



VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ

BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY

FAKULTA STAVEBNÍ

FACULTY OF CIVIL ENGINEERING

ÚSTAV VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ KRAJINY

INSTITUTE OF LANDSCAPE WATER MANAGEMENT

VLIV VODNÍ EROZE NA VYBRANÉ FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI PŮDY

EFFECTS OF WATER EROSION ON SELECTED PHYSICAL PROPERTIES
OF SOIL

DISERTAČNÍ PRÁCE

DOCTORAL THESIS

AUTOR PRÁCE

AUTHOR

Ing. Lucie Larišová

VEDOUCÍ PRÁCE

SUPERVISOR

prof. Ing. MIROSLAV DUMBROVSKÝ,
CSc.

BRNO 2018

ABSTRAKT

Disertační práce se zabývá vyhodnocením degradace vybraných půdních vlastností vlivem vodní eroze, včetně temporální dynamiky těchto vlastností a posouzením, jakým způsobem ovlivňuje tato změna infiltrační schopnost půdy v povodí. V letech 2012 - 2015 byly na třech experimentálních lokalitách odebírány porušené a neporušené půdní vzorky a měřena infiltrační schopnost půdy. Experimentální plochy byly zvoleny na svažitých pozemcích náchylných k vodní erozi, s viditelnými znaky probíhající erozní činnosti, ve třech katastrálních územích České republiky, a to v katastrálním území Větrkovice, Čejkovice a Hustopeče. Infiltrační schopnost byla měřena ve třech krajinných polohách svahu, půdní vzorky byly odebírány ve třech krajinných plochách svahu z půdní krusty, ornice a podorničí. V pedologické laboratoři na Ústavu vodního hospodářství krajiny, Vysokém učení technickém v Brně byla z odebraných vzorků stanovena měrná hmotnost, objemová hmotnost redukováná, pórovitost, zrnitost a schopnost půdních agregátů odolávat rozplavení. Infiltrační schopnost půdy byla měřena pomocí dvouválcové metody, minidiskového infiltrometru a mobilního simulátoru deště. Pomocí jednofaktorové analýzy rozptylu byly z dosažených výsledků zkoumány vzájemné vztahy mezi podmínkami odběru vzorků a měření infiltrace. Dále byla na pozemcích sledována závislost tvorby půdní krusty, její fyzikální vlastnosti a její vliv na infiltrační schopnost půdy.

KLÍČOVÁ SLOVA

Vodní eroze, objemová hmotnost, pórovitost, stabilita agregátů, infiltrace, půdní krusta.

ABSTRACT

The aim of the dissertation thesis is the assessment of the degradation of selected soil properties due to water erosion, including the temporal dynamics of these properties and the assessment of how this change affects the cumulative infiltration of the soil in watershed. Between 2012 and 2015, undisturbed and disturbed soil samples were collected on three experimental areas and the cumulative infiltration of the soil was measured. Experimental areas were selected on sloping, erosion-endangered blocks of arable land, in three cadastral territories of the Czech Republic, and this in the cadastral areas of Větrkovice, Čejkovice and Hustopeče. The cumulative infiltration was measured in three landscapes positions of the slope and soil samples were collected in three landscapes positions of the slope, at soil crust, topsoil and subsoil. In the Pedological Laboratory at the Institute of Landscape Water Management, Brno University of Technology, the particle density, bulk density, porosity, soil texture and water stable aggregates were determined from the samples taken. The cumulative

infiltration of the soil was measured using the Double Ring Infiltrometer, the Mini Disc Infiltrometer and the mobile rainfall simulator. Using one-way analysis of variance to analyze the differences among soil samples and infiltration test. In addition, the dependence of soil crust formation, its physical properties and its influence on the cumulative infiltration of the soil were monitored on the areas.

KEY WORDS

Water erosion, bulk density, porosity, aggregates stability, infiltration, soil crust.

BIBLIOGRAFICKÁ CITACE VŠKP

Ing. Lucie Larišová *Vliv vodní eroze na vybrané fyzikální vlastnosti půdy*. Brno, 2018. 151 s., 34 s. příl. Dizertační práce. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav vodního hospodářství krajiny. Vedoucí práce prof. Ing. Miroslav Dumbrovský, CSc.

PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem disertační práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje.

V Brně dne 20. 02. 2018

Ing. Lucie Larišová
autor práce

PODĚKOVÁNÍ

Ráda bych poděkovala svému vedoucímu disertační práce prof. Ing. Miroslavovi Dumbrovskému, CSc. za poskytnuté významné rady a připomínky k této práci.

OBSAH

1	ÚVOD	10
2	PŘEHLED SOUČASNÉHO STAVU ŘEŠENÉ PROBLEMATIKY	11
2.1	Důsledky vodní eroze.....	11
2.2	Fyzikální vlastnosti půdy	12
2.2.1	Objemová hmotnost půdy	12
2.2.2	Půdní pórovitost	13
2.2.3	Měrná hmotnost půdy.....	15
2.2.4	Zrnitost půdy	15
2.2.5	Struktura půdy, stabilita půdních agregátů.....	17
2.3	Půdní krusta.....	20
2.4	Infiltrace	22
2.5	Technologie zpracování půdy	25
2.5.1	Konvenční zpracování půdy.....	26
2.5.2	Minimalizační zpracování půdy	26
3	CÍLE DISERTAČNÍ PRÁCE	27
4	MATERIÁL A METODY ŘEŠENÍ.....	28
4.1	Charakteristika vybraných lokalit	28
4.1.1	Větrkovice	29
4.1.2	Čejkovice.....	32
4.1.3	Hustopeče- Starovice.....	35
4.2	Výpočet vodní eroze.....	38
4.3	Odběr a úprava vzorků	39
4.4	Stanovení fyzikálních vlastností.....	40
4.4.1	Stanovení měrné hmotnosti, objemové hmotnosti, pórovitosti.....	40

4.4.2	Stanovení zrnitostního složení	41
4.4.3	Stabilita půdních agregátů	45
4.5	Infiltrace	47
4.5.1	Dvouválcová metoda	47
4.5.2	Minidiskový infiltrometr	49
4.5.3	Dešťový simulátor dle Kamphorsta	52
4.6	Statistické metody	54
5	VÝSLEDKY A DISKUZE	55
5.1	Fyzikální vlastnosti	55
5.1.1	Objemová hmotnost	55
5.1.2	Pórovitost	62
5.1.3	Stanovení zrnitostního složení půdy	69
5.1.4	Stabilita půdních agregátů	88
5.2	Půdní krusta	98
5.2.1	Skenovací analýza elektronovým mikroskopem	98
5.2.2	Vztah mezi vodostí půdních agregátů a obsahem jílovitých částic	105
5.3	Infiltrace	107
5.3.1	Momentální vlhkost	108
5.3.2	Dvouválcová metoda	109
5.3.3	Minidiskový infiltrometr	112
5.3.4	Dešťový simulátor	120
6	ZÁVĚR A PŘÍNOS DISERTAČNÍ PRÁCE	122
7	SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ	127
8	SEZNAM OBRÁZKŮ	139
9	SEZNAM TABULEK	141
10	SEZNAM GRAFŮ	144

11	SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK A SYMBOLŮ	146
12	SEZNAM PUBLIKOVANÝCH PRACÍ	149
13	SEZNAM PŘÍLOH.....	151

1 ÚVOD

Eroze půdy během deště je komplexní jev vyplývající z rozrušení půdy během dopadu dešťových kapek na zeminu, následný povrchový odtok a transport částic (Ellison, 1944, 1945; Assouline a Ben-Hur, 2006). K nejdůležitějším formám eroze v podmínkách České republiky patří vodní eroze, která v dnešní době ohrožuje více než polovinu výměry orné půdy. V současnosti se stále více vyskytují přívalové deště vysokých intenzit, které způsobují nejen výrazné škody na majetku, ale také ohrožují životy lidí.

Hlavním procesem vodní eroze je odloučení půdního materiálu vlivem dešťových kapek a jeho transport povrchovým odtokem (Watson a Laflen, 1986; Kinnel, 2000; Assouline a Ben-Hur, 2006). Relativní význam tohoto procesu souvisí s mnoha faktory, a to s intenzitou deště a jeho kinetickou energií, infiltračními a odtokovými vztahy, vlastnostmi půdy, podmínkami na povrchu půdy, jako je půdní vlhkost, nerovnost půdy, rostlinné zbytky, délka a sklon svahu (Whischmeier a Smith, 1978; Kinne a Cummings, 1993; Flanagan a Nearig, 1995; Bradford a Foster, 1996, Huang, 1998; Kinnel, 2000; Romkers et al., 2002; Chaplot a Le Bissonnais, 2003, Assouline a Ben-Hur, 2006). Tyto faktory, v pořadí, mají přímý vliv nebo přímo ovlivňují další jevy přímo související s dopadem dešťových kapek, které vytváří těsnící vrstvu na povrchu půdy holých půd vystavených vysoké energii deště. Toto zalepení půdy snižuje infiltraci a zvyšuje povrchový odtok a jeho transportní kapacitu (Morin a Benyamini, 1977; Poesen and Nearing, 1993; Mualem a Assouline, 1996, Assouline and Mualem, 19976; Assouline, 2004).

