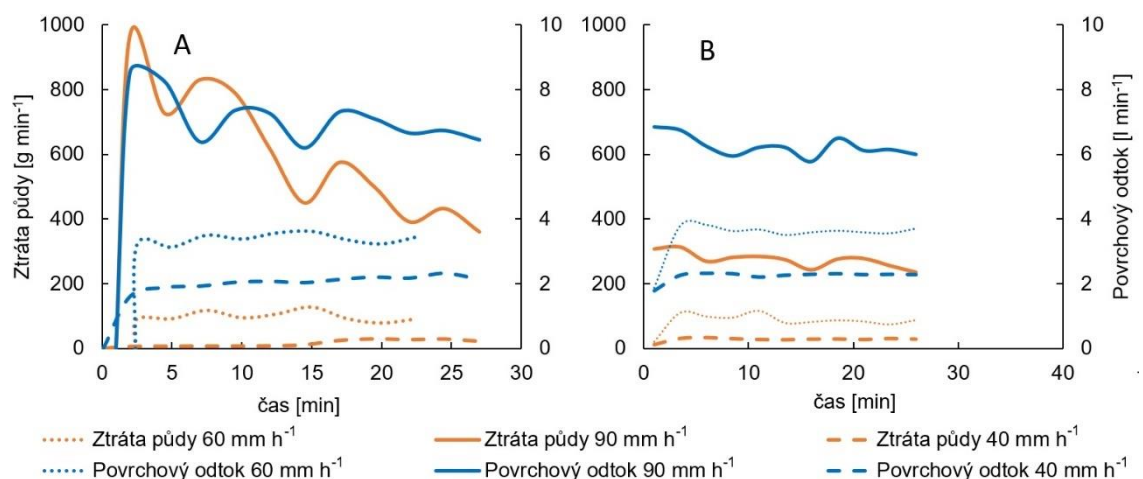
experimentální lokalitě Řisuty bylo využito více intenzit srážky, které ale byly vždy po celou dobu konstantní.

Povrchový odtok a smyv nerozpuštěných látek

Na laboratorním simulátoru nebylo provedeno mnoho opakování tak jako s polním dešťovým simulátorem. Proto jsou zde zobrazeny výsledky jednotlivých měření, které byly dále využity pro modelování ztráty půdy. Rozděleny jsou podle sklonu a odlišeny dle intenzity. Také jsou rozděleny dle sklonu plochy (obrázky 13 a 14).



Obrázek 13: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na laboratorním simulátoru s půdou využitou na stabilním simulátoru v lokalitě Jirkov ve sklonu 10°. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu



Obrázek 14: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na laboratorním simulátoru s půdou z lokality Jirkov ve sklonu 20°. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.

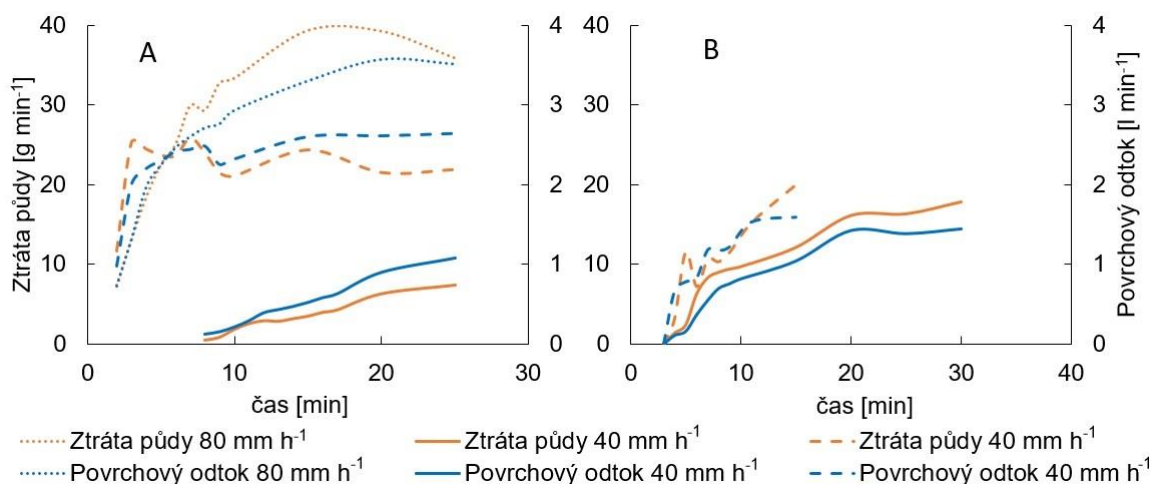
Rychlost povrchového odtoku a Zrnitostní složení sedimentu

Pro tato měření nejsou údaje o rychlosti povrchového odtoku a zrnitostním složení sedimentu k dispozici.

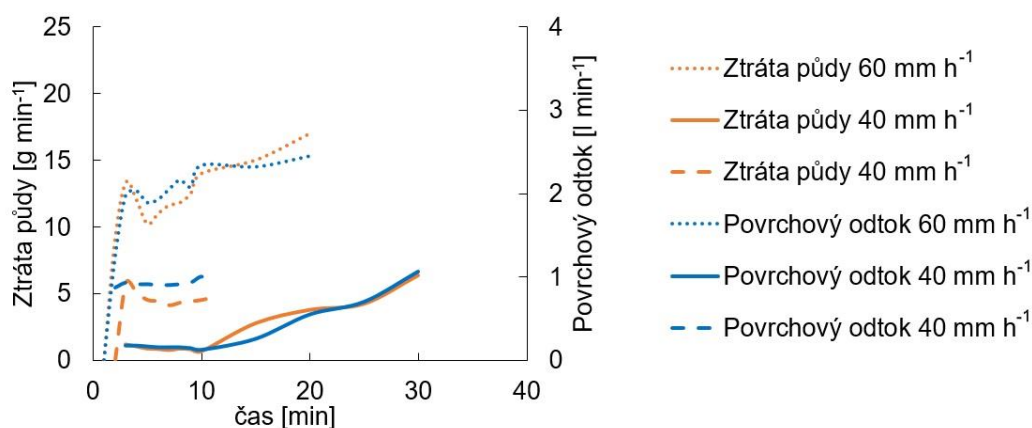
B) Půda z lokality Řisuty

Na půdě z lokality Řisuty bylo provedeno celkem 14 experimentů na suchém zakrustovaném povrchu (Obr 15, 16 a 17).

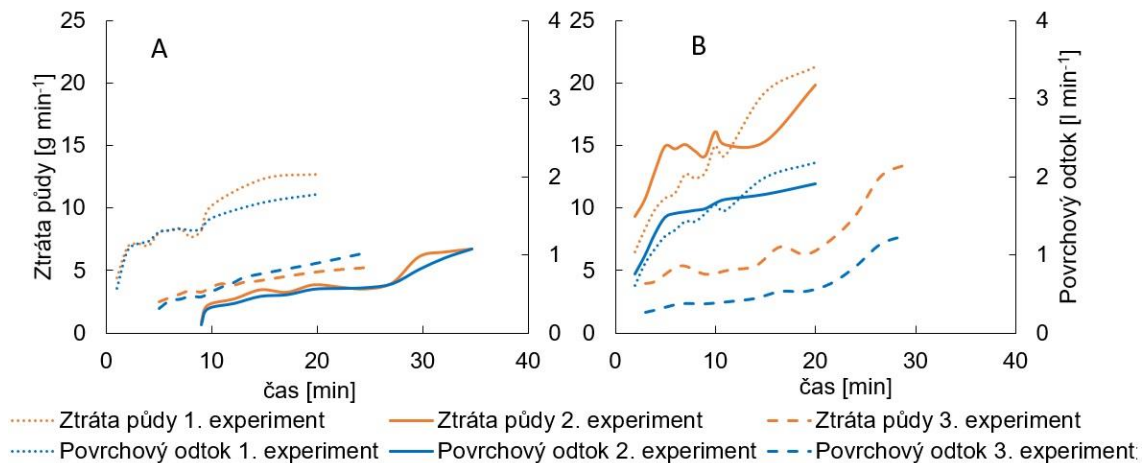
Povrchový odtok a smyv nerozpuštěných látek



Obrázek 15: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na laboratorním simulátoru s půdou z lokality Řisuty ve sklonu 4°. Celkem bylo provedeno pět experimentů, první tři jsou na obrázku A), zbylé dva na obrázku B). Všechny experimenty byly provedeny na půdě v přirozené vlhkosti



Obrázek 16: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na laboratorním simulátoru s půdou z lokality Řisuty ve sklonu 6°. Celkem byly provedeny tři experimenty. Všechny experimenty byly provedeny na půdě v přirozené vlhkosti



Obrázek 17: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na laboratorním simulátoru s půdou z lokality Řisuty ve sklonu 8°. Celkem bylo provedeno šest experimentů s intenzitou srážky A) 40 mm h⁻¹ a B) 60 mm h⁻¹. Všechny experimenty byly provedeny na půdě v přirozené vlhkosti

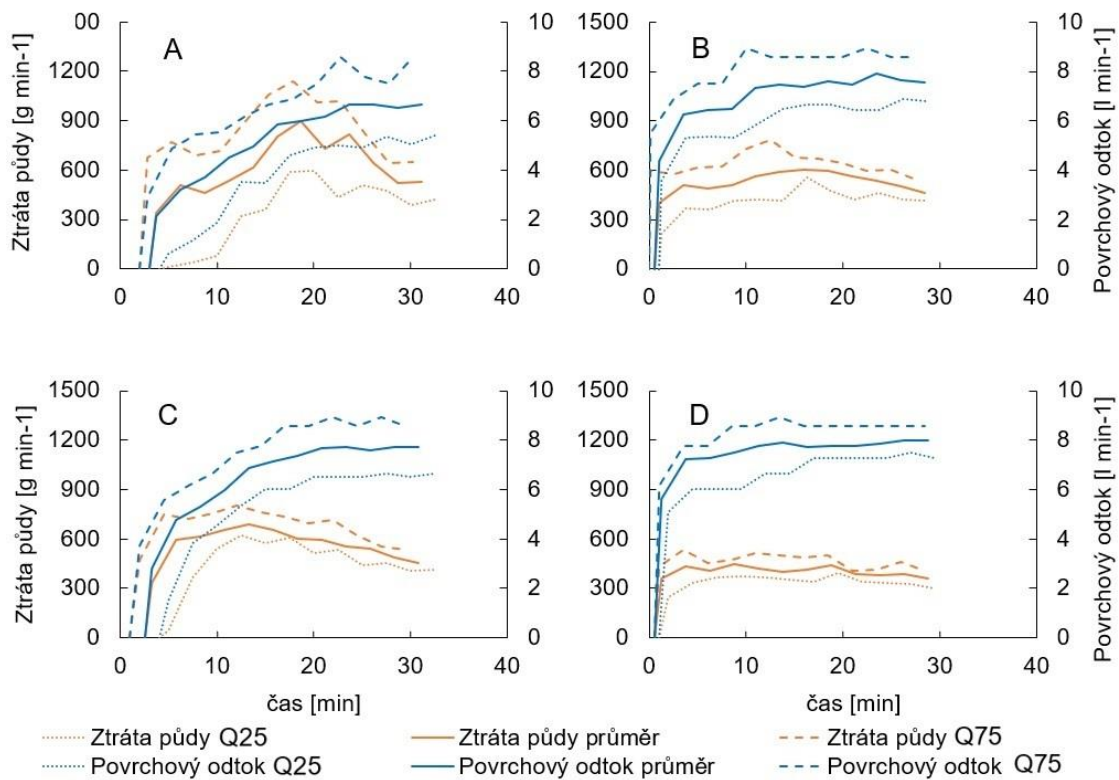
Rychlost povrchového odtoku a zrnitostní složení sedimentu

Pro tato měření nejsou k dispozici data ohledně zrnitostním složení sedimentu v odtoku ani rychlosti povrchového odtoku

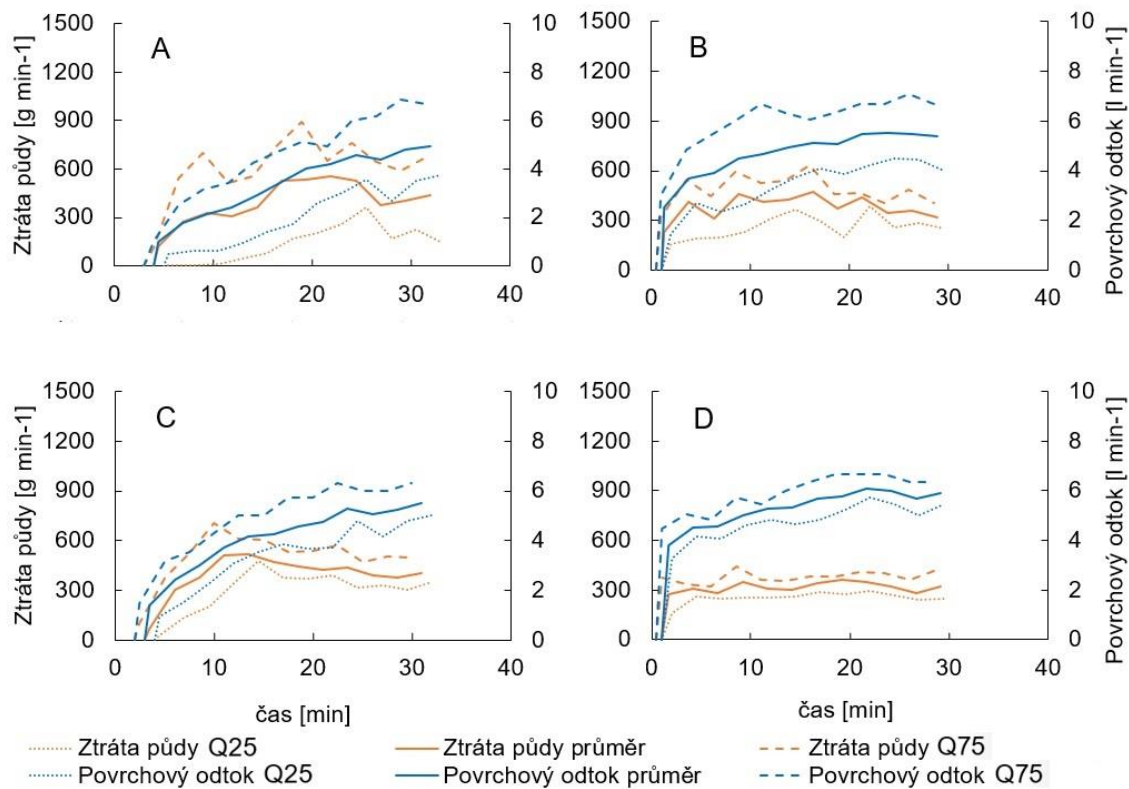
4.2.3 Stabilní simulátor v Jirkově

Z experimentální lokality v Jirkově byly využity experimenty na ploše kultivovaného úhoru bez jakékoliv ochrany povrchu. Vyhodnocena byla každá z experimentálních ploch jednotlivě z důvodu rozdílného sklonu a intenzity srážky (Obrázky 18, 19 a 20). Celkem bylo provedeno 136 experimentů. Z toho 40 ve sklonu 34°, 48 ve sklonu 30° a 48 ve sklonu 22°. Polovina byla provedena na ploše kultivovaného úhoru a druhá polovina na ploše s erozními rýhami.

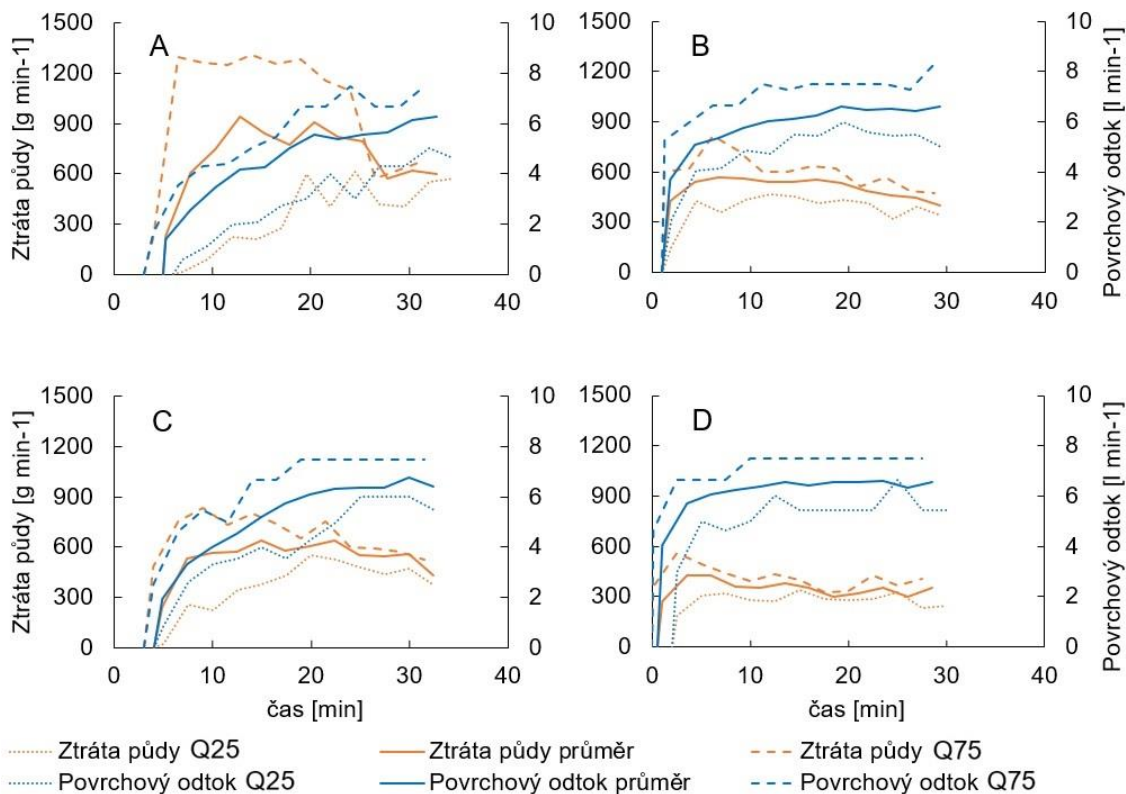
Povrchový odtok a smyv nerozpuštěných látek



Obrázek 18: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na stabilním simulátoru v Jirkově ve sklonu 22° A) plochy kultivovaného úhoru v přirozené vlhkosti B) plochy kultivovaného úhoru plně nasycené po předchozím experimentu C) plochy s erozními rýhami v přirozené vlhkosti D) plochy s erozními rýhami plně nasycené po předchozím experimentu



Obrázek 19: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na stabilním simulátoru v Jirkově ve sklonu 30° A) plochy kultivovaného úhoru v přirozené vlhkosti B) plochy kultivovaného úhoru plně nasycené po předchozím experimentu C) plochy s erozními rýhami v přirozené vlhkosti D) plochy s erozními rýhami plně nasycené po předchozím experimentu



Obrázek 20: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na stabilním simulátoru v Jirkově ve sklonu 34° A) plochy kultivovaného úhoru v přirozené vlhkosti B) plochy kultivovaného úhoru plně nasycené po předchozím experimentu C) plochy s erozními rýhami v přirozené vlhkosti D) plochy s erozními rýhami plně nasycené po předchozím experimentu

Rychlost povrchového odtoku

Rychlost povrchového odtoku bylo téměř nemožné správně změřit vzhledem k jeho rychlosti na vysokém sklonu, vysoké intenzitě srážky a koncentrovanému odtoku v rýhách.