Strukturní zalepení půdy vzniká během deště, když dešťové kapky přímo dopadnou na povrch půdy a vedou k destrukci agregátů. Odtržením půdních částic a smyvem půdy spolu s vodou dojde k uspořádání v hustší, relativně tenkou vrstvu na povrchu půdy (Fox et al., 2004, Assouline, 2004). Následující suché období posílí toto zalepení a vytvoří se pevná vrstva půdy. Termín „zalepení půdy“ je používán pro počáteční mokrou fázi povrchové vrstvy půdy a termín „půdní krusta“ pro následující suchou fázi (Romkens, 1979). Stupeň zalepení půdy závisí na mnoha faktorech, jako je kinetická energie a intenzita deště, půdní vlastnosti a půdní

povrchové vlastnosti, jako je vlhkost půdy, pěstovaná plodina, délka a sklon svahu (Mohamed and Kohl, 1987, Assouline and Mualem, 2000).

Půdní krusta, která se stále častěji vyskytuje na povrchu půd, brání vsakování vody do půdy a průniku vzduchu, čímž zhoršuje infiltrační schopnost půdy a způsobuje větší povrchový odtok a s ním spojené problémy s vodní erozí. Má také nepříznivý vliv na vzklíčení a růst rostlin, protože rostliny při vzklíčení musí překonat mechanickou překážku, což je oslabuje a tím se snižuje jejich výnosnost. Krusty utěsňují povrch půdy, snižují míru infiltrace vody a mohou výrazně zvyšovat odtok (Fischer et al., 2012). Fyzikální krusty obecně ochraňují půdu před větrnou erozí (vytvoření kompaktního filmu), naopak nechrání půdu před vodní erozí, bylo prokázáno, že ji zřejmě podporují (Fischer et al., 2012).

2 PŘEHLED SOUČASNÉHO STAVU ŘEŠENÉ PROBLEMATIKY

2.1 Důsledky vodní eroze

Vodní eroze se na povrchu půdy projevuje selekcí půdních částic a vznikem odtokových drah různých rozměrů (rýžek, rýh, výmolů), v místech výrazné koncentrace povrchového odtoku se mohou vytvářet strže. V depresích a na místech sníženého sklonu dochází zpravidla na níže ležících plochách k ukládání půdních částic. Částice transportované za hranice pozemků se dostávají do hydrografické sítě, kde vytvářejí splaveniny (Janeček et al., 2007).

Eroze způsobuje odnos celých vrstev (horizontů) půdy nebo jen některých částic a jejich ukládání na jiných místech. Spolu s půdními částicemi jsou transportovány živiny a jiné, mnohdy škodlivé látky. Dochází tak ke znehodnocení míst erodovaných (zóny transportní) i míst, na nichž dochází k sedimentaci půdních částic (zóny akumulací). Ve výsledku je snižován produkční potenciál (úrodnost) půd, v některých případech je půda erodována na matečnou horninu, případně překryta neúrodnými sedimenty (Sklenička et al., 2003).

Eroze má významný vliv na pedogenetický proces, který je možné zvláště dobře pozorovat, takže půdy rozvodnicové, svahové a podsvahové se liší nejen v důsledku

nerovnoměrného rozdělení vody a vzduchu, ale i v důsledku neustálého přemísťování půdy (Janeček et al., 2007).

Nepříznivé důsledky degradace půdního profilu vlivem vodní eroze se projevují negativně zejména ve vztahu ke komplexu půdních vlastností. Existují tři základní typy degradace půdního profilu vlivem vodní eroze: fyzikální, chemická a biologická (Lal, 2001).

Fyzikální degradace zahrnuje zhoršování fyzikálních vlastností půdy, jako jsou struktura, textura, objemová hmotnost, vodní kapacita, pórovitost, infiltrační schopnost, příznivá hloubka pro vývoj kořenů aj. Vlivem eroze dochází u fyzikálních vlastností jak ke kvantitativním změnám, tak i ke změnám vzájemných vztahů mezi jednotlivými půdními vlastnostmi (Dumbrovský, 1992).

2.2 Fyzikální vlastnosti půdy

Pod pojmem fyzikální vlastnosti půdy se rozumějí fyzikální vztahy mezi disperzní fází a disperzním prostředím a fyzikální vlastnosti tohoto systému. V půdní fyzice se popisuje uspořádání půdních částic do větších celků – agregátů a půdní struktury, dále objem a kvalita prostorů nezaplňených tuhou fází, tj. pórovitost půdy, chování a vlastnosti vody v půdě, fyzikální vlastnosti systému voda – zemina, konzistence půdy, vlastnosti půdního režimu a tepelný režim půd (Kutílek, 1978).

2.2.1 Objemová hmotnost půdy

Objemová hmotnost zeminy udává hmotnost jednoho metru krychlového půdy v jeho přirozeném uložení. Závisí na půdních vlastnostech a je důležitým parametrem pro hodnocení míry zhutnění a pedokompakce (Larišová, Dumbrovský, 2012).

Dle Sanetrníka a Tomana (1996) je objemová hmotnost zeminy hmotností jednotkového objemu zeminy i s póry, které mohou být vyplněny částečně nebo úplně vodou, případně vzduchem. Rozeznávají objemovou hmotnost v přirozeném uložení (trojfázový systém), objemovou hmotnost nasycené zeminy (dvojfázový systém) a objemovou hmotnost suché zeminy (jednofázový systém), jinak zvanou též redukováná hmotnost.

Lhotský (1984) uvádí kritické hodnoty objemové hmotnosti redukované pro středně těžké a těžké půdy. Kritické hodnoty vyjadřují míru zhutnění půdy.

Tab. 1 Kritické hodnoty objemové hmotnosti v g.cm⁻³ v závislosti na půdním druhu (Lhotský, 1984)

Půdní druh	Těžké půdy		Středně těžké půdy		Lehké půdy	
	J, JV	JH	H	PH	HP	P
ρ kritické (g.cm ⁻³)	>1,35	>1,40	>1,45	>1,55	>1,60	>1,70

Objemová hmotnost půdy je jednou z nejdůležitějších půdních vlastností. Ovlivňuje celý komplex fyzikálních podmínek v půdě, které jsou určující pro růst a správný vývoj kořenové soustavy rostlin. Vyjadřuje hmotnost 1 mg na cm³ půdy v přirozeném stavu, včetně momentálního obsahu vody a vzduchu. Její hodnota závisí na měrné hmotnosti, která je vždy větší než hmotnost objemová, protože i ve velmi ulehle půdě se určité volné póry nacházejí. Dále závisí i na podílu pórů a míře jejich zaplnění vodou, na hustotě tuhé fáze půdy, zrnitosti, struktuře a na způsobu vzájemného uložení mechanických elementů a agregátů. Lze tedy konstatovat, že je ovlivněna nakypřením půdy. Čím nižší je její hodnota, tím více je půda nakypřená a naopak. Objemová hmotnost půdy do značné míry indikuje kyprost nebo ulehlost půdy, proto se používá jako jedno z kritérií zhutnění (utužení) půdy. Je potřebná pro výpočet pórovitosti, používá se také při přepočtu obsahu různých látek v půdě z hmotnostního na objemové vyjádření (Ledvina a Horáček, 1997; Kostelanský et al., 2001; Hůla, Procházková et al., 2002).

2.2.2 Půdní pórovitost

Vyjadřuje celkové procentuální množství volného prostoru, který není vyplněn pevnými částicemi půdy (Materna a Sáníka, 2004). Pórovitost je jednou z nejdůležitějších fyzikálních vlastností půdy. Objem, tvar a velikost půdních pórů mají vliv na vlastnosti vody obsažené v půdě, na rychlost pohybu vody, a tím je kromě hydrologických vlastností půdy ovlivněna i intenzita migrace látek v půdě. Pórovitost zároveň podmiňuje nejen obsah vzduchu v půdě, ale též jeho složení, neboť rozhodujícím způsobem ovlivňuje difúzní výměnu CO₂ z půdního vzduchu

do vzduchu atmosférického (Kutílek, 1978). Dle Němečka et al. (1990) je v půdním profilu pórovitost nejvyšší v humusovém horizontu a směrem do hloubky klesá. Obecně nižší hodnoty pórovitosti v hlubších horizontech jsou způsobeny nižším stupněm agregace a tlakem nadloží. Vliv rozdílné zrnitosti na pórovitost se proto s hloubkou zmenšuje.

Pórovitost půdy je vedle struktury hlavním znakem prostorového uspořádání půdního těla jako třífázového systému. Její hodnota udává, jakou část objemu půdy zabírají volné prostory nacházející se mezi pevnými částicemi půdy a jejich shluky. Jedná se o cesty, díky nimž se do půdy dostává voda a vzduch, které vyvolávají zvětrávací a půdotvorné procesy, umožňující pronikání kořenů do půdy a pohyb edafonu i cirkulaci roztoků a plynů v půdě (Ledvina et al., 2000; Miština a Kováč, 1993).

Charakter pórovitosti závisí na struktuře půdy. U nestrukturních půd s volným uložením částic (především písčítých) jsou póry většinou větších rozměrů, mezi jednotlivými zrny. U strukturních půd tvořených půdními agregáty (spojením elementárních částic), jsou póry jednak mezi těmito agregáty – póry meziagregátové P_{ma} a jednak uvnitř agregátů – póry agregátové P_{va} . Celková pórovitost je dána součtem jejich objemů $P = P_{ma} + P_{va}$. Nejpriznivější poměry jsou v půdě, je-li celková pórovitost rozdělena asi z 1/3 na póry meziagregátové a ze 2/3 na vnitroagregátové (Jandák et al., 2004). Pokorný et al. (2001) uvádí, že póry svým objemem a kvalitou rozhodují o pohyblivosti a udržitelnosti vody, podmiňují rozsah a intenzitu objemových změn půdy a jejich vliv na změny podmínek půdního prostředí.

Lhotský (1984) uvádí kritické hodnoty pórovitosti pro středně těžké a těžké půdy. Kritické hodnoty vyjadřují míru zhutnění půdy.

Tab. 2 Kritické hodnoty pórovitosti v % v závislosti na půdním druhu (Lhotský, 1984)

Půdní druh	Těžké půdy		Středně těžké půdy		Lehké půdy	
	J, JV	JH	H	PH	HP	P
P kritické (% v/v)	<48	<47	<45	<42	<40	<38

Základní kritéria pro hodnocení strukturního stavu humusového horizontu podle pórovitosti pro zemědělské půdy ČR stanovil Kutílek (1978). Tato kritéria byla převzata do přílohy k vyhlášce č.275/1998 Sb., o agrochemickém zkoušení zemědělských půd a zjištění půdních vlastností lesních pozemků, ve znění pozdějších předpisů.

Tab. 3 Hodnocení strukturního stavu humusového horizontu podle pórovitosti (vyhláška č. 275/1998 Sb., o agrochemickém zkoušení zemědělských půd a zjištění půdních vlastností lesních pozemků, ve znění pozdějších předpisů).

Strukturní stav humusového horizontu	Pórovitost (%)
výborný	> 54
dobrý	46 – 54
nevyhovující	39 – 46
nestrukturní	31 – 39

2.2.3 Měrná hmotnost půdy

Měrná hmotnost (hustota) půdy je hmotnost jednotkového objemu pevné fáze půdy bez pórů, tj. za předpokladu, že pevné částice dokonale vyplňují daný prostor. Definujeme ji také jako poměrné číslo, které udává, kolikrát je určité množství zeminy vysušené při 105°C těžší než stejný objem vody při 4°C. Měrná hmotnost závisí na obsahu různých minerálů a organických látek (humusu) (Jandák et al., 2004).

Měrná hmotnost půdy závisí především na mineralogickém složení a obsahu organické hmoty (Sáňka a Materna, 2004). Nejvíce zastoupeným nerostem v minerálním podílu většiny půd je křemen. Průměrná měrná hmotnost půdy je proto blízká jeho měrné hmotnosti, tj. 2,65 g.cm⁻³ (Prax et al., 1995). Hodnota měrné hmotnosti je potřebná k výpočtu půdní pórovitosti.

2.2.4 Zrnitost půdy

Zrnitostní složení půd se řadí k nejstarším půdním charakteristikám, je určeno podílovým zastoupením různých zrnitostních frakcí půdních částic, vyjádřených ve hmotnostních procentech. Zrnitostní složení půdy neboli půdní druh výrazně ovlivňuje fyzikální vlastnosti půdy (strukturu, pórovitost a velikostní zastoupení pórů v půdě) a tím voděvzdušné poměry půdy (Ledvina et al., 2000).

Význam zrnitosti jako analytické charakteristiky a morfologického znaku vyplývá z jejího vlivu na téměř všechny ostatní půdní vlastnosti. Ovlivňuje poměr vody a vzduchu v půdě, poměr kapilárních a nekapilárních pórů, obsah i složení edafonu, velikost povrchové plochy a energie, adhezi a kohezi, chemické, fyzikálně chemické i biochemické procesy v půdách (Jandák et al., 2007).

Zrnitost je jedním ze základních znaků půdního popisu, protože ovlivňuje do značné míry průběh některých půdotvorných pochodů. Z hlediska půdních typů a jejich morfologických znaků záleží na homogenitě nebo heterogenitě půdního substrátu. Pokud se půda vyvíjí na zrnitostně homogenních substrátech (např. spraších), vývoj půdy má příznivý průběh na rozdíl od půdního vývoje na hrubozrnném heterogenním podloží, k obdobné situaci dochází na písčném nebo jílovitém podloží (Pánek, T., Buzek, L., 2002).

Jedno z možných třídění (a u nás nejčastěji používané) je, že půdní částice se dělí na jemnozem – průměr částic menší než 2 mm a na skelet, což jsou částice větší než 2 mm. Jemnozem se dále dělí na písek (2 – 0,25 mm), jemný písek (0,25 – 0,05 mm), hrubý prach (0,05-0,01 mm), jemný a střední prach (0,01-0,001 mm) a na jíl (menší než 0,001 mm) (Valla et. al, 1980).

Ledvina et al. (2000) charakterizují jednotlivé složky jemnozeme. Písek (2 - 0,25 mm), částice písku mají mezi sebou hrubé póry. Půdy s větším podílem této kategorie zrn jsou dobře propustné pro vodu a vykazují malé vzlínání vody. Jemný písek (0,25 – 0,05 mm) dává půdám při vyšším obsahu odlišné fyzikální vlastnosti. Zvláště při vyšším obsahu slíd jsou uléhavější a méně propustné. Mají určitou schopnost a vykazují dobrou vzlínavost pro vodu. Hrubý prach (0,05 – 0,01 mm) dává půdám příznivé fyzikální, chemické a biologické vlastnosti. Tyto půdy mají dobré technologické vlastnosti – zpracovatelnost, soudržnost i drobivost. Střední a jemný prach (0,01 – 0,001 mm) působí při vyšším obsahu nepříznivě na fyzikální vlastnosti půd. Půdy jsou náchylné k vytváření slité struktury a s nízkou propustností pro vzduch a vodu. Jíl (menší než 0,001 mm) je nejjemnější zrnitostní frakci. Obsahuje jílovité minerály, které dávají půdám koloidní, fyzikálně chemické vlastnosti, umožňují půdní sorpci a kapilaritu. Co do technologických vlastností dává vyšší obsah jílové frakce půdám vysokou vaznost, soudržnost a přilnavost, nepropustnost pro vodu a vzduch, jsou to půdy těžce zpracovatelné.

2.2.5 Struktura půdy, stabilita půdních agregátů

Struktura půdy je prostorové uspořádání půdních částic, které se jen výjimečně vyskytují v půdě jako navzájem izolované oddělené celky. Vytvářejí naopak větší či menší shluky, které se nazývají agregáty. Struktura vzniká společným působením fyzikálních, chemických a biologických procesů v půdě, můžeme ji definovat jako prostorové uspořádání agregátů v půdě. Takto vzniklý celek se rozpadá buď samovolně či vlivem vnějšího tlaku na agregáty. Podle různé velikosti agregátů rozeznáváme mikroagregáty ($< 250 \mu\text{m}$) a makroagregáty ($> 250 \mu\text{m}$). Půdní částice a jejich skupiny (např. jíly) hrají důležitou úlohu v disperzních a koagulačních systémech. Koagulační systémy vytváří díky interakci částic silnější strukturu než disperzní systémy (Truman a Franzmeier, 2002). Půdní struktura má významnou roli ve schopnosti půdy infiltrovat srážky do půdního profilu, zajišťuje výměnu plynů a určuje míru pórovitosti půd (Pierzynski, Sims, Vance, 2000).