Zrnitostní složení sedimentu

Výsledky ohledně zrnitostního složení byly podrobně publikovány v (Kubínová et al., 2021). Z výsledků ale vyplývá, že hodnota d_{50} s agregáty byla u všech vzorků přibližně 50 μm , kdy při využití celého datasetu nerozděleného na plochy dle sklonu a počátečních podmínek bylo částic menších než 50 μm $52,0 \pm 16,7$ %. Při rozdělení na plochy dle sklonu a dle počátečních podmínek bylo částic menších než 50 μm 46,9 – 55,4 % s tím, že směrodatná odchylka byla v tomto případě do 10 %.

Po rozbití agregátů bylo částic menších než 10 μm v celém datasetu měřených vzorků $50,5 \pm 8,4$ %. Při rozdělení na plochy dle sklonu a dle počátečních podmínek

bylo částic menších než 10 μm 46,5 – 54,2 % s tím, že směrodatná odchylka byla vždy do 5 %.

Na základě těchto výsledků je možné pro všechny měření využívat hodnotu střední velikosti zrna s agregáty 50 μm a bez agregátů 10 μm .

4.3 Diskuze naměřených dat

Více než 440 experimentů bylo provedeno stejnou metodikou měření. Pro plochy kultivovaného úhoru se jednalo o rozrušení půdy a uválcování ručním válcem naplněným vodou. Pouze u starších experimentů na laboratorním simulátoru byl postup odlišný, kdy připravená rozrušená půda nebyla nijak uhuštěna, ale po první experimentální srážce byl povrch zakrustován a následné pokusy probíhaly na takto zakrustovaném povrchu. Lze předpokládat o něco snížená ztráta půdy na základě přípravy povrchu. Na plochách v lokalitě Řisuty byla využita jiná půda, než na stabilním simulátoru v Jirkově nebo na laboratorním simulátoru při vyšších sklonech. V Řisutech na ploše o sklonu 9 % nebyl pozorován jasný vznik soustředěného odtoku a vznik erozních rýh. Na laboratorním simulátoru v případě sklonu vyšším než 10° a zejména při využití vyšších intenzit srážky než 60 mm h^{-1} byl vznik erozních rýh jasně patrný.

Na experimentálních plochách s plodinami nebylo do plochy nijak zasahováno. Zemědělci používali na plochách stejné technologie, jako na ostatních plochách patřící pod družstvo. Po přípravě ploch a zasetí plodin byla plocha ohraničena, aby nebyla uměle narušena. Po prvním experimentu nebylo do plochy nijak zasahováno, a byla tak po celou dobu zakrustována. Kromě laboratorního simulátoru, kde nebyly provedeny replikace za stejných vstupních podmínek, byly vypočteny statistické hodnoty povrchového odtoku a ztráty půdy. Během průběhu experimentů byla patrná značná variabilita ve výsledcích. Velmi záleží například na podmínkách počasí v předchozích dnech. Pro plochy s vegetací byl také sledován vliv vývojových fází rostlin na množství odtoku a ztráty půdy. U pokryvných plodin byl znatelný rozdíl mezi počáteční fází vývoje rostlin a pozdní fází, a proto byla tato kategorie rozdělena do dvou podkategorií. U ostatních plodin byla značná variabilita mezi experimenty v průběhu vývojových fází. Oproti metodě USLE ovšem v případě využití ve fyzikálně založeném modelu SMODERP záleží nejen na samotném množství ztráty půdy, ale na poměru objemu povrchového odtoku a ztráty půdy. Pokud při pozdním vývojovém

stupni plodiny je značně zmenšen povrchový odtok, může být vliv na ztrátu půdy obdobný jako v počátečních fázích, kdy je objem povrchového odtoku značně vyšší.

Při studiu zrnitostního složení unášeného sedimentu byla v případě měření d_{50} bez rozbití agregátů značná variabilita výsledků. V některých případech byl rozdíl mezi nejnižší a nejvyšší hodnotou d_{50} pro jednu kategorii plodin více než desetinásobný. Po rozbití agregátů byla tato variabilita značně nižší.

Pro modelování je velice vhodné měření rychlosti povrchového odtoku, je-li to možné. Při prvotním testování modelu byla modelovaná rychlost značně nižší, než byly naměřené hodnoty. Pro některé metody je rychlost povrchového odtoku důležitou veličinou, a proto je znalost skutečného rozměru velice důležitá. Při měření rychlosti toku je třeba vzít v úvahu metodu měření a správně určit střední rychlosti toku, nejen nejrychlejší odtok, jak je měřeno pomocí barevného traceru.

5 Modelování ztráty půdy

V této kapitole byla využita data naměřená pomocí dešťových simulátorů, jejichž výsledky jsou prezentovány v kapitole 4.2. Tato data byla porovnána s výsledky metod, které byly popsány v kapitole 3.5. Nejdříve byly testovány všechny metody, aby se určilo, které jsou spojitelné s výsledky modelu SMODERP a jejichž výsledky odpovídají datům experimentálně naměřeným. Pro tuto část byla využita pouze data naměřená na kultivovaném úhoru. Na základě výsledků byly vybrány metody, které poskytly výsledky odpovídající datům experimentálně naměřeným v terénu. Vybrané metody byly dále testovány na datech nasbíraných pomocí polního dešťového simulátoru na různých typech vegetačního pokryvu. U vybraných metod byla testována citlivost na vstupní parametry a vybraná metoda byla následně kalibrována na datech laboratorního dešťového simulátoru ve sklonu plochy 10° a 20° aby bylo nastavení vhodné pro rozdílné sklony svahu. Následně byla provedena validace na datech naměřených na svazích o vysokých sklonech při vysoké intenzitě srážky, získaných na experimentální lokalitě Jirkov a na datech pořízených na laboratorním simulátoru s půdou odebranou v experimentální lokalitě Řisuty. Na konci kapitoly je popsána vybraná metoda tak, jak je doporučeno její použití v modelu SMODERP včetně doporučených zadávaných empirických parametrů.

5.1 Metodologie

V této podkapitole je popsán způsob práce modelování a ověřování metod pro výpočet ztráty půdy.

5.1.1 Výběr metod spojitelných s modelem SMODERP

Metody popsané v kapitole 3.5 jsou metody, které jsou uvažované pro výpočet transportu sedimentu vodním tokem při mělkém povrchovém toku. Jelikož je velice málo metod, které jsou vhodné pro mělké povrchové proudění, byly testovány i metody, které byly v jiných pracích uvažovány a shledány jako méně vhodné, zejména ale bylo dbáno na doporučované metody a metody, které užívají ostatní srážko-odtokové modely.

Jako vzorový příklad pro otestování metod byla využita průměrná data získaná na ploše kultivovaného úhoru na experimentální lokalitě Řisuty (viz obrázek 4). Pro tyto

výsledky disponujeme velkým počtem měření, a proto nejsou výsledky zatíženy vlivem aktuálního stavu půdy. Vždy byly měřeny objemy odtoku a množství ztráty půdy, ale téměř vždy také zrnitostní složení unášených částic a rychlost povrchového proudění vody. Modelování byla vždy rozdělena dle počátečních podmínek vlhkosti na plochu s přirozenou vlhkostí, a na plochu plně nasycenou po předchozím experimentu. Modelovány byly hodnoty objemu povrchového odtoku a ztráty půdy pro průměrnou hodnotu a dále horní a dolní kvartil ze všech experimentů na ploše kultivovaného úhoru, stejně jako byla vyhodnocená data prezentována v kapitole 4.2. Při modelování bylo dbáno na dodržení fyzikálních vlastností, jako mezní hodnoty použitých koeficientů, nebo rychlost povrchového odtoku v limitech naměřených při polních experimentech.

Výpočet modelu SMODERP 1D byl rozepsán v aplikaci Excel tak, aby časový krok výpočtu byl roven jedné vteřině a plocha byla po délce rozdělena na osm stejně dlouhých úseků. Nejdříve byl namodelován povrchový odtok tak, aby vypočtená hodnota co nejlépe odpovídala naměřené hodnotě, a to v rámci rozmezí rychlostí naměřených při polních experimentech. Pro toto porovnání modelování k naměřeným veličinám byla nejdříve vypočítána hodnota objemu povrchového odtoku v každém časovém kroku, kdy byla při experimentech měřena (v kroku 2,5 minuty) a následně metodou nejmenších čtverců odchylek mezi měřenou a vypočtenou hodnotou byly zvoleny nejlepší vstupní hodnoty pro výpočet objemu povrchového odtoku. Správný výpočet objemu povrchového odtoku a rychlosti toku vody jsou důležité vstupy do metody počítající ztrátu půdy.

Následně byla modelována ztráty půdy na základě vypočtených a změřených vstupních parametrů. Mezi vypočtené parametry patří objem povrchového odtoku a rychlost proudění vody. Mezi změřené pak střední velikost zrna. V rámci modelování byla měněna například drsnost nebo kalibrační koeficienty modelu. Pro úhor byla nejdříve použita doporučená hodnota povrchové drsnosti 0,03. Vždy ale bylo nutné se držet v mezích rychlosti povrchového odtoku, která byla dříve určena v kapitole 4.2. Vypočtené výsledky metod byly porovnávány s výsledky experimentálně naměřenými. Pro další použití byly vybrány metody, které vypočítaly ztrátu půdy na ploše kultivovaného úhoru blízce množství, které bylo experimentálně naměřeno. Ke každé metodě je provedena i diskuze vhodnosti výpočtu.

Pro modelování byl brán předpoklad, že na ploše kultivovaného úhoru byl povrchový odtok plně nasycen sedimentem, nebo se této hodnotě limitně blížil. V případě,

kdyby tomu tak nebylo by pak více záleželo na metodě určení uvolňování zrn během dopadu vodních kapek a třením vodního toku o půdní povrch než samotná transportní kapacita vodního toku. V případě simulace na experimentální ploše by pak šlo o správné určení uvolňování části, které ale v případě tření vodního toku záleží také na jeho maximální unášecí schopnosti. V takovém případě by ale na dešťovém simulátoru nebylo možné určit maximální unášecí schopnost vodního toku bez umělého přidávání sedimentu do toku vody. Zejména v případech, kdy metoda modelovala ztrátu půdy více než několikanásobně vyšší, než byla měřena byla tato metoda z dalšího testování vyloučena.

5.1.2 Porovnání metod se sadou naměřených výsledků

Metody, které poskytly na ploše úhoru výsledky blízké naměřeným datům, byly následně využity pro výpočet ztráty půdy na datech z ploch z experimentální lokality Řisuty s pokryvem jednotlivými plodinami, které byly rozděleny do skupin viz kapitola 4.2.1.

Stejně jako v dřívějším výpočtu byl nejdříve namodelován co nejpřesnější objem povrchového odtoku k naměřeným datům metodou nejmenších čtverců odchylek v každém měřeném kroku. Následně byly vybrané metody použity pro výpočet ztráty půdy obdobně, jako tomu bylo na ploše kultivovaného úhoru. Výsledky byly vyneseny v grafu porovnávací závislost celkové ztráty půdy naměřené a celkové ztráty půdy vypočtené pomocí modelu za celé trvání každého experimentu. Pro data byla uvedena spojnice trendu s korelačním koeficientem, který zobrazuje přesnost modelování. Následně byly výsledky diskutovány a vybrána byla nejvhodnější metoda pro využití v modelu SMODERP.

5.1.3 Testování citlivosti na vstupní hodnoty

Důležitým parametrem pro hodnocení vhodnosti využití jednotlivých metod je jejich náchylnost na správné zadání vstupních parametrů. Ne vždy je možné velice přesně definovat jevy při srážkoodtokové události, jako je například rychlost proudění toku vody, nebo velikosti plavených částic půdy. Proto byla provedena citlivostní analýza vybraných metod, kdy byla sledována změna výsledku při změně jednotlivých vstupů.

5.1.4 Kalibrace a validace vybrané metody

Na základě předchozího testování byla vybrána metoda, která na základě dosud provedených výpočtů vypočítala ztrátu půdy vhodně k hodnotám experimentálně naměřeným a je tak vhodná pro výpočet ztráty půdy na zemědělské půdě v modelu SMODERP. Tato metoda byla na základě dat naměřených na laboratorním simulátoru ve sklonu 10° a 20° upravena, aby vyhovovala měřením provedeným na rozdílných sklonech. Úprava byla provedena změnou vnitřních parametrů rovnice a úpravou mocninných koeficientů těchto parametrů. K tomuto účelu bylo využito jiné půdy než na experimentální lokalitě Řisuty, a proto byla metoda upravena na základě znalostí půdních odlišností.

Po úpravě byla metoda následně validována na datech pořízených pomocí laboratorního dešťového simulátoru a stacionárního dešťového simulátoru v Jirkově na velkých sklonech, aby se ověřila jejich použitelnost i na plochách s rozdílnými sklony. Na laboratorním simulátoru se jedná o experimenty, které byly provedeny na půdě z lokality Řisuty na sklonech 4°, 6° a 8°. V případě dat z lokality Jirkov byla půda stejná, jako na laboratorním simulátoru ve sklonu 10° a 20°. Sklony byly 22°, 30° a 34° s intenzitou srážky 160 mm h⁻¹, 130 mm h⁻¹ a 113 mm h⁻¹.

Výpočet objemu povrchového odtoku byl stejný jako v případě výpočtů na lokalitě Řisuty. Nejdříve byl vhodně nastaven objem povrchového odtoku, a následně byla vypočtena ztráta půdy a porovnáno bylo celkové množství ztráty půdy naměřené vůči namodelovanému.

5.2 Výsledky

5.2.1 Výběr metod spojitelných s modelem SMODERP

Rovnice jsou založeny na rozličných způsobech výpočtu a využívají různé předpoklady. V této podkapitole jsou shrnuty výsledky modelování na ploše úhoru.

Govers

Jelikož rovnice využívá jen parametry rychlosti, sklonu, střední velikosti zrna a hustoty sedimentu, jde svým předpisem o vhodně založenou rovnici pro model SMODERP. Už při prvotním testování ale tato metoda značně nadhodnocovala množství sedimentu kvůli malé velikosti unášených částic (10 μm) a velké rychlosti povrchového odtoku, která je ale určena na základě experimentálního měření. Z

tohoto vyplývá, že tato rovnice není vhodná pro povrchový odtok v současném stavu. Tuto metodu sice využívá model Lisem, který nerozlišuje na rýhový a mezirýhový odtok a také model EUROSEM, který tuto metodu používá na transport půdy v rýhovém odtoku. Model SMODERP v současné verzi obsahuje pouze plošný odtok. Značnou roli zde hraje střední velikost zrna a způsob jejího správného určení. Při prvotním testování a dosazení nejvhodnějších podmínek nadhodnocoval tento model 4x-7x oproti experimentálnímu měření. Vzhledem k parametrům výpočtu docílení stejného množství ztráty půdy jako byl změřen experimentálně, bylo dosazení několikanásobku střední velikosti zrna, jelikož je to jediný proměnlivý zadávaný parametr.

Změřená velikost zrna odtoku pro namodelování vhodného množství ztráty půdy byla potřebná 315 μm pro půdu v přirozené vlhkosti a 630 μm na plně nasyceném povrchu při současné rychlosti toku. Jelikož je ale tato metoda v mnoha pracích ostatních autorů doporučována, byla uvažována pro další testování s tím, že bude hledána vhodnost pro výpočet s násobkem D_{50} . (Hessel & Jetten, 2007) ve své práci doporučuje tuto metodu před ostatními, protože má sklon nízký vliv na výsledky.

Kilinc and Richardson

Tato rovnice vhodně simuluje množství nerozpuštěných látek zejména pomocí kalibračního koeficientu K . Zde ale značně záleží na vhodném nastavení tohoto koeficientu. Zejména rozložení koeficientu na základě koeficientu erodibility půdy v kombinaci s koeficientem odvozeným od pokryvu plochy vegetací. Do modelu vstupuje pouze sklon svahu a objem povrchového odtoku, tím pádem metoda není náchylná na vhodné určení velikosti transportovaného materiálu nebo rychlost proudění. Tato metoda byla vybrána pro další použití bez jakýchkoliv úprav, či omezení.

Dle (Van et al., 2021) je tato metoda nejvhodnější k modelování oproti ostatním testovaným v jeho práci, a to zejména díky koeficientu erodibility. Přinesla lepší výsledky než podobná rovnice dle Engelunda a Hansena kvůli využití pro velké rozpětí D_{50} . Autor uvádí, že na základě své jednoduché struktury je metoda vhodná pro přidání do erozních modelů.

Schoklitsch

Tato metoda vypočítala 2,5x – 4x větší ztrátu půdy oproti naměřeným hodnotám. Změna D_{50} , nebo rychlosti odtoku neměla na výsledky vliv, protože na základě těchto

parametrů je měněna pouze hodnota kritického průtoku. Jelikož je kritický průtok velmi malý (díky vysokému sklonu a malé velikosti zrn), je pak rovnice závislá téměř jen na sklonu.