Agregáty jsou ve vodě stabilní, což je způsobeno tmelícími látkami a koagulací. Pro určité pedogenetické poměry je zákonitý tvar a velikost agregátů. Zvláště typické je vnitřní uspořádání půdní hmoty, stanovitelné mikroskopickým studiem tenkých výbrusů půdy. Podle tvaru, geneze agregátů, uspořádání a vazby půdních částic v agregátech se určují různé druhy struktury (Kutílek, 1978). Pevnost stmelení strukturních agregátů je označena jako stabilita půdy. Půda s nestabilní strukturou lehce podléhá negativním vlivům, dochází k rozpadu struktury a půda se stává bezstrukturní (Vopravil et al., 2010). Stabilita půdních agregátů je závislá na půdním typu a druhu, na obsahu organických látek (Tisdall a Oades 1982, Haynes a Swift 1990, Javůrek a Vach, 2009). Značný vliv na vznik a stabilitu půdní struktury má také dynamika počasí. V průběhu jednotlivých let, dokonce i v ročních obdobích stabilita agregátů vlivem klimatických podmínek kolísá. Mezi hlavní faktory počasí patří teplota a srážky ovlivňující bobtnání a smršťování, zamrzání a rozmrzání půdní hmoty (Abivenet et al., 2009; Hlušíčková a Lhotský, 1994).

Velikost, množství a stabilita vytvořených agregátů odráží podmínky půdního prostředí, které zahrnují faktory zlepšující agregaci půdních částic a také faktory způsobující jejich rozpad (Scott, 2000). Stabilita půdních agregátů vyjadřuje odolnost agregátů k rozpadu při vystavení potenciálnímu rozkladnému působení. Nejčastější koncept stability agregátů bývá aplikován ve vztahu k destruktivním účinkům vody

(Hillel, 1980). Stabilita půdních agregátů je klíčovou půdní vlastností ovlivňující její udržitelnost a rostlinnou produkci, je obtížné ji kvantitativně určit a interpretovat. Je také jedním z faktorů ovlivňujících odolnost půdy vůči vodní erozi (Hammad et al., 2005). Mnoho studií popisuje vztah mezi stabilitou agregátů a erozí (Le Bissonnais 1996, Cantón et al. 2009, Zádorová, et al., 2011). Stabilita agregátů je kritickou hodnotou v půdní erodovatelnosti, protože je určitým znakem pro půdní rozptyl částic a zalepení půdy. Stabilita agregátů a erodovatelnost půdy jsou v nepřímém vztahu (Zádorová, et al., 2011). Stabilita agregátů ovlivňuje většinu fyzikálních vlastností půdy, zejména infiltraci vody do půdy a erozi (Legout, et al., 2005).

Uspořádání agregátů v půdě se odráží nejen ve zvyšování jejich velikostí s každou vyšší úrovní, ale také v převládajících vazebných mechanismech v nich spojených částic. To znamená, že agregáty na různých hierarchických úrovních mají tendenci se spojit dohromady pomocí různých mechanismů. Proto pojem struktura v pedologii obecně vyjadřuje kromě geometrického uspořádání částic také jejich vazebné mechanismy (Snyder a Vázquez, 2005).

Podle Kutílka (1978) jsou u strukturních půd agregáty od sebe snadno oddělitelné, jsou velmi pevné a stabilní. Je zde lepší poměr mezi póry kapilárními a nekapilárními, také zde dochází k příznivější difúzi plynů. U půd nestrukturních může dojít k rozdrobení hmoty do větších či menších útvarů tzv. pseudoagregátů. Vzniklé pseudoagregáty nejsou ve vodě stabilní a tvoří kašovitou půdní hmotu. Po vyschnutí půdy dochází k vytvoření slitého povrchu - půdní krusty. Proto u nestrukturních půd dochází k vyššímu povrchovému odtoku a nižšímu příjmu vody v profilu a je zde vyšší náchylnost k vysychání.

- Mikroagregáty

K mikroagregátům v půdě patří koagulované půdní koloidy, útvary vzniklé spojením částic jílových a prachových, často za přispění gelů Fe_2O_3 a Al_2O_3 s huminovými kyselinami. Jsou k nim řazeny i hrubé půdní částičky a krystaly s koloidním povlakem (Kutílek, 1978).

Vznik půdní struktury je vázán na existenci mikroagregátů v půdě. V procesu mikroagregace se uplatňují vlivy fyzikální, chemické a biochemické. Fyzikální a fyzikálně chemické procesy jsou ovlivněny zrnitostním složením půdy. Na shlukování částecek menších než 0,01 mm mají vliv kohezní síly. Mikroagregáty obsahující převážně fyzikální jíly jsou stmelovány vlivem kapilárního tlaku (Kutílek, 1978).

- Makroagregáty

Vzrůstem velikosti mikroagregátů, popřípadě shlukováním mikroagregátů do větších celků vznikají makroagregáty. Makroagregáty nevznikají z mikroagregátů postupně. Mikroagregace je základním předpokladem makroagregace. Makroagregátové strukturní částice vznikají vlivem objemových změn při vysychání půdy (vznik drobných trhlin), působením mrazu (vznik puklin) a vlivem dehydratace. Kořenový systém rostlin rozdrubuje kompaktní půdní hmotu a vzniklé útvary působením tlaku mírně zhutňuje (Kutílek, 1978). Při dostatečné hustotě a pravidelnosti kořenového systému vzniká optimální agregace o velikosti agregátů 1 – 5 mm. Z živočichů žijících v půdě mají na agregaci největší vliv dešťovky, které svými exkrementy zpevňují půdní agregáty. Na agregaci má významný vliv i způsob obhospodařování půdy.

- Pseudoagregáty

Umělým mechanickým způsobem (zhutňování půdní hmoty) za vyšší vlhkosti půdy dochází ke shlukování, popřípadě k deformaci shluků a vznikají nové útvary pseudoagregáty (Kutílek, 1978). Pseudoagregáty jsou ve vodě nestabilní náhodné shluky půdní hmoty vznikající zejména na nestrukturních půdách. Při mechanickém způsobu obdělávání půdy, např. při orbě, jsou snadno rozrušovány. Po srážce či závlaze se rychle rozpadají, rozplavují se a vytvářejí stejnorodou kašovitou hmotu. Když po dešti či závlaze tato hmota vyschne, vzniká na povrchu slitá tenká vrstva – půdní kůra (Kutílek, Nielsen, 2004).

2.3 Půdní krusta

Půdní krusta je tenká, souvislá, nepropustná vrstva na povrchu půdy (Bresson et al., 2006). Jak uvádí Belnap a Lange (2002) půdní krusta je specifický povrch půdy, který je pokryt živou či neživou vrstvou. Půdní krusty se nejčastěji vyskytují v aridních, semiaridních a suchých prostředích po celém světě (Solé-Benet et al., 1997; Maestre et al., 2002; Bresson et al., 2006).

Půdní krusta je charakteristická a význačná svou nízkou pórovitostí, vysokou objemovou hmotností, nízkou schopností agregace a vyšším obsahem solí než další vrstvy půdy (Sharma nad Agrawal, 1974; Aware et al., 1992; Bradford and Huang, 1992; Hussien et al., 2010).

Půdní krusty lze rozdělit na několik typů podle jejich vzniku, a to na krusty biologického, fyzikálního, či chemického původu. (Anonymous, 2001).

Rozdělení půdních krust

- *Biologická půdní krusta* – vytvoří se růstem řas a sinic na povrchu půdy. Pomalu vtékající vody do půdy je prostředím, ve kterém se řasy a sinice vyvíjí a rostou. Voda vteče do půdy, řasy a sinice zůstanou na povrchu a vytvoří krustu. Tento typ půdní krusty je silně hydrofobický. Biologické krusty jsou tvořeny živými organismy, nejčastěji cyanobakteriemi, řasami, sinicemi, lišejníky, mechy a houbami. Tato společenstva se nachází těsně nad zemí v řádech milimetrů a dosahují tloušťky až 10 cm, nejčastěji se nachází v rozmezí 0 - 4 cm (Belnap a Lange, 2002).
- *Chemická půdní krusta* – vytvoří se krystalizací solí, které se nacházejí v půdě.
- *Fyzikální půdní krusta* – vytváří se změnou půdní struktury a může být strukturní nebo nánosová.
 - *Strukturní půdní krusta* – vytváří se rozpadem nestabilních agregátů vlivem dešťových kapek a fyzikálně-chemickým rozpadem jílovitých minerálů. Svrchní vrstva strukturní krusty má nízkou propustnost a je 1 – 3 mm hrubá. Půdy s vysokým obsahem sodíku jsou náchylné na její vytvoření.
 - *Nánosová půdní krusta* – se vytváří transportujícími a ukládajícími se jemnými částicemi při povrchovém odtoku. Je hrubší, v porovnání se strukturní krustou

se formuje tam, kde voda přináší sebou jemné částice, které se usadí. Kinetická energie dešťových kapek nemá vliv na její vytváření.

Krusty, vzniklé za působení fyzikálně-chemický jevů, jsou zcela nebiologického původu (Sumner a Steward, 1992). Krusty často mívají tloušťku menší než 1 mm, mohou ale dosahovat tloušťku až několika cm (Belnap, 2003). Nebiologické krusty vznikají mnoha způsoby. Prvním způsobem je dopad dešťových kapek, dále evaporace, sešlap, způsobený zvěří nebo např. automobilovou dopravou. Nejčastěji však půdní krusty vznikají dopadem dešťových kapek na nechráněný povrch. Dopad jednotlivých kapek narušuje soudržnost povrchu a dochází k uvolňování drobných částíček půdy, které jsou poté smyty. Při vysychání povrch puká a velmi rychle eroduje. Fyzikálně-chemicky vzniklé krusty mohou být rozdílné, záleží na struktuře a textuře půdního profilu (Sumner a Steward, 1992; Belnap, 2003; Belnap, 2006). Tvorba fyzikálních krust je způsobena zejména rozpadem půdních agregátů vystavených přímému dopadu dešťových kapek, rozptylem jílovitých částic po povrchu půdy, zhutněním, ucpáním půdních pórů jemným smytým materiálem (Agassi et al, 1985, Assouline 2004, Hussien et al, 2010). Vznik půdních krust závisí na velikosti půdních agregátů na povrchu půdy (Farres, 1978, Freebairn et al., 1991, Bradford and Huang, 1992, Gallardo-Carrera et al., 2007) a jejich náchylnosti k rozpadu, která je propojena se zrnitostí půdy a vlhkostí půdy (Govers et al, 1990; Duval and Boiffin, 1994 a, Gallardo-Carrera et al., 2007). Jak se ukazuje proces tvorby půdní krusty je dynamický a zahrnuje dvě hlavní vývojové linie (Boiffin, 1986; Valentin, 1986; Bresson, 2006), a to procesem zalepení povrchu půdy a následným vytvořením strukturní půdní krusty (Bresson, 2006).

Fyzikálně-chemické krusty jsou nejčastěji na prachovitojílových, jílovitých a hlinitých půdách. Lze je také nalézt na písčítých půdách, kde jsou velmi tenké (Fischer et al., 2012). Půdy s vysokým obsahem sodíku, který je snadno rozpustný ve vodě, jsou náchylnější k tvorbě krusty než ostatní půdy. Struktura půdy, vlhkost, teplota, období srážek a historie narušeného místa, to jsou faktory, které do značné míry určují dominantní organismy v půdní krustě (Anonymous, 2001).

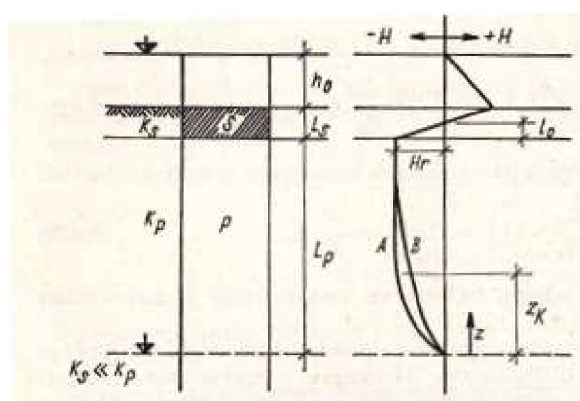
Je známo mnoho metod, jakými lze měřit parametry u fyzikálních krust. Mezi nejúčinnější patří metody na principu infiltrace (Sangüesa et al., 2010).

2.4 Infiltrace

Infiltrace, je jedním z nejdůležitějších procesů v půdě. Snížená infiltrační schopnost půdy způsobuje větší povrchový odtok, tedy zvyšuje riziko vzniku vodní eroze půdy. V ochraně půdy před vodní erozí je infiltrační schopnost důležitým faktorem. Také je důležitým faktorem z hlediska posilování zdrojů podzemních vod. Vodní režim půd závisí na příjmu a výdeji vody (Kutílek, 1978).

Infiltrace vody do půdy je ovlivněna mnoha faktory. Především intenzitou srážek a půdními poměry, jako jsou počáteční vlhkost, obsah vzduchu uzavřené vsakující vodou do půdy, stabilizací agregátů a množstvím pseudoagregátů, objemem volných pórů a nekapilární vodivostí (Riedl, 1973). Intenzita infiltrace je ovlivněna mocností, formou, kompaktností a neporušeností nadložního humusu spolu s půdním druhem a typem, mocností půdního horizontu a jeho hydrologickými charakteristikami (Herynk, 1996).

Infiltrace vody do půdy je přímo úměrná stabilitě půdní struktury (Tisdall a Adem 1986), velikosti, objemu a struktuře pórů (Patel a Singh 1981; Ankeny et al., 1990). Častým průvodním jevem při infiltraci vody do půdy je rozrušení strukturních agregátů na povrchu půdy provázené podstatným snížením propustnosti povrchové vrstvičky. Při infiltraci se postupně zanáší povrchová vrstva jemnými suspenzemi a tak vzniká méně propustná vrstva na relativně homogenní, mocné, propustné půdě. Méně propustná vrstva bývá označována jako křusta. Schéma profilu je zobrazeno na Obr. 1 (Kutílek, 1978).



Obr. 1 Stacionární infiltrace vody do půdy s křustou na povrchu
(převzato Kutílek, 1978)

Infiltrační schopnost půdy ovlivňuje řadu půdních parametrů, hydro-fyzikální vlastnosti půdy, chemické a biologické vlastnosti půdy. Nejsou-li v dostatečné míře v půdě zastoupeny půdní póry, je infiltrační schopnost půdy značně snížena. Póry svým objemem a kvalitou rozhodují o pohyblivosti a využitelnosti vody, podmiňují rozsah a intenzitu objemových změn půdy a jejich vliv na změny podmínek půdního prostředí (Pokorný, Filip et al., 2001). Charakter pórovitosti závisí na struktuře půdy. Je-li vlivem degradace půdy vodní erozí zhoršen strukturní stav půdy, je zhoršen i charakter pórovitosti a infiltrační schopnost půdy. Struktura povrchové vrstvy podstatným způsobem ovlivňuje rychlost infiltrace vody do půdy a má tedy rozhodující vliv na vznik povrchového odtoku a tím i na erozi půdy (Tippl et al., 2005).

Odolnost půdních agregátů proti dopadajícím kapkám deště je také určována počáteční vlhkostí půdy. Při dopadu kapek na vyschlou půdu dochází k většímu rozrušení půdních agregátů a k jejich rozplavení. To způsobuje jednak větší ztrátu půdy a jednak ucpání povrchu půdy. To následně vede ke snížení infiltrace vody do půdy a zvýšení povrchového odtoku (Loch a Foley, 1994; Roth a Eggert, 1994). Při silných srážkách vody na suchých půdách dojde k situaci, že vzduch zavřený v suchých půdních agregátech je pronikající vodou stlačován, až dojde k malým explozím, které brání vsaku (Mc Guinness et al., 1971).

Způsob zpracování půdy podstatně ovlivňuje propustnost půdy pro vodu. Dlouhodobé redukované nebo naopak konvenční zpracování půdy může změnit objem pórů, stabilitu strukturních agregátů a obsah organické hmoty. Spolu s tím se mohou měnit půdní vlastnosti ovlivňující infiltrační schopnost půdy a pohyb půdní vody. (Drees et al., 1994; Lal et al., 1994; Singh et al., 1994). Při konvenčním zpracování půdy s orbou je utužováno tzv. podomičí (zóna pod zoranou půdou), ničí se povrchové kapiláry, přibývá nerozložených rostlinných zbytků a vzrůstá utužení povrchové vrstvy (Roth et al., 1988).

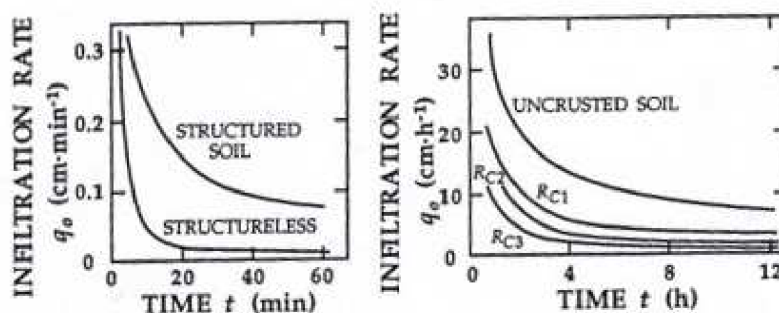
Velmi významný vliv na infiltraci má existence makropórů. Makropóry jsou velká, prázdná místa v půdě vzniklá vlivem změny struktury půdy, staré kořenové systémy a kanálky, kudy se pohybují žížaly a hmyz. Makropóry jsou velmi důležité pro zvýšení infiltrace a tok živin půdním profilem. Větší objem makropórů v půdě se vyskytuje při bezorebném zpracování půdy než při konvenčním, protože

makropóry v ornici nejsou rozbity orbou (Luxmoore, 1981; Beven a Germann, 1982; White, 1985; Tebrügge a Abelsova, 1999).