(Hessel & Jetten, 2007) udává, že podobně jako Rickenmanova rovnice v případě velkého průtoku je tato metoda velmi závislá na sklonu plochy. Při velkých sklonech nadhodnocuje, při velmi malých sklonech pak podhodnocuje.

Low

Je třeba brát v úvahu, že rovnice byla odvozena na mnohem nižších sklonech a velkých částicích unášených zrn. Tato rovnice značně nadhodnocuje. Vypočítala přibližně 6x – 10x větší ztrátu půdy, než byly naměřené hodnoty. Pro výpočet nemá velký vliv změna hodnoty rychlosti ani hodnoty D_{50} , i když jsou oba parametry obsaženy v rovnici přímo, tak se také nachází ve výpočtu Shieldsova čísla, a proto neovlivňují výsledek ztráty půdy přímo. Pokud se zvýší rychlost, sníží se hloubka proudění a tím i Shieldsovo číslo.

Ve své práci (Hessel & Jetten, 2007) udává že při velmi vysokých hodnotách Shieldsova čísla je možná kritické shieldsovo číslo zanedbat a pak je rovnice citlivá na sklon a hustotu sedimentu.

Abrahams

Tato metoda nadhodnocovala až 4x-6x oproti naměřeným hodnotám. Změna D_{50} , nebo rychlosti proudění nemělo na výpočet velký vliv. Samotná rovnice byla odvozována při větších hloubkách proudění vody a při použití větších zrn.

Hessel tuto metodu bere jako nevhodnou pro jím zkoumané povodí, protože vysoký sklon má velký vliv na množství unášeného sedimentu, a proto tato metoda značně nadhodnocovala. Pro koeficienty a i c je důležité pokrytí plochy kameny a jejich velikost, která ale na zemědělské ploše je téměř nulová, a proto jsou tyto koeficienty převážně rovné 1.

Engelund and Hansen

Stejně jako Kilinc and Richardson je zde velmi důležité vhodné nastavení kalibračního koeficientu na základě experimentálních měření, v této metodě ovšem rychlost proudění ovlivňuje výsledek, oproti v metodě dle Kilinc and Richardson. Navíc je zde obsažen parametr střední velikosti zrna. Tento model byl vybrán

k následnému testování na širším datasetu. (Van et al., 2021) tuto metodu uvažuje jako druhou vhodnou metodu po metodě Kilinc and Richardson.

Rickenmann

Metoda nadhodnocuje 6x – 9x oproti naměřeným datům. Změna D_{50} nebo rychlosti proudění velice málo ovlivňuje výpočet ztráty půdy. Střední velikost zrna se zde vyskytuje pouze v určení kritického průtoku, který je vzhledem k vypočtenému průtoku zanedbatelně malý. Pro tuto metodu je obtížně identifikovatelný poměr D_{30}/D_{90} , jelikož nejde o standardní veličinu.

(Hessel & Jetten, 2007) udává podobné výsledky jako Lowova rovnice. V případě velkého rozdílu mezi průtokem a kritickým průtokem lze kritický průtok zanedbat a opět je rovnice citlivá na sklon a hustotu sedimentu.

Yalin

Nadhodnocuje 5x-10x oproti změřeným hodnotám. Nadhodnocování by bylo nižší, kdyby byla využita horní hranice rychlosti toku, stále by ale vypočtené hodnoty byly mnohem vyšší než experimentálně naměřené. Jelikož je využito Shieldsovo číslo, tak je nižší nadhodnocování při nižší hloubce proudění.

Dle (Hessel & Jetten, 2007) tato metoda velice nadhodnocovala. Oproti Lowově a Rickenmannově metodě je ovšem mnohem komplexnější, a proto je těžší určit vliv jednotlivých parametrů na výslednou ztrátu půdy.

Bagnold

Tato metoda značně nadhodnocuje, a to i více než 100x. Může to být způsobeno referenčními hodnotami které vstupují do rovnice, a které dávají smysl spíše pro řeky (hloubka proudění 0,1m a velikost zrna 1,1 mm). Metoda je příliš citlivá na změnu rychlosti proudění. Hodnoty obdobné naměřeným vycházejí při Manningově součiniteli přibližně 0,1 a rychlosti proudění pod $0,05 \text{ m s}^{-1}$, což je mnohem menší rychlost, než byla experimentálně změřena. Stejně tak je v takovémto případě hodnota Manningova součinitele nepřiměřena vysoká pro daný povrch.

Ve své práci (Hessel & Jetten, 2007) uvádí, že tato metoda vykazovala moc velkou ztrátu půdy z hlediska vysoké energie toku a malé velikosti částic. Doporučuje upravit referenční hodnoty, které se v rovnici nacházejí. Stejně tak poukazuje na to, že při

rostoucí hloubce proudění klesá transportní kapacita, což pro unášení částic v toku vody není realistické.

Everaert

Metoda počítá ztrátu půdy blízkou naměřeným hodnotám. Jako jediná metoda vybraná pro další testování přímo obsahuje střední velikost zrna v kladné mocnině. Tedy v případě zvětšení střední velikosti zrna je zvýšena i vypočtená ztráta půdy. Rovnice byla vybrána pro další testování. Parametry v rovnici obsažené jsou vhodné jen pro základní jednotku centimetr. Všechny vstupy je tedy třeba přepočítat do jednotek vhodných pro tuto rovnici.

Vybrané metody pro další výzkum

Na základě těchto zjištění byly pro další výzkum vybrány tyto metody: Kilinc and Richardson, Engelund and Hansen, Govers a Everaert.

5.2.2 Modelování ztráty půdy na plochách s vegetačním pokryvem

V předchozí části byly na základě modelování na ploše s kultivovaným úhorem vybrány rovnice, které pro toto modelování přinesly výsledky srovnatelné s výsledky experimentálně změřenými. V této části byly pro čtyři vybrané metody namodelovány objemy povrchového odtoku a množství ztráty půdy na plochách s rozdílným půdním pokryvem. Jednalo se jak o kultivovaný úhor, tak o plochy vegetace rozděleny do kategorií popsaných v kapitole 4.2.1. Jelikož hydrologická část byla pro všechny modely obdobná, byly použity následující parametry do modelu SMODERP: $X=1$, $b = 1,65$, $Y = 0,4$ viz výpočet modelu SMODERP v (Kavka, 2011) a (KHMKI, 2022). Doporučený parametr X pro jednotlivé půdy by již v další verzi modelu neměl být obsazen, a proto byl oproti dříve uváděným vztahům změněn na hodnotu rovné jedné.

Pro úhor byl použit doporučený parametr Manningova součinitele drsnosti 0,03 a pro plodiny pak takový, aby bylo dosaženo rychlosti odpovídající naměřeným hodnotám při ztrátě půdy co nejbližší k naměřeným datům.

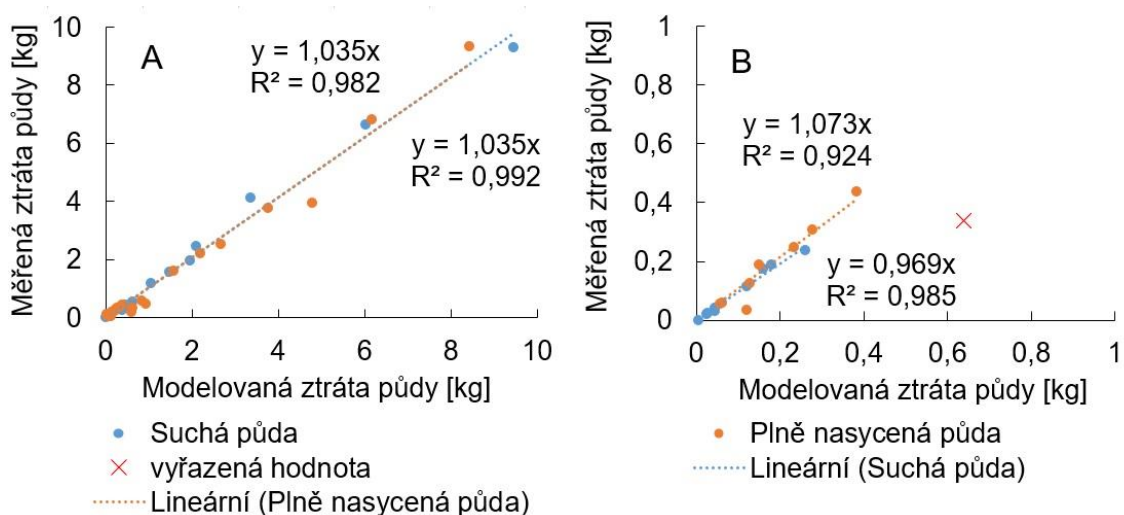
Na základě výpočtů bylo zjištěno, že při experimentech záviselo nejen na plodině, která se na ploše nacházela, ale také na tom, v jakém stavu je plocha na počátku deště. Při opakovaném experimentu, který byl na plně nasyceném půdním vzorku po

předchozím experimentu, byl pozorovaný smyv nižší než na experimentu v přirozené vlhkosti. Může to být ovlivněno zejména dvěma hlavními vlivy: i) většina nejsnáze erodovatelného materiálu byla odplavena při první simulaci, ii) po prvním experimentu a lehkém vyschnutí (15 minut) byla vytvořena krusta, která má nižší erodibilitu než původní půdní povrch. Proto byly experimenty posuzovány nezávisle pro plochu s přirozenou vlhkostí a pro plochu plně nasycenou.

Kilinc and Richardson

Pro tuto metodu, která počítá odnos půdy na základě objemu odtoku, sklonu svahu a kalibračního koeficientu, nejvíce záleží na vhodném nastavení kalibračního koeficientu v závislosti na půdě a pokryvu povrchu. Z modelu je pak důležitý správný výpočet objemu povrchového odtoku, jelikož tento parametr je uvažován v rovnici v druhé mocnině a zásadně tak ovlivňuje výsledek.

Míra spolehlivosti modelování je zobrazena na obrázku 21. Jedna hodnota byla vynechána pro výpočet linearitu modelování, pouze pro případ výběru hustě rostoucí vegetace. Tato hodnota je pro horní kvartil experimentu na obilninách v plně nasyceném prostředí, kdy i přes velký odtok byla velmi nízká ztráta půdy. Je to jediná hodnota nacházející se mimo lineární závislost ostatních měření. Na obou grafech je patrná vysoká lineární závislost.



Obrázek 21: Porovnání dat naměřených a modelovaných pro experimentální lokalitu Řisuty pomocí metody Kilinc and Richardson. Na grafu A je lineární závislost všech hodnot rozdělených podle počátečních vlhkostních podmínek. Na grafu B je vybraný detail části pro obilniny, pokravné plodiny s BBCH 40-100 a vojtěšku na orné půdě. Je patrné, že

modelování je vhodné i pro tyto vegetační kryty s podstatně nižší ztrátou půdy oproti ploše úhoru či širokořádkovým plodinám.

Na základě modelování dat s ohledem na provedené experimenty byly nalezeny následné velikosti parametru K pro jednotlivé skupiny plodin (tab. 3).

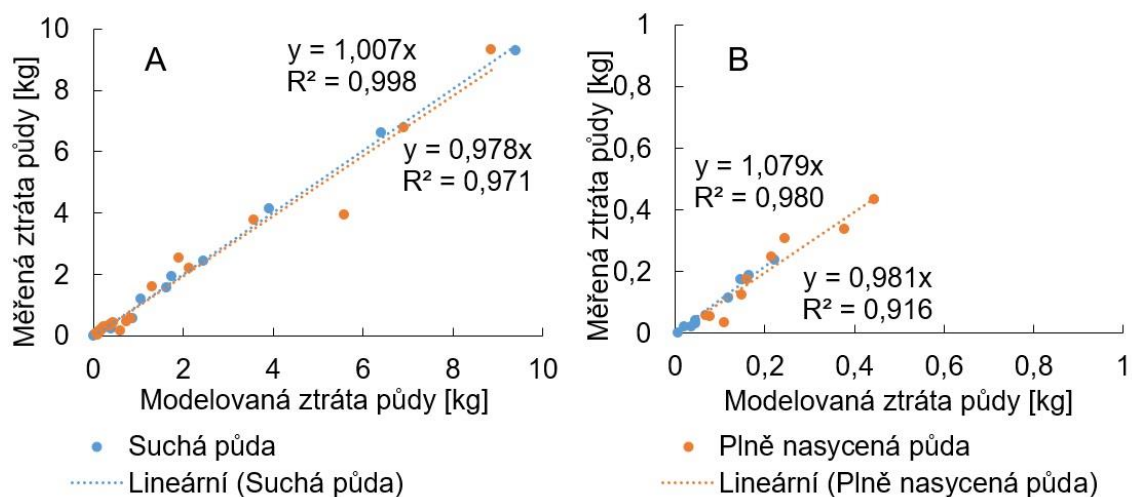
Tabulka 3: Parametr K C pro metodu dle Kilinc and Richardson

	Suchý povrch	Plně nasycený povrch
Úhor kultivovaný	0,135	0,75
Širokořádkové konvenčně	0,09	0,045
Širokořádkové s meziplodinou	0,03	0,015
Pokryvné plodiny BBCH 40-100	0,034	0,02
Pokryvné plodiny BBCH do 40	0,19	0,085
Obilniny	0,04	0,02
Vojtěška na orné půdě	0,03	0,012

Jak je popsáno v původní rovnici, tak koeficient k je součinem koeficientů K, C, P, které mají stejný význam jako v rovnici USLE. Koeficient P je roven jedné. V tomto případě má sama půda koeficient 0,135. Překvapivá je hodnota součinu koeficientů K a C pro pokryvné plodiny s BBCH nižším než 40. V tomto případě je eroze větší než na plochách s úhorem. Je to dáno tím, že i když je celková ztráta půdy z experimentu menší než na ploše úhoru, je značně menší také objem odtoku. V přepočtu odtoku na množství ztráty půdy je pak tato hodnota vyšší než na úhoru. Pro zjištění hodnot samotného C faktoru by byly jednotlivě hodnoty vyděleny hodnotou pro kultivovaný úhor, jehož C faktor je roven jedné.

Engelung and Hansen

Tato metoda je založena na podobném základu jako metoda dle Kilinc and Richardson. V této metodě ovšem závisí ještě také na střední velikosti zrna a rychlosti povrchového toku. Metoda poskytovala také velice dobrou schopnost modelovat ztrátu půdy při vhodném nastavení vstupních parametrů, viz obrázek 22.



Obrázek 22: Porovnání dat naměřených a modelovaných pro experimentální lokalitu Řisuty pomocí metody Engelund and Hansen. Na grafu A je lineární závislost ze všech modelovaných hodnot, na grafu B je výběr pro hustě rostoucí vegetaci (obilniny, pokravné plodiny BBCH 40-100, vojtěška na orné půdě).

Pro tuto metodu byly určeny hodnoty K faktoru pro jednotlivé pokrivy plochy viz tabulka 4.

Tabulka 4: K faktor pro metodu Engelund and Hansen

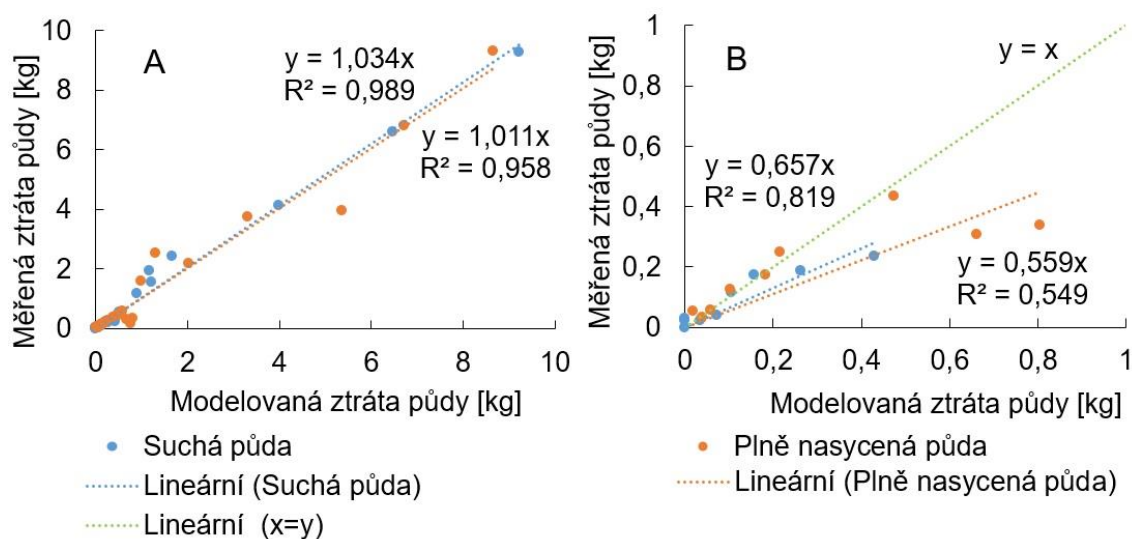
	Suchý povrch	Plně nasycený povrch
Úhor kultivovaný	0,21	0,13
Širokořádkové konvenčně	0,13	0,065
Širokořádkové s meziplodinou	0,03	0,03
Pokravné plodiny BBCH do 40	0,045	0,025
Pokravné plodiny BBCH 40-100	0,28	0,16
Obilniny	0,06	0,04
Vojtěška na orné půdě	0,03	0,02

Zde jsou také pozorovatelné přibližně poloviční hodnoty K faktoru pro plochu při plném nasycení, stejně tak jako u metody dle Kilinc and Richardson. Samotný K faktor půdy je 0,21, což je oproti metodě Kilinc and Richardson dáno tím, jaké hodnoty mají ostatní pevně dané parametry. Při modelování na plně nasycené ploše byl při stejném parametru Manningova součinitele drsnosti vypočtena daleko vyšší rychlost proudění než na ploše v přirozené vlhkosti, jelikož byl i mnohem větší objem odtoku na plně nasycené ploše.