Pro zjištění infiltrační schopnosti půdy s půdní krustou na povrchu je možné provádět infiltrační testy. Mezi nejvíce používané infiltrační testy patří výtopová infiltrace a měření infiltrace pomocí dešťového simulátoru (Kutílek, Nielsen, 2004).

Výtopová infiltrace

Během výtopových infiltračních testů náhlý kontakt půdního povrchu s nadbytkem vody způsobí rozpad půdních agregátů. Přesun menších částic a zalepení půdních pórů probíhá rychle, během několika minut. Na povrchu nestrukturních půd s půdní krustou jsou nižší hodnoty hydraulické vodivosti K_s než u strukturních půd. Hodnota K_s a tloušťka půdní krusty jsou závislé na čase. Tvorba a kvalita zalepení půdních pórů jsou hlavními faktory odpovědnými za odlišnost infiltračních křivek pro strukturní a nestrukturní půdy Obr. 2 (Kutílek, Nielsen, 2004).



Obr. 2 Infiltrační křivky pro strukturní a nestrukturní půdu
(převzato Kutílek, Nielsen, 2004)

Dešťový simulátor

Během měření infiltrace pomocí dešťového simulátoru je rozpad agregátů zesílen o kinetickou energii dešťových kapek. Účinek kapek na půdní povrch lze přirovnat k bombardování půdního povrchu. Kapka udeří do půdy a vytvoří mikro-kráter. Jemné částice jsou odděleny a přemístěny, dojde k ucpání půdních pórů a zbytek jemných částic je transportován do hlubších vrstev půdního profilu spolu s infiltrovanou vodou. Pokud se čas výtopy liší od jednoho bodu půdního povrchu

k druhému, jsou jílovité částice transportovány do malých louží a nerovnoměrně uloženy po půdním povrchu (Kutílek, Nielsen, 2004).

2.5 Technologie zpracování půdy

Zpracování půdy je soubor operací, které mechanickým způsobem mění vlastnosti ornice nebo rizosféry (Ledvina et al., 1997).

Hůla et al. (2010) konstatuje, jaký dopad mají použité technologie zpracování půdy na fyzikální vlastnosti půdy. Změny fyzikálních vlastností půdy jsou charakteristickým projevem nežádoucího zhutnění půdy, které se především negativně projevuje zvýšením objemové hmotnosti půdy a má za následek snížení objemu nekapilárních pór v půdě, při vyšší intenzitě o destrukci půdních agregátů. Snížení pórovitosti půdy se promítá do omezené prostupnosti půdy pro vodu. To znamená, že nadměrné zhutnění způsobuje nejen změny v obsahu vody v půdě, ale také omezuje její pohyb v půdě.

Nářadí a stroje používané ke zpracování půdy různým způsobem ovlivňují a mění strukturu půdy: stlačují některé partie, drobí půdní agregáty apod. (Šimek, 2005). Destrukce půdní struktury vede ke zhoršení všech půdních charakteristik, k tvorbě nepropustné krusty na povrchu půdy a utužení půdy se všemi negativními dopady pro zemědělskou techniku (zvýšení orebného odporu) a na výnosy pěstovaných plodin (Vopravil et al., 2010). Ledvina et al. (1997) konstatovali, že zemědělské stroje a nářadí ve větší míře v orniční vrstvě půdní strukturu ničí. Mechanické ničení půdní struktury spočívá v tom, že se narušují půdní agregáty a vytvářejí se nestrukturní mikroagregáty menší než 0,25 mm. Tvorba nestrukturních agregátů závisí mj. na vlhkosti půdy a druhu použitého nářadí (pracovních orgánech).

Hůla et al. (2010) uvádí vymezení technologií zpracování půdy v současné době s ohledem na podmínky hospodaření v ČR. Rozděluje způsoby zpracování půdy do následujících skupin:

- technologie s orbou (konvenční zpracování půdy);
- technologie bez orby (minimalizační):
 - minimalizace s kypřením půdy do malé hloubky,

- půdoochranné zpracování půdy,
- přímé setí (setí do nezpracované půdy).

2.5.1 Konvenční zpracování půdy

Termín „konvenční zpracování půdy“ definuje takový systém obdělávání půdy, ve kterém je základní hluboká kultivace (radličným pluhem) následována další kultivací, při které je vytvořeno seťové lůžko. Rostlinné zbytky předplodin, biomasa meziplodin a nadzemní části plevelů jsou zde zapravovány do půdy (Hůla et al., 2010). Půda nakypřená orbou do větší hloubky je při pojezdu těžkou mechanizací náchylná k opětovnému utužení, zvláště při vyšší půdní vlhkosti (Vach a Javůrek, 2011).

Kultivace může způsobovat rozpad půdních agregátů. Fuentes et al. (2012) zjistili, že malé makroagregáty (0,25-1 mm) byly více časté v půdách s konvenčním zpracováním půdy (bez rostlinných zbytků) než mikroagregáty a velké makroagregáty. Hypotézou je, že negativní efekt orby byl vyšší pro velké makroagregáty, než pro malé makroagregáty. Tzn., že vyšší množství malých makroagregátů může být buď výsledkem rozpadu velkých makroagregátů anebo fyzikální a chemickou charakteristikou malých makroagregátů, která je činí více odolné k zpracování půdy. Vstup vysoké energie při orbě může způsobovat mikrotrhliny uvnitř agregátů, jejichž výsledkem je následně slabší agregát (Cannell a Hawes, 1994).

2.5.2 Minimalizační zpracování půdy

Důvodem na přechod z klasické orby na zpracování půdy se sníženou intenzitou byla především snaha o konzervaci půdní vlhkosti a snížení půdní degradace (Amezketá, 1999; Cannell a Hawes, 1994; Holland, 2004; Hůla et al., 2010; Vach a Javůrek, 2011). Snížení hloubky a intenzity zpracování půdy může zvýšit obsah i kvalitu organické hmoty, zlepšit strukturu půdy a podpořit její biologickou aktivitu. Zároveň dochází ke zvyšování infiltrace vody do půdy a snížení vodní a větrné eroze a tím pádem k snížení rizika odtoku a znečištění povrchových vod sedimenty, pesticidy a živinami (Holland, 2004; Sapkota, 2012; Vach a Javůrek, 2011).

V poslední době se zde rozšířilo minimalizační zpracování půdy (dlátový kypřič, talířový pluh, disková brána) a přímé setí do nezpracované půdy zabírající až 70 % plochy obdělávané jednoletými plodinami. Při srovnání těchto snížených kultivačních zásahů byla zjištěna vyšší objemová hmotnost a penetrační odpor než při orebném zpracování půdy, toto zvýšení však nedosáhlo kritické hranice pro rozvoj kořenů. Také stabilita půdních agregátů a rychlost infiltrace vody byly vyšší v půdách s omezeným zpracováním. Obsah vody v půdě během kritického období setí a kvetení byl obecně vyšší při omezeném zpracování půdy, ale naopak obsah dusíku ve formě dusičnanů byl vyšší u orebného zpracování půdy (Alvarez a Steinbach, 2009).

3 CÍLE DISERTAČNÍ PRÁCE

Cílem předložené disertační práce je vliv vodní eroze na vybrané fyzikální vlastnosti půdy. Tento komplexní cíl v sobě zahrnuje šest uvedených dílčích cílů.

- Vyhodnotit účinky vodní eroze na vybrané fyzikální vlastnosti půdy, které poukazují na míru degradace půdního profilu. Mezi tyto vlastnosti patří zejména objemová hmotnost redukováná a pórovitost, jako hlavní ukazatele míry zhutnění půdního profilu.
- Vyhodnotit a popsat temporální dynamiku vybraných fyzikálních vlastností půdy. Pomocí jednofaktorové analýzy rozptylu s následnými dvouvýběrovými t-testy statisticky vyhodnotit vliv roku, termínu, hloubky a místa odběru na tyto vlastnosti, v lokalitě Větrkovice i vliv různého zpracování půdy.
- Vyhodnotit texturální změny orniční a podorniční vrstvy půdy a srovnat výsledky zrnitostního složení stanovených dvěma různými metodami: Casagrandeho hustoměrnou metodou a metodou laserové difrakce.
- Vyhodnotit vodostálost půdních agregátů a pomocí jednofaktorové analýzy rozptylu s následnými dvouvýběrovými t-testy statisticky vyhodnotit vliv roku, termínu, hloubky a místa odběru na tyto vlastnosti.
- Popsat dynamické fáze procesu zalepení a tvorby půdní krusty. Popsat a vyhodnotit fyzikální vlastnosti půdní krusty, vodostálost půdních agregátů půdní krusty a její zrnitostní a chemické složení.

- Měřit a vyhodnotit infiltrační schopnost půdy na pozemcích s půdní krustou na povrchu. V souladu s tímto vymezeným cílem bylo najít vhodné zařízení pro měření infiltrace. Na Ústavu vodního hospodářství krajiny byl modifikován mobilní simulátor deště. Simulátory deště jsou vhodné pro měření infiltrační schopnosti půdního profilu s půdní krustou na povrchu.

4 MATERIÁL A METODY ŘEŠENÍ

Metodika disertační práce byla navržena tak, aby umožnila splnění stanovených cílů. Nejprve byly vybrány experimentální plochy na svažitých pozemcích náchylných k vodní erozi. Na těchto pozemcích byly v letech 2012 - 2015 odebírány porušené a neporušené půdní vzorky, ze kterých byly v pedologické laboratoři na Ústavu vodního hospodářství krajiny, Vysokém učení technickém v Brně stanoveny hodnoty měrné hmotnosti, objemové hmotnosti redukované, pórovitosti, zrnitosti a schopnost půdních agregátů odolávat rozplavení. V blízkosti odběrných míst byla měřena infiltrační schopnost půdy pomocí dvouválcové metody, minidiskového infiltrometru a mobilního simulátoru deště. V následujících podkapitolách jsou podrobně popsány kroky, které byly provedeny za účelem dosažení stanovených cílů.

4.1 Charakteristika vybraných lokalit

Bylo vybráno několik lokalit pro jednotlivé varianty pokusu. První část experimentálního výzkumu probíhala na experimentálních plochách nacházejících se v Moravskoslezském kraji na kambizemích, druhá část probíhala na experimentálních plochách nacházejících se v Jihomoravském kraji na černozemích. Na všech experimentálních plochách se vyskytovala půdní krusta. Kambizemě byly zvoleny, protože jsou nejrozšířenějším půdním druhem u nás, tvoří 45 % půd a jsou náchylné k tvorbě půdní krusty. Černozemě patří k nejúrodnějším půdám u nás a tvoří 11% našich zemědělských půd. Půdní krusta by se na těchto půdách měla vyskytovat minimálně.

Experimentální plochy byly vybrány v katastrálních územích, která jsou typická členitým a sklonitým reliéfem. Pedologické pokusy probíhaly na výzkumných

plochách, které byly situovány na pozemcích se sklonem na 10% a viditelně ohroženy vodní erozí.

4.1.1 Větrkovice

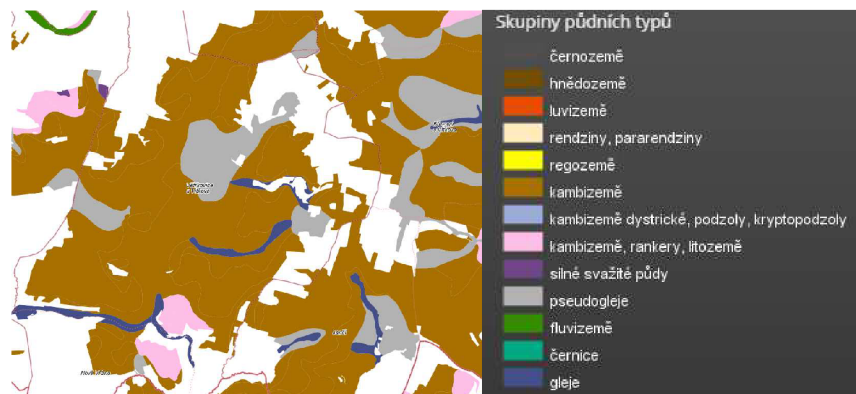
Katastrální území Větrkovice u Vítkova se nachází v Moravskoslezském kraji v okrese Vítkov, poblíž města Vítkov.



Obr. 3 Zájmové území Větrkovice (Zdroj: vlastní)

Území se vyznačuje zvlněným reliéfem rozkládajícím se na Vítkovské vrchovině, která náleží do celku Nízkého Jeseníku. Průměrná nadmořská výška je 480 – 500 m. n m.

Podloží oblasti je tvořeno kulmskými drobami a břidlicemi. Zastoupení hlavních půdních jednotek (HPJ) v katastrálním území je HPJ 26 hnědé půdy, hnědé půdy kyselé a jejich slabě oglejené formy na různých břidlicích a jim podobných horninách; středně těžké, výjimečně těžší, obvykle šterkovité s dobrými vláhovými poměry až převlhčením.



Obr. 4 Plošná lokalizace aktualizovaných BPEJ

(Zdroj: <https://mapy.vumop.cz>)

Katastrální území patří do oblasti mírně teplé, okrsku chladného. Tato oblast je charakterizována podnebím s velmi krátkým, mírně chladným a vlhkým létem, dlouhým přechodným obdobím s mírně chladným jarem a mírným podzimem, dlouhou mírnou až mírně vlhkou zimou s dlouhým trváním sněhové pokrývky.

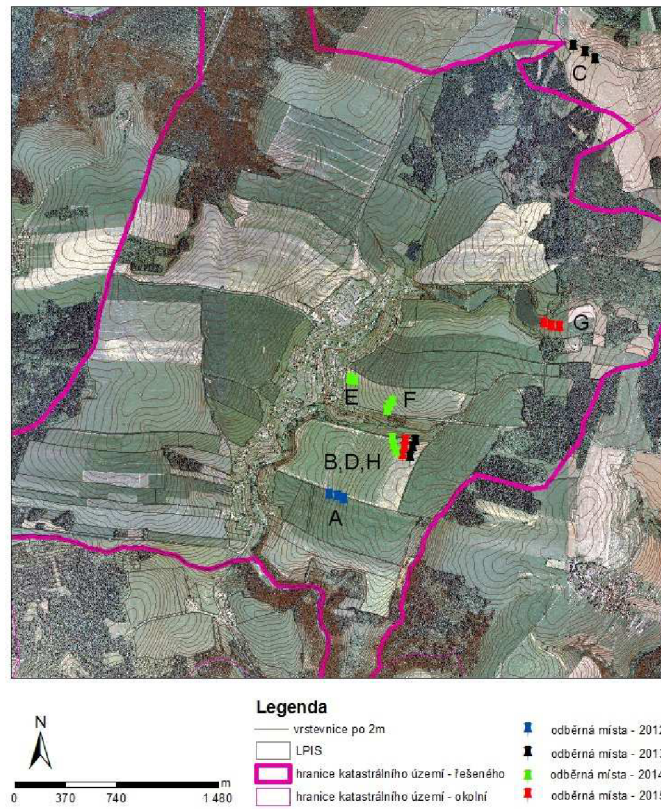
Územím v jižní až jihovýchodní části protéká Husí potok, který pramení severně od Větrkovic.

Zvolené experimentální plochy v lokalitě Větrkovice jsou vyznačeny na obrázku Obr. 5, jednotlivá odběrná místa jsou vyobrazena na obrázku Obr. 6. V tabulce Tab. 4 je uveden popis experimentálních ploch včetně osevu plodin a technologie zpracování půdy.

Tab. 4 Popis experimentálních ploch

rok odběru	experimentální plocha	plodina	technologie zpracování půdy
2012	A	ječmen jarní	minimalizační
2013	B	ječmen jarní	klasická
2013	C	ječmen jarní	minimalizační
2014	D	ječmen jarní	klasická
2014	E	ječmen jarní	minimalizační
2014	F	kukuřice	klasická
2015	G	ječmen jarní	klasická
2015	H	kukuřice	klasická

Situace Větkovice M1:25 000



Obr. 5 Přehledná situace území v měřítku 1 : 25 000 s vyznačením experimentálních ploch (Zdroj: vlastní)



Obr. 6 Odběrná místa na jednotlivých experimentálních plochách (Zdroj: vlastní)

4.1.2 Čejkovice

Katastrální území Čejkovice se nachází v Jihomoravském kraji v okrese Hodonín severozápadně od Hodonína.

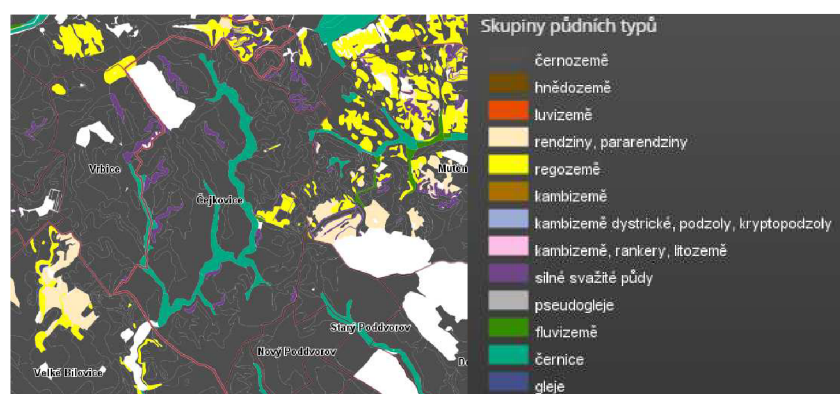


Obr. 7 Zájmové území Čejkovice (Zdroj: vlastní)

Zájmové území je součástí Kyjovské plošiny. Jedná se o zvlněný, místy svažité až silně svažité terén s průměrnou nadmořskou výškou 250 m. Reliéf je ovlivněn procesy vodní eroze, které zde modelují lokální deprese, rýhy a náplavové kužely.