Govers

Zatímco předchozí dvě metody počítaly přímo tok sedimentu, tato metoda počítá energii toku, tedy kolik sedimentu je voda schopná odnést, pokud je takové množství erodovaného materiálu rozrušeno a může být tokem unášeno. Na ploše kultivovaného úhoru se srážkou o intenzitě 60 mm h^{-1} bylo pracováno za předpokladu, že materiál půdy je dostatečně narušován srážkou, že v toku vody bude tolik materiálu, kolik je ho voda schopna odnést. V případě změřené rychlosti toku vody na experimentální ploše bylo třeba využít násobek střední velikosti zrna, jinak rovnice udávala hodnoty transportní kapacity vody i více jak dvacetinásobně vyšší, než byla změřena. Byl tak pro plochu v přirozené vlhkosti použit 31,5násobek D_{50} a pro plochu při plném nasycení 63násobek D_{50} . V takovémto případě modelovala metoda ztrátu půdy vcelku uspokojivě, viz obrázek 23. Rovnice je ale příliš náchylná na změnu rychlosti proudění vody. Záleží proto velice na správném modelování rychlosti, kdy i malá změna má velký vliv na výsledek. Navíc i když celková hodnota ztráty za experiment byla vypočítána správně, tak při pohledu na ztrátu půdy v čase je potřeba zmínit, že v závislosti na výpočtu rychlosti toku v čase jsou vidět velké změny. Na počátku odtoku, kdy je rychlost odtoku nízká je ztráta půdy nízká až nulová. Naopak ke konci experimentu při vyšší rychlosti metoda často značně nadhodnocovala.

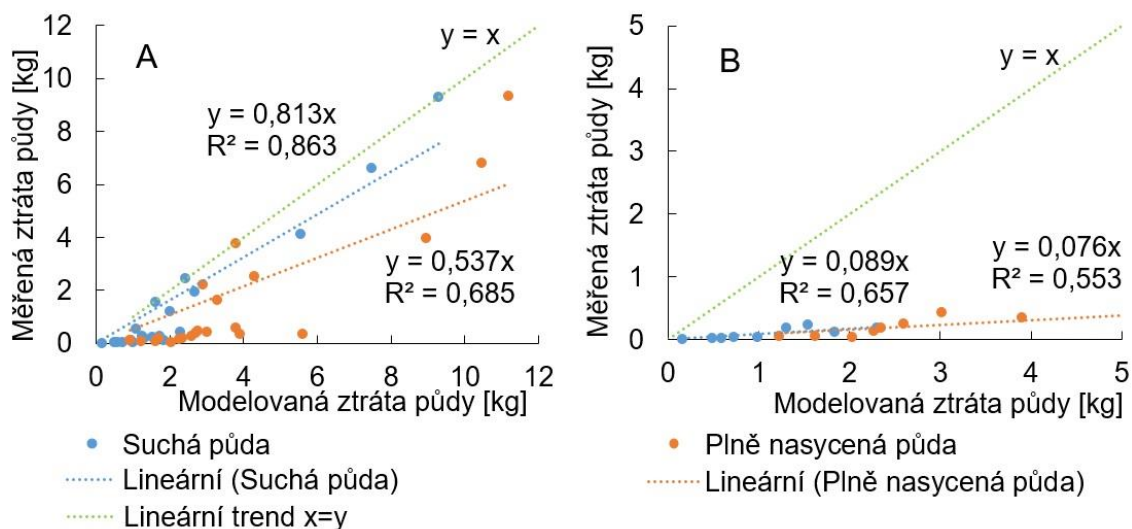
Je třeba vzít v úvahu i velikost půdních částic jako agregátů. V případě využití agregátů, jak bylo popsáno dříve není jasné, zda byly tyto agregáty unášeny tokem, anebo vznikly až při vysušení vzorku při pokojové teplotě. V takovém případě by násobitel velikosti zrna pro plochu úhoru byl přibližně poloviční. Metoda značně nadhodnocuje především u ploch s hustým pokryvem vegetace a pro tyto plochy nemáme znalost zrnitostního rozdělení v odtoku. Zároveň by tato metoda vyžadovala výpočet rozrušení půdy pomocí dopadem vodních kapek a třením vody, aby bylo určeno, jaké množství půdy je narušeno k transportu.



Obrázek 23: Porovnání dat naměřených a modelovaných pro experimentální lokalitu Řisuty pomocí metody Govers. Na grafu A je lineární závislost ze všech modelovaných hodnot, na grafu B je výběr pro hustě rostoucí vegetaci (obilniny, pokravné plodiny BBCH 40-100, vojtěška na orné půdě)

Everaert

Metoda nadhodnocovala pro povrch v přirozené vlhkosti i pro plně nasycený povrch. Při experimentech, kde byla vysoká ztráta půdy bylo nadhodnocování v průměru o 25 % pro plochy v přirozené vlhkosti a dvojnásobné pro plochy plně nasycené. Pro plodiny metoda značně nadhodnocovala ve všech případech, a to více než desetinasobně (obrázek 24). Pravděpodobně je to tím, že je to metoda vyvinuta na ploše bez vegetace. Plocha s vegetací má ochranný vliv jak proti dopadajícím kapkám, tak může kořenový systém zpevnit půdu a ztráta půdy je tak nižší. Možností je doplnění rovnice pro výpočet rozrušení půdy, která bude následně unášena vodním tokem, anebo doplnění varianty ochranného faktoru pro tuto rovnici, aby byla vhodná k použití v takovýchto podmínkách. Jako střední velikost zrna byla využita velikost 10 μm . Vzhledem k tomu, že je hodnota velikosti zrna v kladné mocnině je pak pro výpočet nižší ztráty půdy nižší velikost zrna, a proto při využití hodnoty velikosti agregátů by byla vypočtená hodnota ztráty půdy naopak ještě navýšena.



Obrázek 24: Porovnání dat naměřených a modelovaných pro experimentální lokalitu Řisuty pomocí metody Everaert. Na grafu A je lineární závislost ze všech modelovaných hodnot, na grafu B je výběr pro hustě rostoucí vegetaci (obilniny, pokravné plodiny BBCH 40-100, vojtěška na orné půdě).

5.2.3 Citlivostní analýza na vstupní parametry

U vybraných metod byla provedena analýza citlivosti na vstupní data. Přehled výsledků je zobrazen v tabulce 5. I když u metody Kilinc and Richardson není využita pro výpočet hodnota D_{50} ani hodnota rychlosti, tak při změně Manningova součinitele drsnosti byl měněn nástup povrchového odtoku, a proto jsou i hodnoty ztráty půdy lehce odlišné. V případě metod využívajících D_{50} je značný rozdíl mezi metodou Everaert oproti metodám Govers a Engelund and Hansen. V případě metody Everaert je při zvyšující se střední velikosti zrna ztráta půdy větší, u druhých metod je trend opačný. Oba předpoklady nemohou být správné, jelikož si navzájem odporují. Metoda Engelund and Hansen se ukázala býti značně citlivá na správné určení střední velikosti zrna. Metoda Govers je značně náchylná jak na vstupní hodnotu střední velikosti zrna, tak na rychlost proudění.

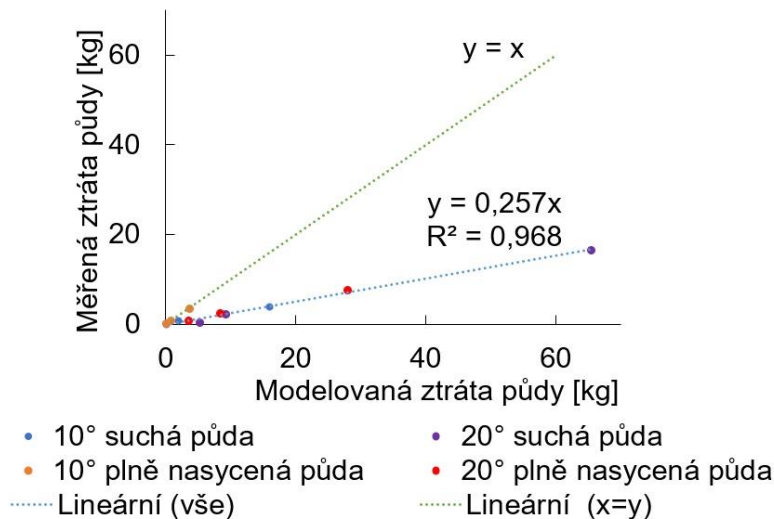
Tabulka 5: Citlivost metod na změnu vstupních parametrů. Hodnoty byly testovány na ploše kultivovaného úhoru na suché půdě pro průměrné hodnoty z měření v čase 20 minut od počátku srážky. Změřená hodnota ztráty půdy v tomto intervalu byla 268,85 g min⁻¹. Hodnoty ztráty půdy v tabulce jsou udávány v g min⁻¹.

D50 [μm]		sklon [%] rychlost [m s ⁻¹]	6			9			12		
			0,07	0,1	0,13	0,07	0,1	0,13	0,07	0,1	0,13
Kilinc	2		107,3	108,3	108,8	210,6	212,6	213,7	339,9	343,2	344,9
	10										
	50										
Engelung	2		509,7	613,5	702,2	936,4	1127,2	1289,9	1441,6	1735,4	1986,1
	10		101,9	122,7	140,4	187,3	225,4	258,0	288,3	347,1	397,2
	50		20,4	24,5	28,1	37,5	45,1	51,6	57,7	69,4	79,4
Govers	2		67,1	330,1	515,2	362,1	622,7	838,8	566,2	859,2	1113,1
	10		7,4	77,1	148,4	88,6	196,3	304,1	171,0	315,4	461,3
	50		0,4	13,3	35,1	16,3	53,4	102,4	43,6	108,3	190,6
Everaert	2		59,6	77,0	92,3	112,4	144,8	174,0	176,1	226,7	272,6
	10		128,7	77,0	199,2	242,6	312,4	375,6	380,1	489,4	588,4
	50		277,7	358,6	430,0	523,6	674,3	810,5	820,3	1056,2	1270,0

5.2.4 Kalibrace a validace metody Kilinc and Richardson

Na základě přechozího modelování byla jako nejvhodnější pro implementaci do modelu SMODERP vybrána metoda dle Kilinc and Richardson. Prvotně byla metoda otestována na datech z experimentální lokality Řisuty, které se nachází v mírném sklonu (9 %), tak jako velké množství hospodářsky obdělávaných pozemků. V této kapitole je provedena kalibrace výpočtu metody na datech pořízených pomocí laboratorního dešťového simulátoru s půdou využívanou na stabilním simulátoru v Jirkově. Jde o experimenty provedené na svazích se sklonem vyšším než 10°, a tak se prokáže schopnost metody modelovat ztrátu půdy v rozdílných svazitostech zkoumané lokality. Toto je velice důležité, protože při používání modelu je snaha, aby co nejvěrněji předpovídal ztrátu půdy na rozličných lokalitách a sklonech.

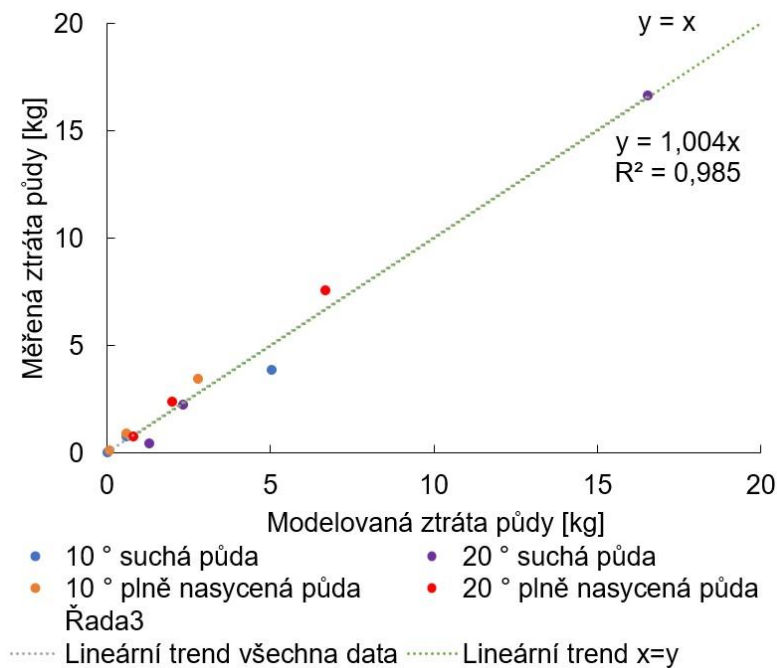
Metoda se při kalibraci jevila jako robustní s minimem potřebných vstupních parametrů s tím, že je třeba vhodně modelovat množství povrchového odtoku, což je jediný parametr v rovnici proměnný v čase. Při použití metody na data z laboratorního simulátoru ve sklonech 10° a 20° je zobrazeno na obrázku 25. Při těchto experimentech byly použity intenzity 40 mm h⁻¹-120 mm h⁻¹. A je tedy kromě změny sklonu testováno i využití jiné intenzity srážky.



Obrázek 25: Modelování ztráty půdy metodou Kilinc and Richardson na laboratorním simulátoru na sklonu 10° a 20°

Z obrázku 25 je patrné, že je sice lineární závislost mezi daty změřenými a modelovanými, ale model nadhodnocuje přibližně trojnásobně.

Jelikož vliv sklonu svahu na ztrátu půdy je dán mocninným koeficientem u parametru sklonu, byl změněn tento mocninný koeficient sklonu svahu. Zároveň s ním byla změněna i první konstanta v rovnici a pro K faktor byl použit výpočet na základě složení půdy dle metodiky pro metodu USLE (Janeček 2012). Vypočítaný K faktor pro půdu v Řisutech byl 0,57 a půda využívaná na laboratorním DS a v lokalitě Jirkov 0,21. Koeficient sklonu svahu byl změněn z 1,664 na 1,36 a konstanta v rovnici byla změněna na $2,11 \cdot 10^7$. Modelování po úpravě je znázorněno na obrázku 26.

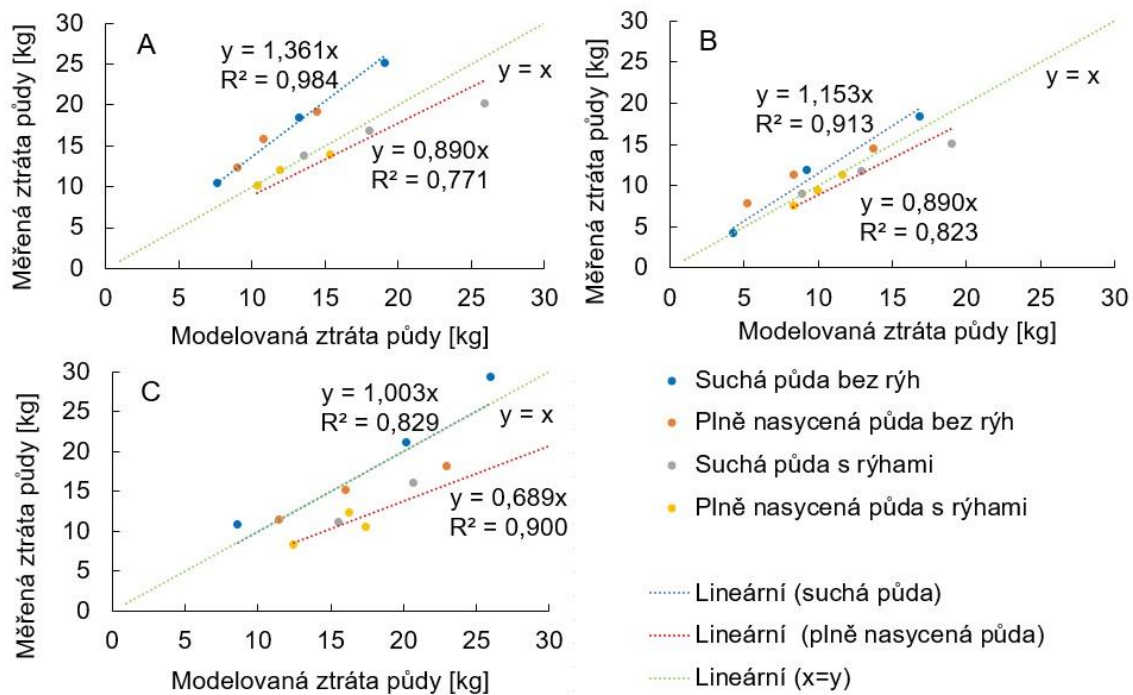


Obrázek 26: Ztráta půdy z laboratorního simulátoru po změně mocninného parametru sklonu. Z obrázku 26 je patrné, že nyní je již vhodně simulována i ztráta půdy na prudších svazích. Ve větších svazích nemáme k dispozici naměřená data na plodinách, pouze na ploše kultivovaného úhoru.

Validace metody

Po změně parametru sklonu byla metoda vyzkoušena i na velmi vysoké sklony při extrémních intenzitách, které byly provedeny na experimentální lokalitě Jirkov.

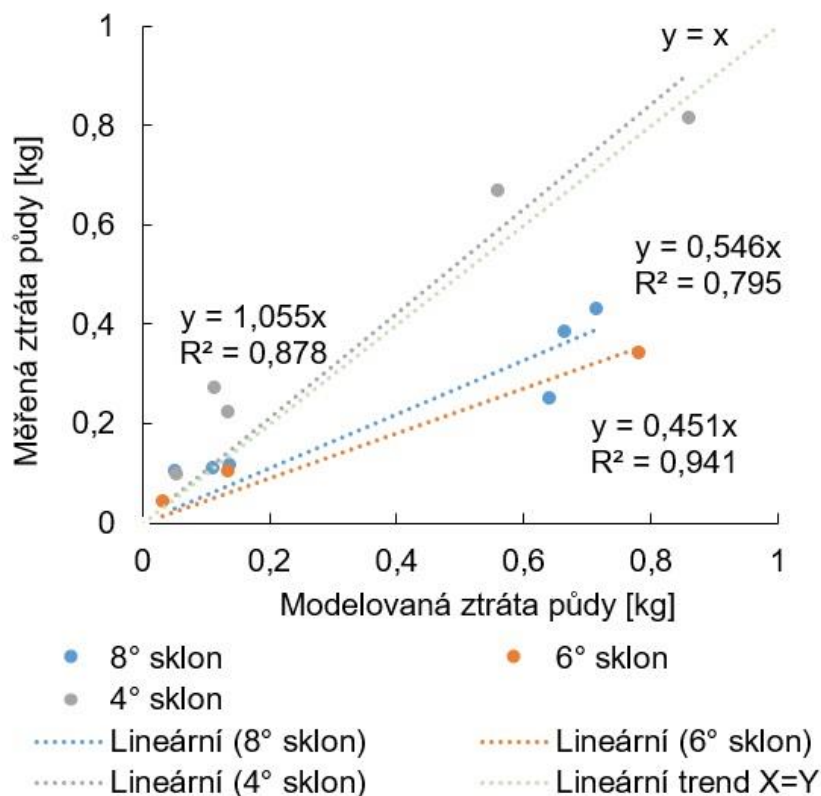
K modelování eroze na plochách v Jirkově (obrázek 27) je nutno podotknout, že jde o experimenty v extrémních svazích pod extrémními intenzitami deště. Data byla rozdělena na experimenty na připraveném vzorku a na vzorku s vytvořenými erozními rýhami, kdy data vykazovala lineární závislost. Zatímco na připraveném vzorku metoda podhodnocovala do 30 %, na ploše s vytvořenými rýhami metoda nadhodnocovala až do 45 %.



Obrázek 27: Validace metody Kilinc and Richardson na svazích se sklonem 22° (A), 30° (B) a 34° (C) na experimentální lokalitě Jirkov. Body jsou rozděleny dle počátečních podmínek a spojnice trendu jsou vždy společné pro plochy připraveného kultivovaného úhoru a plochy s vytvořenými erozními rýhami po předchozím experimentu

Validace na laboratorním dešťovém simulátoru

Na laboratorním dešťovém simulátoru byla využita půda z lokality Řisuty v nízkých sklonech. V tomto případě je třeba vzít v úvahu lehce odlišnou přípravu půdy oproti ostatním experimentům. Zatímco v posledních letech byl vzorek připravován totožně a to tak, že byl připraven úhor, který byl uválcován. V tomto případě byl připraven úhor, který byl zakrustován pomocí první srážky a na němž probíhaly experimenty na tomto zakrustovaném úhoru. Toto je možným důvodem, proč modelování nadhodnocuje oproti měřeným hodnotám. Výsledky jsou zobrazeny na obrázku 28.



Obrázek 28: Validace na laboratorním DS s půdou z lokality Řisuty.

5.3 Vybraná metoda pro výpočet ztráty půdy

Na základě výsledků uvedených v této práci byla pro výpočet ztráty půdy v modelu SMODERP vybrána odvozená metoda založená na práci (Kilinc & Richardson, 1973). Vzhledem k ostatním metodám byly namodelované výsledky blízké hodnotám naměřeným během experimentálních měření. Zároveň tato metoda není náchylná na hodnoty parametrů, které je obtížné správně určit (například střední velikost zrna a rychlost proudění), a které mohou být proměnné v čase. Ve tvaru, v jakém je metoda popsána v práci (Ogden & Heilig, 2001; Van et al., 2021), je příliš náchylná na změnu sklonu. Po validaci na naměřených datech ve vyšších sklonech byl mocninný exponent u parametru sklonu upraven a stejně tak i první empirický parametr. Rovnice doporučená pro implementace do modelu SMODERP je ve tvaru:

$$q_s = 2,11 \cdot 10^7 q^{2,035} S^{1,36} K C_s \quad (32)$$

kde

q_s = jednotkový tok sedimentu [$\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-1}$]

q = jednotkový průtok [$\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$]

S = sklon [-]

K = koeficient erodibility půdy dle USLE

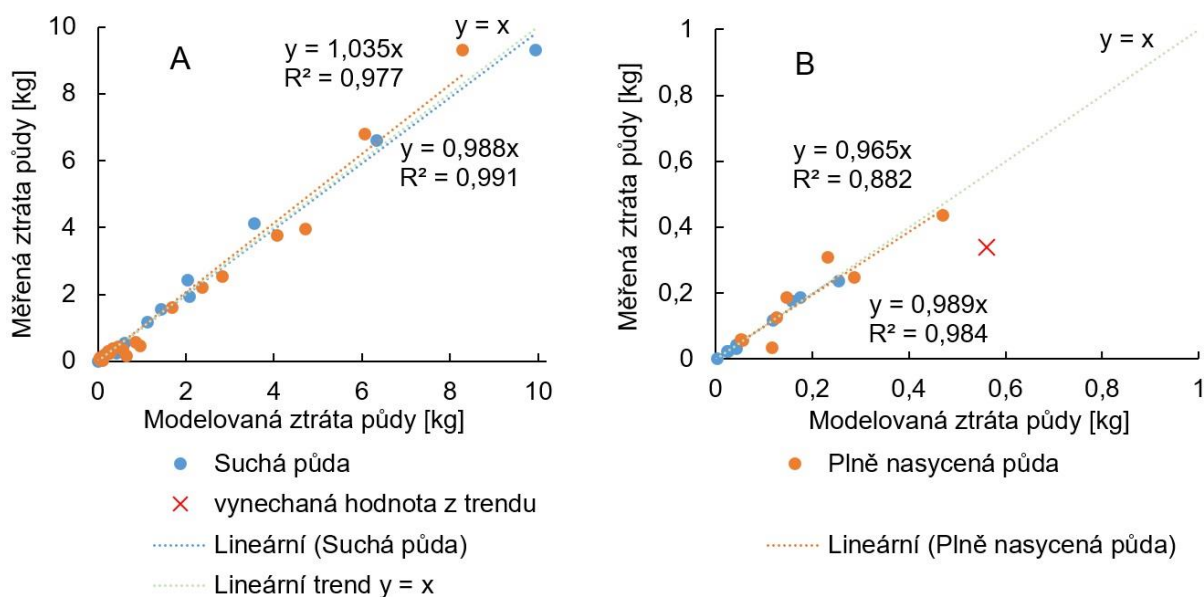
C_s = koeficient ochranného vlivu vegetace

Koeficient K byl vypočten dle platné metodiky (Janeček 2012), pro půdu v lokalitě Řisuty byl koeficient K roven hodnotě 0,57, pro půdu využívanou na stabilním dešťovém simulátoru byl parametr K roven 0,21. Obě půdy byly využity i na laboratorním dešťovém simulátoru.

Plodiny byly rozděleny do skupin podle jejich typu a také podle vlivu ochranného faktoru na půdní povrch. Z výsledků bylo zjištěno, že pokud je po srážkové události povrch plně nasycen, je pak ztráta půdy nižší, než pokud je povrch před srážko-odtokovou událostí v přirozené vlhkosti. I tento vliv byl zahrnut do hodnoty C_s faktoru, který je pro plodiny zobrazen v tabulce 7. V původním zápisu rovnice je uvedeno, že C faktor je parametr dle metody USLE. Při porovnání hodnot C faktoru pro metodu USLE dle metodiky (Mistr et al., 2021; Mistr et al., 2018) jsou hodnoty uvedeny v tabulce 6. Na základě těchto výsledků bez dalšího výzkumu není možné použít hodnoty C faktoru dle USLE pro odvozenou metodu. Velký vliv zde má to, že při experimentech některé plochy vykazovaly daleko nižší povrchový odtok, který velmi ovlivňuje výpočet množství ztráty půdy. V metodě USLE se porovnávají plochy s referenční hodnotou kultivovaného úhoru bez ohledu na množství objemu povrchového odtoku. Spolehlivost modelování je zobrazena na obrázku 29.

Tabulka 6: Hodnota C_s faktoru pro jednotlivé kategorie plodin a plochy kultivovaného úhoru

	suchý povrch	Plně nasycený povrch	C faktor dle USLE
Úhor kultivovaný	1	0,5	1
Širokořádkové konvenčně	0,65	0,325	0,38
obilniny	0,23	0,115	0,23
Pokryvné plodiny BBCH do 40	1,25	0,625	
Pokryvné plodiny BBCH 40-100	0,2	0,1	0,11-0,26
Vojtěška na orné půdě	0,2	0,1	
Širokořádkové s meziplodinou	0,28	0,14	0,05-0,1



Obrázek 29: Modelovaná ztráta půdy vztažená k naměřeným datům. A) všechna data z ploch s plodinami i plochy kultivovaného úhoru. B) Vybrané plochy obilnin, pokryvných plodin s BBCH 40-100 a vortěšky.

Výhodou vybrané metody je kromě malého množství vstupních parametrů i to, že při rozšíření datasetu měření je snadné provést úpravu parametrů dle nejnovějších poznatků.

6 Závěr

Tato disertační práce se zaměřením na erozní problematiku se zabývala výpočtem množství nerozpuštěných látek v mělkém povrchovém odtoku na orné půdě. Cílem bylo nalezení vhodné metody výpočtu, která bude následně implementována do fyzikálně založeného epizodního modelu SMODERP. Za tímto účelem byla využita široká databáze provedených experimentálních měření na dešťových simulátorech pro nalezení vhodného vztahu pro výpočet transportu sedimentu.

V první části jsou popsány teoretické základy, které jsou v práci dále užívány. Jde jak o základy erozní problematiky, tak o souhrn modelů, které se v dnešní době čteně využívají, včetně popisu modelu SMODERP. Dále jsou popsány nalezené metody, které byly na základě výzkumu ostatních autorů vybrány jako potenciálně vhodné pro výpočet odnosu sedimentu ve fyzikálně založeném modelu. Je třeba vzít v úvahu, že metod přímo určených na výpočet odnosu nerozpuštěných látek v mělkém povrchovém odtoku není mnoho, a proto byly uvažovány i metody které sice byly vyvinuty pro menší toky, ale ostatní autoři je používají jako možné způsoby pro zhodnocení erozní ohroženosti povodí.

V druhé části je popsán sběr dat a výsledky těchto měření. Jsou zde detailně popsány tři zařízení dešťových simulátorů, která byla použita pro provádění experimentů společně s metodikou měření. S polním dešťovým simulátorem na experimentální lokalitě Řisuty bylo provedeno celkem 303 experimentů, z čehož bylo 92 na ploše kultivovaného úhoru a 211 na plochách vegetace s různým zastoupením plodin několikrát v průběhu jejich vegetačního cyklu. Na laboratorním simulátoru byla využita sada měření v různých sklonech a intenzitách srážky na dvou půdách, které jsou použity u ostatních dvou simulátorů. Celkem bylo provedeno 12 měření ve sklonu 10° a 20° s intenzitou srážky $40-120 \text{ mm h}^{-1}$ a 14 měření ve sklonu 4° , 6° a 8° s intenzitou srážky $40-80 \text{ mm h}^{-1}$. Posledním zařízením je stabilní dešťový simulátor na experimentální lokalitě v Jirkově. Experimentální plochy zde byly ve sklonech 22° , 30° a 34° s intenzitou srážky 160 mm h^{-1} , 140 mm h^{-1} a 113 mm h^{-1} . Jde tedy o experimenty v extrémním sklonu při extrémní srážce. Zde bylo na ploše kultivovaného úhoru provedeno celkem 136 experimentů. Během experimentů byly měřeny také další charakteristiky potřebné pro výpočet ztráty půdy jednotlivými metodami. Jde zejména o rychlost povrchového odtoku a křivku zrnitosti splavovaného materiálu.

Třetí část obsahuje erozní modelování s využitím nalezených metod a experimentálně změřených dat. Nejdříve byly všechny nalezené metody otestovány na měřených datech povrchového odtoku a ztráty půdy na ploše kultivovaného úhoru v lokalitě Řisuty. Na základě těchto výpočtů byly vybrány metody, které vhodně modelují ztrátu půdy, a ty byly dále posuzovány na datech naměřených na plochách s vegetací. Již na počátku se většina metod ukázala jako nevhodná pro modelování ztráty půdy v mělkém povrchovém odtoku. Pro další posuzování byly vybrány čtyři metody – Kilinc and Richardson a Engelund and Hansen, které počítají tok sedimentu na základě odtokových parametrů a koeficientu erodibility půdy a dále pak metody Govers a Everaert, které počítají transportní kapacitu toku na základě energie toku a střední velikosti unášené částice. Po otestování těchto rovnic na datech s vegetací byla jako nejlepší metoda pro implementaci do modelu zvolena metoda Kilinc and Richardson. I když metoda dle Engelund and Hansen poskytovala obdobné výsledky, tak v sobě obsahuje střední velikost zrna, a také parametr rychlosti, která značně závisí na správném výpočtu této veličiny modelem. Tyto dva parametry mohou při špatně dosazené nebo vypočtené hodnotě nepříznivě ovlivnit výsledek. Vybraná metoda Kilinc and Richardson byla následně nakalibrována na datech z laboratorního simulátoru ve vyšších sklonech 10° a 20°, kde byla nalezena přílišná citlivost na změnu sklonu svahu, kde metoda značně nadhodnocovala ztrátu půdy z ploch s vyšším sklonem. Metoda byla upravena na základě dat z laboratorního simulátoru tak, aby vhodně modelovala ztrátu půdy do sklonu 20°. Při této úpravě byl změněn první empirický koeficient, mocninný parametr sklonu a pro užití půdy byly vypočítány K faktory dle metodiky pro metodu USLE. Následně byla metoda validována na datech z lokality Jirkov, kde byly shledány uspokojivé výsledky i pro extrémně velké svahy za extrémní srážkové události. V tomto případě metoda sice podhodnocovala výsledky do přibližně 40 % na ploše kultivovaného úhoru, ale na opakovaných experimentech (plocha s erozními rýhami po předchozím experimentu) metoda při modelování naopak nadhodnocovala až o 40 %. Je potřeba poznamenat, že se jedná o extrémní sklony při extrémních intenzitách 113-160 mm h⁻¹, kdy již vzniká velice koncentrovaný rýhový odtok. Druhým datasetem pro validaci byla data z laboratorního simulátoru při nízkých sklonech s půdou z lokality Řisuty. Zde metoda pro sklon 8° modelovala ztrátu půdy správně, ale pro sklony 4° a 6° nadhodnocovala. Ale v tomto případě byl využit jiný způsob přípravy půdy, kdy půda po přeorání nebyla válcována, ale po prvním experimentu byl povrch ponechán

k přirozenému vyschnutí a na tomto zakrustovaném vzorku byly prováděny další experimenty. Tento fakt může snížit erodibilitu půdy.

Výsledkem této práce je odvozená metoda založená na výzkumu Kilinc and Richardson. Metoda se jeví jako dostatečně robustní a pro výpočet je nutné zadat sklon svahu a jednotkový průtok, který je využit ze srážkoodtokové části modelu. K faktor je využit dle metody USLE a pro C_s faktor je v práci uvedena tabulka pro jednotlivé kategorie plodin odvozená z experimentálního výzkumu. Výhodou této metody je i to, že v případě získání většího datasetu naměřených dat je možné jednoduše upravit vnitřní parametry rovnice tak, aby odpovídali nově získaným poznatkům.

Při implementaci do modelu je třeba vhodně vyřešit přechody mezi plochami s rozdílnou vegetací. V takovém případě by byla v takovém místě skoková změna transportovaného množství. Ostatní modely řeší místa s poklesem unášecí schopnosti toku přes usazovací rychlost částic. Pro správné nastavení ovšem není dostatečně množství experimentálně naměřených dat.

Pro další vývoj je třeba více experimentálních měření na jiných půdách a také na rozdílných sklonech s využitím vegetace, aby se ověřilo, zda její ochranný efekt není závislý na sklonu svahu či typu půdy.

7 Literatura a zdroje

- Abrahams, A. D., Li, G., Krishnan, C., & Atkinson, J. F. (2001). A sediment transport equation for interrill overland flow on rough surfaces. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(13), 1443–1459. <https://doi.org/10.1002/esp.286>
- Abudi, I., Carmi, G., & Berliner, P. (2012). Rainfall simulator for field runoff studies. *Journal of Hydrology*, 454–455, 76–81. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.056>
- Aksoy, H., & Kavvas, M. L. (2005). A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *CATENA*, 64(2–3), 247–271. <https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2005.08.008>
- Alldis, V. R. (1941). Soil Erosion: Its Origin and Treatment. *The Australian Quarterly*, 13(2), 35. <https://doi.org/10.2307/20630933>
- Arnold, J. G., Williams, J. R., Srinivasan, R., & King K W. (1995). Soil and Water Assessment Tool (SWAT) Users Manual. *USDA-ARS, Temple, TEXAS*.
- Avwunudiogba, A., & Hudson, P. F. (2014). A Review of Soil Erosion Models with Special Reference to the needs of Humid Tropical Mountainous Environments. *European Journal of Sustainable Development*, 3(4), 299–299. <https://doi.org/10.14207/EJSD.2014.V3N4P299>
- Bagnold, R. A. (1980). An Empirical Correlation of Bedload Transport Rates in Flumes and Natural Rivers. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 372(1751), 453–473. <https://doi.org/10.1098/rspa.1980.0122>
- Bauer, M., Kavka, P., Strouhal, L., Dostál, T., & Krása, J. (2016). Rainfall simulators - innovations seeking rainfall uniformity and automatic flow rate measurements. *EGU General Assembly 2016, Held 17-22 April, 2016 in Vienna Austria, Id. EPSC2016-936*, 18.
- Benbi, D. K., & Nieder, R. (2003). *Handbook of processes and modeling in the soil-plant system*. Food Products Press.

- Boháč, M. (2016). *Zrnitostní složení erodovaného sedimentu. Diplomová práce, Fsv, ČVUT v Praze.*
- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Calvo-Cases, A., Arnau-Rosalén, E., Albaladejo, J., & Castillo, V. (2007). Causes and underlying processes of measurement variability in field erosion plots in Mediterranean conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(1), 85–101. <https://doi.org/10.1002/esp.1382>
- Borrelli, P., Robinson, D. A., Fleischer, L. R., Lugato, E., Ballabio, C., Alewell, C., Meusburger, K., Modugno, S., Schütt, B., Ferro, V., Bagarello, V., Oost, K. Van, Montanarella, L., & Panagos, P. (2017). An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion. *Nature Communications*, 8(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02142-7>
- Calvo-Cases, A., Gisbert, B., Palau, E., & Romero, M. (1988). Un simulador de lluvia portátil de fácil construcción. *Métodos y Técnicas Para La Medición En El Campo de Procesos Geomorfológicos*, 1, 6–15.
- Cerdà, A., Ibáñez, S., & Calvo, A. (1997). Design and operation of a small and portable rainfall simulator for rugged terrain. *Soil Technology*, 11(2), 163–170. [https://doi.org/10.1016/S0933-3630\(96\)00135-3](https://doi.org/10.1016/S0933-3630(96)00135-3)
- Cerdà, A. (1999). Simuladores de lluvia y su aplicación a la {Geomorfología}: {Estado} de la cuestión. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 25, 45–84. <http://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=81510>
- Cerdà, Artemi. (2007). Soil water erosion on road embankments in eastern Spain. *Science of The Total Environment*, 378(1–2), 151–155. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2007.01.041>
- Cerdan, O., Govers, G., Le Bissonnais, Y., Van Oost, K., Poesen, J., Saby, N., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F. J. P. M., Raclot, D., Ionita, I., Rejman, J., Rousseva, S., Muxart, T., Roxo, M. J., & Dostal, T. (2010). Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data. *Geomorphology*, 122(1–2), 167–177. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.06.011>

- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Couturier, A., & Saby, N. (2002). Modelling interrill erosion in small cultivated catchments. *Hydrological Processes*, *16*(16), 3215–3226. <https://doi.org/10.1002/hyp.1098>
- Chadwick, A. J. (Andrew J., Morfett, J. C. (John C. ., & Borthwick, M. (2013). *Hydraulics in civil and environmental engineering*.
- Christiansen, J. E. (1942). Irrigation by Sprinkling. *University of California Agricultural Experiment Station Bulletin*, *670*(124).
- D. C. Goodrich, D. C., I. S. Burns, I. S., C. L. Unkrich, C. L., D. J. Semmens, D. J., D. P. Guertin, D. P., M. Hernandez, M., S. Yatheendradas, S., J. R. Kennedy, J. R., & L. R. Levick, L. R. (2012). KINEROS2/AGWA: Model Use, Calibration, and Validation. *Transactions of the ASABE*, *55*(4), 1561–1574. <https://doi.org/10.13031/2013.42264>
- Davidová, T., Dostál, T., David, V., & Strauss, P. (2015). Determining the protective effect of agricultural crops on the soil erosion process using a field rainfall simulator. *Plant Soil and Environment*, *61*, 109–115. <https://doi.org/10.17221/903/2014-PSE>
- de Roo, A., Jetten, V., Wesseling, C., & Ritsema, C. (1998). LISEM: A Physically-Based Hydrologic and Soil Erosion Catchment Model. In *Modelling Soil Erosion by Water* (pp. 429–440). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-58913-3_32
- Dey, S., Ali, S. Z., & Padhi, E. (2019). Terminal fall velocity: the legacy of Stokes from the perspective of fluvial hydraulics. *Proceedings of the Royal Society A*, *475*(2228). <https://doi.org/10.1098/RSPA.2019.0277>
- Dostál, T., Strauss, P., Schindewolf, M., Kavka, P., Schmidt, J., Bauer, M., Neumann, M., Kaiser, A., & Iserloh, T. (2015). Comparison of different types of medium scale field rainfall simulators. *EGU General Assembly 2015, Held 12-17 April, 2015 in Vienna, Austria*.
- Dotterweich, M. (2013). The history of human-induced soil erosion: Geomorphic legacies, early descriptions and research, and the development of soil conservation—A global synopsis. *Geomorphology*, *201*, 1–34.

<https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2013.07.021>

Dvořáková, T., Dostál, T., David, V., Kavka, P., Krasa, J., & Koudelka, P. (2012). Methodology of C factor verification in conditions of the Czech Republic. *EGU General Assembly 2012, Held 22-27 April, 2012 in Vienna, Austria*, 8713.

Engelund, F., & Hansen, E. (1967). *A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams*. Teknisk Forlag. <https://scirp.org/reference/referencespapers.aspx?referenceid=3232307>

Eslamian, S. (2014). *Handbook of Engineering Hydrology: Modeling, Climate Change, and Variability*. CRC Press Taylor & Francis Group.

Everaert, W. (1991). Empirical relations for the sediment transport capacity of interrill flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16(6), 513–532. <https://doi.org/10.1002/ESP.3290160604>

Flanagan, D. C., Gilley, J. E., & Franti, T. G. (2007). Water Erosion Prediction Project (WEPP): Development History, Model Capabilities, and Future Enhancements. *Transactions of the ASABE*, 50(5), 1603–1612. <https://doi.org/10.13031/2013.23968>

Flanagan, D. C., & Livingston, S., J. (1995). *WEPP User Summary*. USDA ARS NSERL.

Fu, Y., Li, G., Wang, D., Zheng, T., & Yang, M. (2019). Raindrop Energy Impact on the Distribution Characteristics of Splash Aggregates of Cultivated Dark Loessial Cores. *Water* 2019, Vol. 11, Page 1514, 11(7), 1514. <https://doi.org/10.3390/W11071514>

Govers, G. (1990). Empirical relationships for the transport capacity of overland flow. *IAHS Publication*, 189, 45–63.

Grismer, M., Grismer, & E., M. (2016). Determination of Watershed Infiltration and Erosion Parameters from Field Rainfall Simulation Analyses. *Hydrology*, 3(3), 23. <https://doi.org/10.3390/hydrology3030023>

Haschenburger, J. K., & Curran, J. (2012). *Sediment Transport Modeling of Reach Scale Geomorphic Processes*.

- Hessel, R., & Jetten, V. (2007). Suitability of transport equations in modelling soil erosion for a small Loess Plateau catchment. *Engineering Geology*, 91(1), 56–71. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.12.013>
- Holý, M. (1984). Vztahy mezi povrchovým odtokem a transportem živin v povodí vodárenských nádrží. *Dílčí Zpráva Výzkumného Úkolu VI-4-15/01-03/*.
- Igwe, P. U., Onuigbo, A. A., Chinedu, O. C., Ezeaku, I. I., & Muoneke, M. M. (2017). Soil Erosion: A Review of Models and Applications. *International Journal of Advanced Engineering Research and Science*, 4(12), 138–150. <https://doi.org/10.22161/IJAERS.4.12.22>
- Iserloh, T., Fister, W., Seeger, M., Willger, H., & Ries, J. B. (2012). A small portable rainfall simulator for reproducible experiments on soil erosion. *Soil and Tillage Research*, 124, 131–137. <https://doi.org/10.1016/j.still.2012.05.016>
- Isla, F. I., & Iribarne, O. (2009). *Coastal zones and estuaries, Encyclopedia of life support system*. EOLSS Publications.
- Janeček, M. (2012). *Ochrana zemědělské půdy před erozí / (Vyd. 2.)*. ISV,.
- Jetten, V. (2002). Lisem User manual. *Dostupný z: <https://Usermanual.Wiki/Document/LISEM20Manual.1073239787/View>*.
- Julien, Y. P. (1995). *Erosion and Sedimentation*. Cambridge University Press.
- Kathiravelu, G., Lucke, T., & Nichols, P. (2016). Rain Drop Measurement Techniques: A Review. *Water*, 8(1), 29. <https://doi.org/10.3390/w8010029>
- Kavka, P., Bauer, M., Janotová, B., Krása, J., Dostál, T., & Davidová, T. (2014). Experimental research of soil erosion in the Czech Republic. *14th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2014, Conference Proceedings Vol. II. Sofia: STEF92 Technology Ltd.*, 131–138. <https://doi.org/10.5593/SGEM2014/B32/S13.018>
- Kavka, P., Davidová, T., Janotová, B., Bauer, M., & Dostál, T. (2012). Mobilní dešťový simulátor. *Stavební Obzor*, 8.
- Kavka, P., Strouhal, L., Jáchymová, B., Krása, L., & Báčová, M. (2018). DOUBLE

SIZE FULLJET FIELD RAINFALL SIMULATOR FOR COMPLEX INTERRILL AND RILL EROSION STUDIES. *Stavební Obzor - Civil Engineering Journal*. <https://doi.org/10.14311/CEJ.2018.02.0015>

Kavka, P., Weyskrabova, L., & Zajicek, J. (2013). Comparison of 1D and 2D modelling with soil erosion model SMODERP. *EGU General Assembly 2013, Held 7-12 April, 2013 in Vienna, Austria, Id. EGU2013-13020*, 15.

Kavka, P. (2011). KALIBRACE A VALIDACE MODELU SMODERP. *Disertační Práce*, 127.

Kavka, Petr, Dostál, T., Iserloh, T., Davidová, T., Krása, J., David, V., Vopravil, J., Khel, T., & Bauer, M. (2015). A medium scale mobile rainfall simulator for experiments on soil erosion and soil hydrology. *EGU General Assembly 2015, Held 12-17 April, 2015 in Vienna, Austria. Id.11025*, 17.

Kavka, Petr, Jeřábek, J., & Landa, M. (2022). SMODERP2D—Sheet and Rill Runoff Routine Validation at Three Scale Levels. *Water 2022, Vol. 14, Page 327, 14(3)*, 327. <https://doi.org/10.3390/W14030327>

Kavka, Petr, Neumann, M., Laburda, T., & Zumr, D. (2019). Developing of the laboratory rainfall simulator for testing the technical soil surface protection measures and droplets impact. *Proceedings of the XVII ECSMGE-2019*. <https://doi.org/10.32075/17ECSMGE-2019-0392>

KHMKI. (2022). SMODERP ke stažení. *FSv, ČVUT v Praze, dostupné z: <https://storm.fsv.cvut.cz/cinnost-katedry/volne-stazitelne-vysledky/smoderp/?lang=cz>*. <https://storm.fsv.cvut.cz/cinnost-katedry/volne-stazitelne-vysledky/smoderp/?lang=cz>

Kilinc, M., & Richardson, E. V. (1973). *Mechanics of soil erosion from overland flow generated by simulated rainfall*. Colorado State University.

Kinnell, P. I. A. (2016). A review of the design and operation of runoff and soil loss plots. *CATENA*, 145, 257–265. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.013>

Kubínová, R., Neumann, M., & Kavka, P. (2021). Aggregate and Particle Size Distribution of the Soil Sediment Eroded on Steep Artificial Slopes. *Applied*

- Laburda, T. et al. (2014). Využití laboratorního dešťového simulátoru ČVUT v dlouholetém výzkumu eroze půdy. *Sborník Příspěvků Ze Semináře Adolfa Patery 2014 Na Téma "Extrémní Hydrologické Jevy v Povodích,"* 97–104. <https://doi.org/978-80-02-02574-0>
- Lal, R. (1994). *Soil erosion research methods* (S. and W. C. S. (U.S.) (ed.)). St. Lucie Press.
- Langendoen, E. J., Wells, R. R., Ursic, M. E., Vieira, D. A. N., & Dabney, S. M. (2014). Evaluating sediment transport capacity relationships for use in ephemeral gully erosion models. *IAHS-AISH Proceedings and Reports*, 367, 128–133. <https://doi.org/10.5194/PIAHS-367-128-2015>
- Liu, G., Xu, W. N., Zhang, Q., & Xia, Z. Y. (2012). Interrill and Rill Erosion on Hillslope. *Applied Mechanics and Materials*, 170–173, 1344–1347. <https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/AMM.170-173.1344>
- Long, E. J., Hargrave, G. K., Cooper, J. R., Kitchener, B. G. B., Parsons, A. J., Hewett, C. J. M., & Wainwright, J. (2014). Experimental investigation into the impact of a liquid droplet onto a granular bed using three-dimensional, time-resolved, particle tracking. *Physical Review E*, 89(3). <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.89.032201>
- Low, H. S. (1989). Effect of Sediment Density on BedLoad Transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 115(1), 124–138. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1989\)115:1\(124\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1989)115:1(124))
- Merritt, W. S., Letcher, R. A., & Jakeman, A. J. (2003). A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, 18(8–9), 761–799. [https://doi.org/10.1016/S1364-8152\(03\)00078-1](https://doi.org/10.1016/S1364-8152(03)00078-1)
- Mistr, M., Janoušek, Z., Novotný, I., Žížala, D., Kapička, J., Krása, J., Stašek, J., Dostál, T., Roudnická, A., Štrobach, J., Mikulka, J., Středa, T., & Středová, H. (2021). Metodika Ochrany Půdy Před Erozí Pomocí Zemědělských Postupů Příznivých pro Klima a Životní Prostředí. *Certifikovaná Metodika*.

- Mistr, Martin, Novotný, I., Žížala, D., Kapička, J., Beietlerová, H., Zelenková, K., Dostál, T., Krása, J., Zumr, D., Roudnická, A., Strouhal, L., Stašek, J., Brant, V., Kroulík, M., Pivec, J., Středa, T., & Středová, H. (2018). Faktor Ochranného Vlivu Vegetace Jako Významná Součást Protierozní Ochrany Zemědělské Půdy. *Certifikovaná Metodika*. <https://knihovna.vumop.cz/files/903>
- Mitas, L., & Mitasova, H. (1998). Distributed soil erosion simulation for effective erosion prevention. *Water Resources Research*, 34(3), 505–516. <https://doi.org/10.1029/97WR03347>
- Montgomery, D. R. (2007). Soil erosion and agricultural sustainability. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(33), 13268–13272. <https://www.pnas.org/content/104/33/13268>
- Morgan, R. P. C., Quinton, J. N., Smith, R. E., Govers, G., Poesen, J. W. A., Auerswald, K., Chisci, G., Torri, D., & Styczen, M. E. (1998). The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(6), 527–544.
- Neumann, M. (2013). Vyhodnocení simulací na dešťovém simulátoru a jejich využití pro verifikaci modelu SMODERP. *Bakalářská Práce*.
- Neumann, M. (2015). Verifikace modelu SMODERP na základě polních a laboratorních experimentů. *Diplomová Práce*.
- Neumann, M., & Kavka, P. (2015). Využití dvou metod měření rychlosti povrchového odtoku ke kalibraci srážko-odtokových modelů. *Voda a Krajina*.
- Neumann, Martin, Dostál, T., Krása, J., Kavka, P., Davidová, T., Brant, V., Kroulík, M., Mistr, M., & Novotný, I. (2016). Methodology for application of field rainfall simulator to revise c-factor database for conditions of the Czech Republic. *EGU General Assembly 2016, Held 17-22 April, 2016 in Vienna Austria, Id. EPSC2016-486, 18*.
- Novotný, I. (2014). *Příručka ochrany proti vodní erozi*.
- Nývlt, O., & Kavka, P. (2016). Řídicí systém mobilního simulátoru deště. *Automa*,

22(7), 29–33.

- Ogden, F., & Heilig, A. (2001). Two-Dimensional Watershed-Scale Erosion Modeling With CASC2D. In *Landscape Erosion and Evolution Modeling*. Springer US. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-0575-4_10
- Ou, X., Hu, Y., Li, X., Guo, S., & Liu, B. (2021). Advancements and challenges in rill formation, morphology, measurement and modeling. *CATENA*, 196, 104932. <https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2020.104932>
- Pandey, A., Himanshu, S. K., Mishra, S. K., & Singh, V. P. (2016). Physically based soil erosion and sediment yield models revisited. *Catena*, 147, 595–620. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.08.002>
- Paříková, P. (2001). *Vodní eroze jako činitel dynamiky krajiny*. ČVUT v Praze.
- Quine, T. A., & Zhang, Y. (2002). An investigation of spatial variation in soil erosion, soil properties, and crop production within an agricultural field in Devon, United Kingdom. *Journal of Soil and Water Conservation*, 57(1), 55–65. <https://www.jswconline.org/content/57/1/55>
- Renard, K., G., Foster, G., R., Weesies, G., A., & Porter J., P. (1991). RUSLE Revised universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 46(1), 30–33.
- Rickenmann, D. (1990). *Bedload transport capacity of slurry flows at steep slopes*. <https://doi.org/10.3929/ETHZ-A-000555802>
- Rijn, L. C. van. (1984). Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(10), 1431–1456. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1984\)110:10\(1431\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:10(1431))
- Rodrigo-Comino, J., Quiquerez, A., Follain, S., Raclot, D., Le Bissonnais, Y., Casalí, J., Giménez, R., Cerdà, A., Keesstra, S. D., Brevik, E. C., Pereira, P., Senciales, J. M., Seeger, M., Ruiz Sinoga, J. D., & Ries, J. B. (2016). Soil erosion in sloping vineyards assessed by using botanical indicators and sediment collectors in the Ruwer-Mosel valley. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 233, 158–170. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.09.009>
- Sadeghi, S. H. R., Gholami, L., Khaledi Darvishan, A., & Saeidi, P. (2014). A

- review of the application of the MUSLE model worldwide. *Hydrological Sciences Journal*, 59(2), 365–375. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.866239>
- Schmidt, J. (2000). *Soil erosion: application of physically based models*. Springer.
- Schoklitsch, A. (1962). *Handbuch des Wasserbaues Zweiter Band*. Springer Vienna.
- Smith, R. E., & Parlange, J. -Y. (1978). A parameter-efficient hydrologic infiltration model. *Water Resources Research*, 14(3), 533–538. <https://doi.org/10.1029/WR014I003P00533>
- Smith, R.E., Goodrich, D. C., Woolhiser, D. A., & Unkrich, C. L. (1995). KINEROS - a kinematic runoff and erosion model. *Computer Models of Watershed Hydrology / Editor, Vijay P. Singh*.
- Smith, Roger E, Quinton, J., Goodrich, D. C., & Nearing, M. (2010). Soil-erosion models: where do we really stand? *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(11), 1344–1348. <https://doi.org/10.1002/esp.1985>
- Soil Survey staff, . (2014). *Keys to Soil Taxonomy*, 12th ed. *USDA-Natural Resources Conservation Service: Washington, DC, USA*.
- Toffaletti, F. B. (1969). Definitive Computations of Sand Discharge in Rivers,. *A.S.C.E., Hydraulics Div. Jour*, 95, 225–246.
- Tuo, D., Xu, M., Zhao, Y., & Gao, L. (2015). Interactions between wind and water erosion change sediment yield and particle distribution under simulated conditions. *Journal of Arid Land* 2015 7:5, 7(5), 590–598. <https://doi.org/10.1007/S40333-015-0128-7>
- Vaezi, A. R., Ahmadi, M., & Cerdà, A. (2017). Contribution of raindrop impact to the change of soil physical properties and water erosion under semi-arid rainfalls. *Science of The Total Environment*, 583, 382–392. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2017.01.078>
- Van, L. N., Le, X. H., Nguyen, G. V., Yeon, M., Jung, S., & Lee, G. (2021). Investigating Behavior of Six Methods for Sediment Transport Capacity

- Estimation of Spatial-Temporal Soil Erosion. *Water* 2021, Vol. 13, Page 3054, 13(21), 3054. <https://doi.org/10.3390/W13213054>
- Van Rompaey, A. J. J., Verstraeten, G., Van Oost, K., Govers, G., & Poesen, J. (2001). Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1221–1236. <https://doi.org/10.1002/ESP.275>
- Vláčilová, M. (2013). *Vyhodnocení vlivu vegetace na vodní erozi*. ČVUT v Praze.
- Vrána, K., Váška, J., & Dostál, T. (1996). *SMODERP - uživatelský manuál*.
- Vrána, K., Váška, J., & Dostál, T. (2001). *SMODERP - uživatelský manuál verze 2.20*.
- Vyhláška_275. (1998). *Vyhláška Ministerstva zemědělství č. 275/1998 Sb., o agrochemickém zkoušení zemědělských půd a zjišťování půdních vlastností lesních pozemků*.
- Wainwright, J., Parsons, A. J., Müller, E. N., Brazier, R. E., Powell, D. M., & Fenti, B. (2008). A transport-distance approach to scaling erosion rates: 1. Background and model development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(5), 813–826. <https://doi.org/10.1002/esp.1624>
- Wang, B., Zheng, F., Römkens, M. J. M., & Darboux, F. (2013). Soil erodibility for water erosion: A perspective and Chinese experiences. *Geomorphology*, 187, 1–10. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2013.01.018>
- Wirtz, S., Seeger, M., & Ries, J. B. (2010). The rill experiment as a method to approach a quantification of rill erosion process activity. *Zeitschrift Für Geomorphologie, NF*, 54(1), 47–64. <http://dx.doi.org/10.1127/0372-8854/2010/0054-0004>
- Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1978). Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning [USA]. *United States. Dept. of Agriculture. Agriculture Handbook (USA)*.
- Yalin, M. S. (1963). An Expression for Bed-Load Transportation. *Journal of the Hydraulics Division*, 89(3), 221–250.

Zheng, F. L. (2006). Effect of Vegetation Changes on Soil Erosion on the Loess Plateau. *Pedosphere*, 16(4), 420–427. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(06\)60071-4](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(06)60071-4)

8 Seznamy

8.1 Seznam obrázků

- Obrázek 1: Polní dešťový simulátor Fsv ČVUT během měřicí kampaně. Vpravo je přívěs s elektronikou, zásobníkem na vodu a čerpadlem vody. Rameno simulátoru je nad experimentální plochou a v levé části je vidět pracovníky odebírající povrchový odtok z plochy. (foto T. Laburda).....39
- Obrázek 2: Laboratorní simulátor Fsv ČVUT připraven k experimentu. Vlevo experiment před přestavbou, vpravo simulátor po přestavbě ve sklonu 30°. (foto T. Laburda a M. Neumann)43
- Obrázek 3: Stabilní simulátor v Jirkově. Vpravo plocha se sklonem 22°, uprostřed se sklonem 30° a vlevo se sklonem 34°. Na každé ploše je vpravo plocha kultivovaného úhoru a vlevo část pokrytá geotextilií. Pro účely této práce byly využity pouze výsledky plochy kultivovaného úhoru. (foto M. Neumann).....45
- Obrázek 4: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách kultivovaného úhoru. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.47
- Obrázek 5: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách s obilninami. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.47
- Obrázek 6: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách se širokořádkovými plodinami s konvenčním hospodařením. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.48
- Obrázek 7: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách se širokořádkovými plodinami s využitím meziplodiny. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.48
- Obrázek 8: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách s pokrývnou vegetací s BBCH nižší než 40. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.49
- Obrázek 9: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách s pokrývnou vegetací s BBCH vyšší než 40. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.49
- Obrázek 10: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na plochách s vojtěškou. A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.50

Obrázek 11: Střední velikost zrna (d_{50}) v povrchovém odtoku na lokalitě Řisuty po rozbití agregátů. Při každém experimentu byly odebrány 3 vzorky. Na počátku odtoku, uprostřed a na konci experimentu.	51
Obrázek 12: Střední velikost zrna (d_{50}) v povrchovém odtoku na lokalitě Řisuty s agregáty. Při každém experimentu byly odebrány 3 vzorky. Na počátku odtoku, uprostřed a na konci experimentu.	52
Obrázek 13: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na laboratorním simulátoru s půdou využitou na stabilním simulátoru v lokalitě Jirkov ve sklonu 10° . A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.....	53
Obrázek 14: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na laboratorním simulátoru s půdou z lokality Jirkov ve sklonu 20° . A) plochy v přirozené vlhkosti B) plochy plně nasycené po předchozím experimentu.	53
Obrázek 15: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na laboratorním simulátoru s půdou z lokality Řisuty ve sklonu 4° . Celkem bylo provedeno pět experimentů, první tři jsou na obrázku A), zbylé dva na obrázku B). Všechny experimenty byly provedeny na půdě v přirozené vlhkosti	54
Obrázek 16: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na laboratorním simulátoru s půdou z lokality Řisuty ve sklonu 6° . Celkem byly provedeny tři experimenty. Všechny experimenty byly provedeny na půdě v přirozené vlhkosti.....	54
Obrázek 17: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na laboratorním simulátoru s půdou z lokality Řisuty ve sklonu 8° . Celkem bylo provedeno šest experimentů s intenzitou srážky A) 40 mm h^{-1} a B) 60 mm h^{-1} . Všechny experimenty byly provedeny na půdě v přirozené vlhkosti	55
Obrázek 18: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na stabilním simulátoru v Jirkově ve sklonu 22° A) plochy kultivovaného úhoru v přirozené vlhkosti B) plochy kultivovaného úhoru plně nasycené po předchozím experimentu C) plochy s erozními rýhami v přirozené vlhkosti D) plochy s erozními rýhami plně nasycené po předchozím experimentu	56
Obrázek 19: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na stabilním simulátoru v Jirkově ve sklonu 30° A) plochy kultivovaného úhoru v přirozené vlhkosti B) plochy kultivovaného úhoru plně nasycené po předchozím experimentu C) plochy s erozními rýhami v přirozené vlhkosti D) plochy s erozními rýhami plně nasycené po předchozím experimentu	57
Obrázek 20: Objem povrchového odtoku a ztráty půdy na stabilním simulátoru v Jirkově ve sklonu 34° A) plochy kultivovaného úhoru v přirozené vlhkosti B) plochy kultivovaného úhoru plně nasycené po předchozím experimentu C) plochy	

s erozními rýhami v přirozené vlhkosti D) plochy s erozními rýhami plně nasycené po předchozím experimentu	58
Obrázek 21: Porovnání dat naměřených a modelovaných pro experimentální lokalitu Řisuty pomocí metody Kilinc and Richardson. Na grafu A je lineární závislost všech hodnot rozdělených podle počátečních vlhkostních podmínek. Na grafu B je vybraný detail části pro obilniny, pokryvné plodiny s BBCH 40 – 100 a vojtěšku na orné půdě. Je patrné, že modelování je vhodné i pro tyto vegetační kryty s podstatně nižší ztrátou půdy oproti ploše úhoru či širokořádkovým plodinám.....	69
Obrázek 22: Porovnání dat naměřených a modelovaných pro experimentální lokalitu Řisuty pomocí metody Engelund and Hansen. Na grafu a je lineární závislost ze všech modelovaných hodnot, na grafu B je výběr pro hustě rostoucí vegetaci (obilniny, pokryvné plodiny BBCH 40 – 100, vojtěška na orné půdě).....	71
Obrázek 23: Porovnání dat naměřených a modelovaných pro experimentální lokalitu Řisuty pomocí metody Govers. Na grafu a je lineární závislost ze všech modelovaných hodnot, na grafu B je výběr pro hustě rostoucí vegetaci (obilniny, pokryvné plodiny BBCH 40 – 100, vojtěška na orné půdě).....	73
Obrázek 24: Porovnání dat naměřených a modelovaných pro experimentální lokalitu Řisuty pomocí metody Everaert. Na grafu a je lineární závislost ze všech modelovaných hodnot, na grafu B je výběr pro hustě rostoucí vegetaci (obilniny, pokryvné plodiny BBCH 40 – 100, vojtěška na orné půdě).....	74
Obrázek 25: Modelování ztráty půdy metodou Kilinc and Richardson na laboratorním simulátoru na sklonu 10° a 20°	76
Obrázek 26: Ztráta půdy z laboratorního simulátoru po změně mocniného parametru sklonu	77
Obrázek 27: Validace metody Kilinc and Richardson na svazích se sklonem 22° (A), 30° (B) a 34° (C) na experimentální lokalitě Jirkov. Body jsou rozděleny dle počátečních podmínek a spojnice trendu jsou vždy společné pro plochy připraveného kultivovaného úhoru a plochy s vytvořenými erozními rýhami po předchozím experimentu	78
Obrázek 28: Validace na laboratorním DS s půdou z lokality Řisuty.....	79
Obrázek 29: Modelovaná ztráta půdy vztažená k naměřeným datům. A) všechna data z ploch s plodinami i plochy kultivovaného úhoru. B) Vybrané plochy obilnin, pokryvných plodin s BBCH 40 – 100 a vojtěšky.....	81

8.2 Seznam tabulek

Tabulka 1: Přehled provedených simulací v jednotlivých kategoriích	46
Tabulka 2: Naměřené rychlosti pro jednotlivé skupiny pokryvu povrchu půdy [m s^{-1}]	50

Tabulka 3: Parametr K C pro metodu dle Kilinc and Richardson	70
Tabulka 4: K faktor pro metodu Englund and Hansen	71
Tabulka 5: Citlivost metod na změnu vstupních parametrů. Hodnoty byly testovány na ploše kultivovaného úhoru na suché půdě pro průměrné hodnoty z měření v čase 20 minut od počátku srážky. Změřená hodnota ztráty půdy v tomto intervalu byla 268,85 g m ⁻¹ . Hodnoty ztráty půdy v tabulce jsou udávány v g m ⁻¹ .	75
Tabulka 6: Hodnota C _s faktoru pro jednotlivé kategorie plodin a plochy kultivovaného úhoru	80

8.3 Seznam zkratek

BBCH – stupnice fenologické fáze vývoje rostlin

ČVUT – České vysoké učení technické v Praze

DZES - Dobrý zemědělský a environmentální stav půdy

Fsv – Fakulta stavební

SMODERP – Simulační model erozního procesu

TC – transportní kapacita

USDA - United States Department of Agriculture

USLE – Universal Soil Loss Equation

8.4 Seznam publikací autora

Seznam byl vygenerován z aplikace V3S a obsahuje všechny publikace, na kterých se autor podílel. Publikace jsou seřazeny v kategoriích dle významnosti. U impaktových publikací je uveden procentuální podíl autora dle V3S a počet citací uvedených ve Web of Science. U publikací indexovaných ve Scopus je uveden procentuální podíl autora dle V3S a počet citací ve Scopus.

V době odevzdání disertační práce byly autorem podány dva články, a to:

Neumann, M et al. Effect of plot size and precipitation magnitudes on the activation of soil erosion processes using simulated rainfall experiments in vineyards, podán do: *Frontiers in Environmental Science* (IF 4,581, Q1), přijatý k recenznímu řízení.

Neumann, M et al. Influence of geotextiles on surface runoff, infiltration, and percolation of soil cover, podán do: *Arabian Journal of Geosciences* (IF 1,827, Q2)

Články indexované ve Web of Science

BECK-BROICHSITTER, S. et al. Spatial particle size distribution at intact sample surfaces of a Dystric Cambisol under forest use. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2022, **70**(1), 30-41. ISSN 1338-4333. DOI [10.2478/johh-2022-0003](https://doi.org/10.2478/johh-2022-0003). (20%, 0 citací)

KAVKA, P. a M. NEUMANN. Swinging-Pulse Sprinkling Head for Rain Simulators. *Hydrology*. 2021, **2**(8), ISSN 2306-5338. DOI [10.3390/hydrology8020074](https://doi.org/10.3390/hydrology8020074). Dostupné z: <https://www.mdpi.com/2306-5338/8/2/74/pdf> (50%, 1 citace)

KUBÍNOVÁ, R., M. NEUMANN a P. KAVKA. Aggregate and Particle Size Distribution of the Soil Sediment Eroded on Steep Artificial Slopes. *Applied Sciences*. 2021, **11**(10), 1-16. ISSN 2076-3417. DOI [10.3390/app11104427](https://doi.org/10.3390/app11104427). Dostupné z: <https://www.mdpi.com/2076-3417/11/10/4427/htm> (10%, 2 citace)

ZAMBON, N. et al. Rainfall Parameters Affecting Splash Erosion under Natural Conditions. *Applied Sciences*. 2020, **2020**(10), ISSN 2076-3417. DOI [10.3390/app10124103](https://doi.org/10.3390/app10124103). Dostupné z: <https://www.mdpi.com/2076-3417/10/12/4103> (12,5 %, 5 citací)

JOHANNSEN, L.L. et al. Impact of Disdrometer Types on Rainfall Erosivity Estimation. *Water*. 2020, **12**(4), ISSN 2073-4441. DOI [10.3390/w12040963](https://doi.org/10.3390/w12040963). Dostupné z: <https://www.mdpi.com/2073-4441/12/4/963> (12,5 %, 6 citací)

JOHANNSEN, L. et al. Comparison of three types of laser optical disdrometers under natural rainfall conditions. *HYDROLOGICAL SCIENCES JOURNAL – JOURNAL DES SCIENCES HYDROLOGIQUES*. 2020, **65**(4), 524-535. ISSN 2150-3435. DOI [10.1080/02626667.2019.1709641](https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1709641). Dostupné z: <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/02626667.2019.1709641> (11,11 %, 17 citací)

ZUMR, D. et al. Experimental Setup for Splash Erosion Monitoring—Study of Silty Loam Splash Characteristics. *SUSTAINABILITY*. 2020, **12**(1), ISSN 2071-1050.

DOI [10.3390/su12010157](https://doi.org/10.3390/su12010157). Dostupné z: <https://www.mdpi.com/2071-1050/12/1/157/htm> (17 %, 11 citací)

Publikace indexované ve Scopus

KAVKA, P. et al. Rainfall simulation experiments as a tool for process research in soil science, hydrology, and geomorphology. In: RODRIGO-COMINO, J., ed. *Precipitation Earth Surface Responses and Processes*. Oxford: Elsevier, 2021. s. 395-413. ISBN 978-0-12-822699-5. DOI [10.1016/B978-0-12-822699-5.00015-X](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-822699-5.00015-X). (25 %, 0 citací)

KAVKA, P. et al. Developing of the laboratory rainfall simulator for testing the technical soil surface protection measures and droplets impact. In: *XVII European Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering - Reykjavík, Iceland*. The XVII European Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering Reykjavik Iceland, Reykjavik, 2019-09-01/2019-09-06. Reykjavik: University of Iceland, 2019. ISBN 978-9935-9436-1-3. DOI [10.32075/17ECSMGE-2019-392](https://doi.org/10.32075/17ECSMGE-2019-392). (20 %, 3 citace)

RODRIGO-COMINO, J. et al. Assessing environmental changes in abandoned German vineyards. Understanding key issues for restoration management plans. *Hungarian Geographical Bulletin*. 2018, **67**(4), 319-332. ISSN 2064-5031. DOI [10.15201/hungeobull.67.4.2](https://doi.org/10.15201/hungeobull.67.4.2). (40 %, 9 citací)

Ostatní články, knihy, metodiky, užité vzory a vědecké zprávy

MISTR, M. et al. Možnosti řešení protierozní ochrany v zemědělských podnicích při vyloučení používání glyfosátu. [Výzkumná zpráva] Praha 1: Ministerstvo zemědělství ČR, 2022.

KAVKA, P. et al. Ochrana umělých svahů před erozí a stabilizace povrchové vrstvy. [Uplatněná metodika certifikovaná (do RIV)] 2021.

KAVKA, P. et al. ZÁVĚREČNÁ ODBORNÁ ZPRÁVA Z PROJEKTU O POSTUPU PRACÍ A DOSAŽENÝCH VÝSLEDKÍCH ZA PROJEKT Č. TH02030428. [Výroční zpráva] 2020.

České vysoké učení technické v Praze, Praha 6, Dejvice, CZ; Ing. Petr Novák, Praha 5, Řeporyje, CZ. Zadešřovací hlava dešťového simulátoru. Původci: P. KAVKA, M. NEUMANN a P. NOVÁK. Česká republika. Užité vzor CZ 34224. 2020-07-21. Dostupné

z: <https://isdv.upv.cz/doc/FullFiles/UtilityModels/FullDocuments/FDUM0034/uv034224.pdf>

NEUMANN, M. et al. Vlastnosti uměle generovaných srážek využívaných pro studium eroze půdy. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*. 2019, **61**(4), 10-17. ISSN 0322-8916.

ROUDNICKÁ, A. et al. Způsob stanovení ochranného vlivu vegetace před erozí půdy pomocí mobilního dešťového simulátoru. *Vodní hospodářství*. 2018, **68**(12), 22-27. ISSN 1211-0760.

NOVOTNÝ, I. et al. 4a Podklady pro návrhy opatření v řešeném území na zemědělské půdě. [Výzkumná zpráva] Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, 2015.

Příspěvky na konference a pořádání konferencí

NEUMANN, M. et al. Rainfall Simulators – how plot scale affects results. In: *EGU General Assembly 2022*. European Geosciences Union General Assembly 2022, Vídeň, online, 2022-05-23/2022-05-27. Göttingen: Copernicus Publications, 2022. DOI [10.5194/egusphere-egu22-4947](https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-4947). Dostupné z: <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU22/EGU22-4947.html>

ZUMR, D., J. JEŘÁBEK a M. NEUMANN, eds. *3rd Workshop on soil physics and landscape hydrology*. Desná, 2021-10-06/2021-10-08. Praha: ČVUT. Fakulta stavební, 2021. NEUMANN, M. et al. Laboratorní měření eroze na strmých svazích. In: *Hydrologie, GIS a životní prostředí 2021*. Horní Polubné, 2021-06-23/2021-06-24. Praha: ČVUT. Fakulta stavební, 2021.

NEUMANN, M. et al. Rainfall simulation experiments in vineyards comparing two different plot scales. In: *EGU General Assembly 2021*. European Geosciences Union General Assembly 2021, online, 2021-04-19/2021-04-30. Göttingen: Copernicus Publications, 2021. DOI [10.5194/egusphere-egu21-5031](https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-5031). Dostupné z: <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU21/EGU21-5031.html>
Hydrology and GIS 2021. [Pořádání konference] 2021.

NEUMANN, M. et al. Swiping/pulse portable nozzle rainfall simulator. In: *EGU General Assembly 2020*. European Geosciences Union General Assembly 2020, online, 2020-05-04/2020-05-08. Göttingen: Copernicus Publications, 2020.

NEUMANN, M. et al. Efficiency of geotextile soil surface cover against soil erosion on the steep slopes. In: ZUMR, D. et al., eds. *2nd Workshop on soil physics and landscape hydrology*. Praha - Dejvice, 2020-12-01. Praha: ČVUT FSv. Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, 2020.

NEUMANN, M. et al. Erosion experiments on the steep slopes in laboratory. In: TEJKL, A., M. BÁČOVÁ a P. KAVKA, eds. *Sborník Hydrologie, GIS a životní prostředí 2020*. Hydrologie, GIS a životní prostředí 2020, online, 2020-12-09. Praha: České vysoké učení technické v Praze, 2020. ISBN 978-80-01-06800-7.

LABURDA, T. et al. Photogrammetrically measured sheet and rill erosion on steep slopes. In: *EGU General Assembly 2020*. European Geosciences Union General Assembly 2020, online, 2020-05-04/2020-05-08. Göttingen: Copernicus Publications, 2020. Dostupné z: <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2020/EGU2020-17539.html>

JEŘÁBEK, J., P. KAVKA a M. NEUMANN. Parameter space and sensitivity analysis of SMODERP2D model using a set of artificial rainfall experiments. In: TEJKL, A., M. BÁČOVÁ a P. KAVKA, eds. *Sborník Hydrologie, GIS a životní prostředí 2020*. Hydrologie, GIS a životní prostředí 2020, online, 2020-12-09. Praha: České vysoké učení technické v Praze, 2020. ISBN 978-80-01-06800-7.

ZUMR, D. et al., eds. *2nd Workshop on soil physics and landscape hydrology*. Praha - Dejvice, 2020-12-01. Praha: ČVUT FSv. Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, 2020. Dostupné z: <http://storm.fsv.cvut.cz/cinnost-katedry/konference/workshop-on-soil-physics-and-landscape-hydrology---desna---2020/?lang=cz>

NEUMANN, M. et al. Raindrop Influence on the Soil Surface. *Proceedings*. 2020, 1 ISSN 2504-3900. DOI [10.3390/proceedings2019030061](https://doi.org/10.3390/proceedings2019030061). Dostupné z: <https://www.mdpi.com/2504-3900/30/1/61>

KUBÍNOVÁ, R. et al. Particle and aggregates size distribution of soil transported due to rainsplash, surface runoff and rill erosion. In: *AGU100 - Fall Meeting 2019*. San Francisco, 2019-12-09/2019-12-13. Baltimore: AGU, 2019.

JOHANNSEN, L. et al. Comparison of three types of disdrometers under natural rainfall conditions. In: *EGU General Assembly 2019*. European Geosciences Union General Assembly 2019, Vienna, 2019-04-08/2019-04-12. Vienna: European Geosciences Union, 2019. sv. vol. 21. ISSN 1607-7962.

NEUMANN, M. et al. Influence of rain drops to the soil surface. In: *Terra envision 2019*. Barcelona, 2019-09-02/2019-09-07. Terra envision, 2019.

LABURDA, T. et al. Protecting Steep Slopes Against Soil Erosion: Geotextiles and its Effectiveness Under Heavy Rainfall. In: *AGU100 - Fall Meeting 2019*. San Francisco, 2019-12-09/2019-12-13. Baltimore: AGU, 2019.

LABURDA, T. et al. Sledování plošné a rýhové eroze na strmých svazích pomocí fotogrammetrie. In: TEJKL, A., M. BÁČOVÁ a P. KAVKA, eds. *SBORNÍK ABSTRAKTŮ KONFERENCE HYDROLOGIE, GIS A ŽIVOTNÍ PROSTŘEDÍ 2019*. Praha: České vysoké učení technické v Praze, 2019. s. 8. 1. ISBN 978-80-01-06591-4.

ZUMR, D. et al. Rainsplash erosion characteristics induced by natural and simulated rainfall. In: *5th Biohydrology - Humans and Nature*. Biohydrology 2019, Valencie, 2019-07-24/2019-07-27. Valencia: University of Valencia, 2019. s. 84.

NEUMANN, M. et al. Soil particle size distribution in surface runoff under artificial rainfall. In: *EGU General Assembly 2019*. European Geosciences Union General Assembly 2019, Vienna, 2019-04-08/2019-04-12. Vienna: European Geosciences Union, 2019. sv. vol. 21. ISSN 1607-7962. Dostupné z: <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2019/EGU2019-10961-1.pdf>

TEJKL, A. et al. Research of technical measures for artificial slopes stabilization and soil erosion prevention. In: *EGU General Assembly 2019*. European Geosciences Union General Assembly 2019, Vienna, 2019-04-08/2019-04-12. Vienna: European Geosciences Union, 2019. sv. vol. 21. ISSN 1607-7962. Dostupné z: <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2019/EGU2019-17555-2.pdf>

KAVKA, P. et al. Effect of rainfall intensity and energy on the protective technical measures under heavy storm. In: PELEG, N. a P. MOLNAR, eds. *Rainfall monitoring, modelling and forecasting in urban environments. UrbanRain18: 11th International Workshop on Precipitation in Urban Areas. Conference Proceedings*. UrbanRain18: 11th International

Workshop on Precipitation in Urban Areas, Pontresina, 2018-12-05/2018-12-07. Zurich: ETH Zurich, 2019. s. 53-54. DOI [10.3929/ethz-b-000347539](https://doi.org/10.3929/ethz-b-000347539). Dostupné z: <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000347539>

LABURDA, T. et al. The effects of rain drop impact on soil surface microtopography. In: PELEG, N. a P. MOLNAR, eds. *Rainfall monitoring, modelling and forecasting in urban environments. UrbanRain18: 11th International Workshop on Precipitation in Urban Areas. Conference Proceedings*. UrbanRain18: 11th International Workshop on Precipitation in Urban Areas, Pontresina, 2018-12-05/2018-12-07. Zurich: ETH Zurich, 2019. s. 57-58. DOI [10.3929/ethz-b-000347541](https://doi.org/10.3929/ethz-b-000347541). Dostupné z: <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000347541>

DOSTÁL, T. et al. Surface runoff and soil loss determination under various land cover conditions using field rainfall simulator. In: *Soil and water security*. Soil and Water Security: Challenges for the next 30 years, Imola, 2018-06-05/2018-06-08. Wolverhampton: European Society for Soil Conservation, 2018. s. 50. ESSC. sv. 1.

LABURDA, T. et al. Posouzení vlivu protierozních ochranných technologií na strmých svazích za pomoci fotogrammetrie. In: PAVELKA, K., ed. *Sborník SVK (workshop fotogrammetrie, DPZ a laserového skenování, Telč 2018)*. Workshop fotogrammetrie, DPZ a laserového skenování, Telč, 2018-11-12/2018-11-14. Praha: ČVUT FSv, Katedra geotechniky, 2018. ISBN 978-80-01-06512-9.

KAVKA, P. et al. Posuzování účinnosti ochranných technologií před účinky eroze na strmých svazích. In: BÁČOVÁ, M. a P. KAVKA, eds. *Sborník abstraktů konference Hydrologie, GIS a životní prostředí 2018*. Praha: České vysoké učení technické v Praze, 2018. s. 21. ISBN 978-80-01-06432-0.

ZUMR, D. et al. Vliv kinetické energie deště na transport částic na půdním povrchu. In: *Sborník abstraktů konference Hydrologie, GIS a životní prostředí 2018*. Praha: Czech Technical University in Prague, 2018. p. 35. ISBN 978-80-01-06432-0.

BÁČOVÁ, M. a P. KAVKA, eds. *Sborník abstraktů konference Hydrologie, GIS a životní prostředí 2018*. Praha: České vysoké učení technické v Praze, 2018. s. 35. ISBN 978-80-01-06432-0.

NEUMANN, M. et al. Porovnání měření kinetické energie různými typy distrometrů. In: BÁČOVÁ, M. a P. KAVKA, eds. *Sborník abstraktů konference Hydrologie, GIS a životní prostředí 2018*. Praha: České vysoké učení technické v Praze, 2018. s. 27. ISBN 978-80-01-06432-0.

ZUMR, D. et al. Measuring the kinetic energy of rainfall and the soil particles splash. In: *Terra envision 2018*. terra envision, Barcelona, 2018-01-27/2018-02-02. Terra envision, 2018. s. 35.

KAVKA, P. et al. Experimental evaluation of the effect of the protective technical measures against rill erosion. In: *Terra envision 2018*. terra envision, Barcelona, 2018-01-27/2018-02-02. Terra envision, 2018. s. 128.

NEUMANN, M. et al. Measuring splash erosion initiated by simulated rainfall. In: *Terra envision 2018*. terra envision, Barcelona, 2018-01-27/2018-02-02. Terra envision, 2018. s. 129.

LABURDA, T. et al. Photogrammetric measurement of soil surface properties after splash erosion under natural and artificial rainfall. In: *EGU General Assembly 2018*. Munich: European Geosciences Union, 2018. sv. Vol. 20. ISSN 1607-7962.

KAVKA, P. et al. How we the can measure impact of artificial protection on slopes of linear structures to the connection with surroundings. In: *EGU General Assembly 2018*. European Geosciences Union General Assembly 2018, Vídeň, 2018-04-08/2018-04-13. Munich: European Geosciences Union, 2018. sv. Vol. 20.

DOSTÁL, T. et al. Methodology of determination of revised C-factor values using field rainfall simulator. In: *EGU General Assembly 2018*. European Geosciences Union General Assembly 2018, Vídeň, 2018-04-08/2018-04-13. Munich: European Geosciences Union, 2018. sv. Vol. 20.

NEUMANN, M. et al. Comparison of the rainfall kinetic energy measured by different distrometers. In: *EGU General Assembly 2018*. European Geosciences Union General Assembly 2018, Vídeň, 2018-04-08/2018-04-13. Munich: European Geosciences Union, 2018. sv. Vol. 20.

STAŠEK, J. et al. Vliv pěstovaných plodin na formování povrchového odtoku. In: *Hospodaření s vodou v krajině. Třeboň 21. - 22. 6. 2018*. Hospodaření s vodou v krajině,

Třeboň, 2018-06-21/2018-06-22. Brno: Česká bioklimatologická společnost z.s., 2018. ISBN 978-80-87361-83-2.

ZUMR, D. et al. Laboratorní monitorování vztahu mezi kinetickou energií deště a rozpadem půdních agregátů. In: ČELKOVÁ, J.Č., ed. *TRANSPORT VODY, CHEMIKÁLIÍ A ENERGIE V SYSTÉME PŮDA-RASTLINA-ATMOSFÉRA*. 25th International Poster Day and Institute of Hydrology Open Day - TRANSPORT OF WATER, CHEMICALS AND ENERGY IN THE SOIL-PLANT-ATMOSPHERE SYSTEM, Bratislava, 2018-11-07. Bratislava: Institute of Hydrology SAS, 2018. s. 216-223. ISBN 978-80-89139-42-2.

NEUMANN, M. et al. Field measurement of surface runoff and soil loss on agricultural land using rainfall simulator. In: *17th Biennial Conference ERB2018 - Book of Abstracts*. 17th Biennial Conference ERB2018, Darmstadt, 2018-09-11/2018-09-14. Technical University of Darmstadt, 2018. Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins.

LOLK JOHANNSEN, L. et al. Investigation of rainfall kinetic energy in Central Europe and New Zealand. In: *EGU General Assembly 2018*. European Geosciences Union General Assembly 2018, Vídeň, 2018-04-08/2018-04-13. Munich: European Geosciences Union, 2018. sv. Vol. 20.

NEUMANN, M. Vliv kinetické energie a intenzity srážky na erozi půdy. In: HAVLÍČEK, J. et al., eds. *Sborník abstraktů konference GIS a životní prostředí 2017*. GIS a životní prostředí 2017, Karlov, Josefův Důl, 2017-05-29/2017-05-30. Praha: Česká technika - nakladatelství ČVUT, ČVUT v Praze, 2017. s. 17. 1. ISBN 978-80-01-06129-9.

NEUMANN, M. et al. How is initial soil erosion affected by rainfall intensity and kinetic energy?. In: *Geophysical Research Abstracts*. European Geosciences Union General Assembly 2017, Vienna, 2017-04-23/2017-04-28. Göttingen: Copernicus GmbH, 2017. s. 172. EGU General Assembly 2017. sv. 19. ISSN 1607-7962.

ZUMR, D. et al. Experimentální sledování deformace půdních agregátů při přívalové srážce. In: BRYCH, Karel a Miroslav TESAŘ, eds. *HYDROLOGIE MALÉHO POVODÍ 2017*. Hydrologie malého povodí 2017, Praha, 2017-04-18/2017-04-20. Praha: Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., 2017. s. 305-310. ISBN 978-80-87117-15-6.

KAVKA, P. et al. Experimental Setup for Evaluation of the Protective Technical Measures Against the Slopes Degradation Along Linear Construction Sites. In: *Geophysical Research Abstracts*. European Geosciences Union General Assembly 2017, Vienna, 2017-

04-23/2017-04-28. Göttingen: Copernicus GmbH, 2017. EGU General Assembly 2017. sv. 19. ISSN 1607-7962.

NEUMANN, M. Testování trysek pro potřeby malého dešťového simulátoru. In: HAVLÍČEK, J. et al., eds. *GIS a životní prostředí 2016*. Český Šternberk, 2016-06-06/2016-06-07. Praha: Česká technika - nakladatelství ČVUT, ČVUT v Praze, 2016. s. 21. ISBN 978-80-01-05920-3.

NEUMANN, M. et al. Methodology for application of field rainfall simulator to revise c-factor database for conditions of the Czech Republic. In: *Geophysical Research Abstracts*. European Geosciences Union General Assembly 2016, Vienna, 2016-04-17/2016-04-22. Göttingen: Copernicus GmbH, 2016. s. 486.

DOSTÁL, T. et al. Comparison of different types of medium scale field rainfall simulators. In: *Geophysical Research Abstracts, Volume 17, (Memory stick)*. European Geosciences Union General Assembly 2015, Wien, 2015-04-12/2015-04-17. Göttingen: Copernicus Publications, 2015. ISSN 1607-7962.

KAVKA, P. et al. Comparison of runoff and soil loss generated on two plot sizes during rainfall simulation experiments. In: *Geophysical Research Abstracts, Volume 17, (Memory stick)*. European Geosciences Union General Assembly 2015, Wien, 2015-04-12/2015-04-17. Göttingen: Copernicus Publications, 2015. ISSN 1607-7962.

NEUMANN, M. a P. KAVKA. VYUŽITÍ DVOU METOD MĚŘENÍ RYCHLOSTI POVRCHOVÉHO ODTOKU KE KALIBRACI SRÁŽKO-ODTOKOVÝCH MODELŮ. In: DOČKAL, M. et al., eds. *Voda a krajina 2015*. Praha, 2015-09-23. Praha: ČVUT, Fakulta stavební, Katedra hydromeliorací a krajinného hospodářství, 2015. s. 81-89. ISBN 978-80-01-05794-0.

KAVKA, P. et al. Relationship between size of a field plot and measured soil loss. In: *European Geosciences Union General Assembly 2014*. Wien, 2014-04-27/2014-05-02. 2014. Dostupné z: <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/EGU2014-10422.pdf>

8.5 Seznam výzkumných projektů

V rámci doktorského studia se autor aktivně podílel na řadě vědeckých projektů a jeden z nich také osobně vedl.

Hlavní řešitel:

SGS20/156/OHK1/3T/11, Monitoring, experimentální výzkum a matematické modelování srážko-odtokových a erozních procesů, 2020 – 2022 (Neumann Martin Ing.).

Člen autorského kolektivu:

GF17-33751L - Vliv kinetické energie deště na uvolňování a transport půdních částic, 2017 – 2019 (doc. Dr. Ing. Tomáš Dostál).

LTAUSA19019 - Konektivita transportu sedimentu v povodích s intenzivním zemědělským využitím, 2020 – 2022 (doc. Dr. Ing. Tomáš Dostál).

QJ1330118 - Monitoring erozního poškození půd a projevů eroze pomocí metod DPZ, 2013 – 2016 (Mgr. Daniel Žížala, doc. Ing. Josef Krása, Ph.D.).

QJ1530181 - Stanovení aktuálních hodnot ochranného účinku vegetace za účelem kvantifikace a zefektivnění protierozní ochrany zemědělské půdy v České republice, 2015 – 2018 (doc. Dr. Ing. Tomáš Dostál).

QK1910029 - Předchozí nasycenost a návrhové srážkové intenzity jako faktory odtokové odezvy na malých povodích, 2019 – 2022 (Ing. Petr Kavka, Ph.D.).

QK1920224 - Možnosti řešení protierozní ochrany v zemědělských podnicích při vyloučení používání glyfosátu, 2019 – 2022 (doc. Ing. Josef Krása, Ph.D.).

SGS14/180/OHK1/3T/11 - Srážko-odtokové, erozní a transportní procesy – experimentální výzkum, 2014-2016 (Bauer Miroslav Ing.).

SGS17/173/OHK1/3T/11 - Experimentální výzkum erozních a transportních procesů v zemědělsky využívané krajině, 2017 – 2019 (Laburda Tomáš Ing.).

TH02030428 - Navrhování technických opatření pro stabilizaci a ochranu svahů před erozí, 2017 – 2020 (Ing. Petr Kavka, Ph.D.).

TJ02000234 - Fyzikální a hydrologické vlastnosti půd ČR, 2019 – 2021 (Ing. Luděk Strouhal, Ph.D.).

QK1810341 - Vytvoření národní databáze parametrů matematického simulačního modelu Erosion 3D a jeho standardizace pro rutinní využití v podmínkách ČR, 2018-2021 (Ing. Jan Devátý Ph.D.)

SS05010180 - Aktualizace konceptu přípustné ztráty půdy ze zemědělských pozemků, 2022 – 2024 (Ing. Miroslav Bauer, Ph.D.)