Geologické podloží je tvořeno z kvartérních pokryvů spraší, z nichž lokálně vystupují okrsky neogenních slinitých jílu a písků. Půdy zde se vyskytující jsou velmi hluboké, orniční vrstva většinou hluboká nebo středně hluboká, mírně či slabě humózní. Pouze v lužních půdách a rašelině je ornice silně humózní. Půdní reakce je většinou slabě kyselá či slabě zásaditá. Zrnitostní složení se liší podle jednotlivých půdních typů (Dumbrovský, 2014).

Z hlediska zastoupení hlavních půdních jednotek (HPJ) se v zájmovém území nachází HPJ 01 - černozem modální, karbonátová (CE_{mc}), kde půdotvorný substrát tvoří spraše. Zrnitost středně těžká. Převážně bez skeletu. Vláhové poměry příznivé až vysušené. HPJ 08 - černozem modální (CE_m), zrnitost lehčí středně těžká a středně těžká. Bezskeletovitá nebo slabě skeletovitá s příměsí terasových štěrků. Vláhové poměry příznivé (Dumbrovský, 2014).



Obr. 8 Plošná lokalizace aktualizovaných BPEJ (Zdroj: <https://mapy.vumop.cz>)

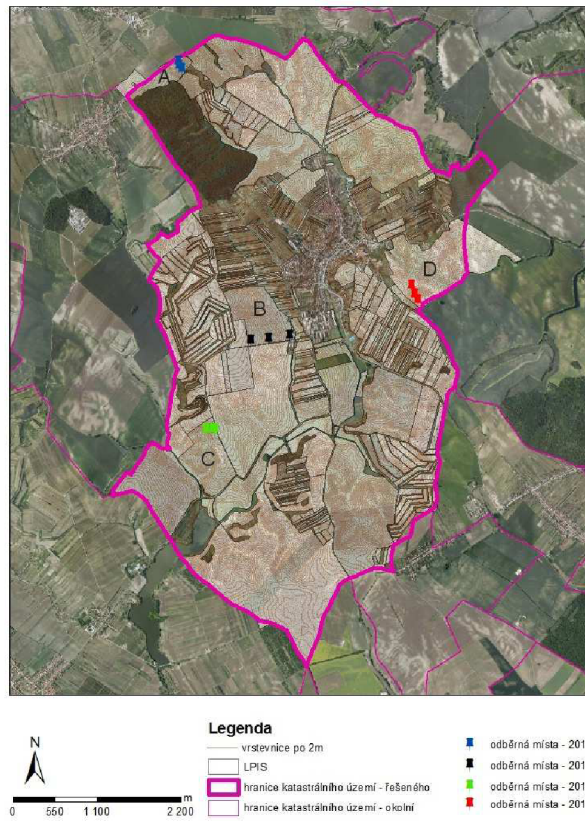
Území spadá do klimatického regionu velmi teplého, suchého, s mírnou zimou. První mrazíky se objevují v druhé dekádě října, na jaře se ojediněle vyskytují ještě v polovině dubna. Délka vegetačního období činí průměrně 180 dní. S průměrnými teplotami, srážkami a nadmořskou výškou souvisejí i fenologické poměry území (Dumbrovský, 2014).

Zájmové území leží v povodí Moravy. Hydrologická síť je tvořena dvěma udržovanými svodnicemi ústícími do Vracovského potoka a potoka Syrovinka. Při východní hranici, kde Vracovský potok opouští území katastru je větší území rašeliništních půd. Při západní hranici se nachází menší rybník (Dumbrovský, 2014).

Zvolené experimentální plochy v lokalitě Čejkovice jsou vyznačeny na obrázku Obr. 9, jednotlivá odběrná místa jsou vyobrazena na obrázku Obr. 10. V tabulce Tab. 5 je uveden popis experimentálních ploch včetně osevu plodin a technologie zpracování půdy.

Tab. 5 Popis experimentálních ploch

rok odběru	experimentální plocha	plodina	technologie zpracování půdy
2012	A	kukuřice	klasická
2013	B	kukuřice	klasická
2014	C	kukuřice	klasická
2015	D	kukuřice	klasická



Obr. 9 Přehledná situace území v měřítku 1 : 40 000 s vyznačením experimentálních ploch (Zdroj: vlastní)



Obr. 10 Odběrná místa na jednotlivých experimentálních plochách (Zdroj: vlastní)

4.1.3 Hustopeče- Starovice

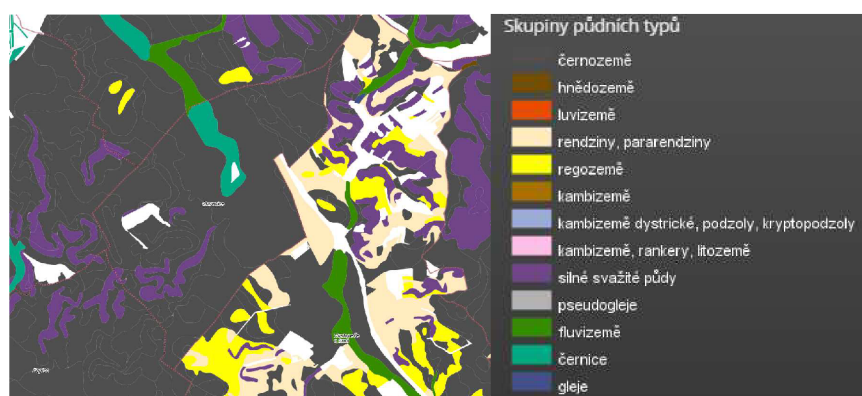
Katastrální území Starovice se nachází v Jihomoravském kraji v okrese Břeclav a je součástí obce Hustopeče.



Obr. 11 Zájmové území Hustopeče – Starovice (Zdroj: vlastní)

Hustopečská pahorkatina, v níž se nachází zájmové území, patří do moravské části karpatské soustavy, která je tvořena paleogenním (starotřetihorním) útvarům, jež se nazývá moravským flyšovým pásmem. Nadmořská výška zájmového území je 222 – 275 m n. m. Převládající sedimenty jsou písčité tzv. ždánické pískovce s vložkami slínu. Ty jsou překryty různě mocnými pokryvy spraší. Spraše tvoří mateční substrát zdejší půdy. Na spraších se vytvořily černozemě karbonátové, černozemě a lužní půdy karbonátové (Dumbrovský, 2014).

Z hlediska zastoupení hlavních půdních jednotek (HPJ) se v zájmovém území nachází HPJ 01 černozem modální, karbonátová (CEmc), kde půdotvorný substrát tvoří spraše. Zrnitost - středně těžká. Převážně bez skeletu. Vláhové poměry příznivé až vysušené. HPJ 04 - černozem arenická, půdotvorný substrát spraš a neogenní písky. Zrnitost – lehká. HPJ 08 – černozem modální, kde půdotvorný substrát tvoří spraše. Zrnitost - středně těžká, těžká. Vláhové podmínky příznivé. Hlavní znak smytost. HPJ 22 – kambizem modální. Půdotvorný substrát převážně písčité usazeniny mořského neogénu. Zrnitost - středně těžká (Dumbrovský, 2014).



Obr. 12 Plošná lokalizace aktualizovaných BPEJ (Zdroj: <https://mapy.vumop.cz>)

Nově byla provedena aktualizace BPEJ, upřesnění jejich rozsahu a určení nových BPEJ. K aktualizaci BPEJ vedly jednak snahy o zpřesnění jejich vymezení a současně bylo potřeba zmapovat a doplnit jevy vzniklé v souvislosti s degradací půd přírodního a antropogenního původu. Modelový půdní blok byl bonitován v roce 1978. V roce 2009 byla pozemkovou úpravou vyvolána aktualizace BPEJ na části bloku; dokončena byla v roce 2013 pro potřeby výzkumu (Dumbrovský, 2014).

Starovice se svým okolím podle celkového rázu podnebí patří do přirozené oblasti Hustopečské pahorkatiny s příznivými klimatickými poměry. Geomorfologický celek patří do oblasti teplé, okrsku teplého a suchého s mírnou zimou a relativně kratším slunečním svitem. Roční průměrná teplota 9,2 °C. Pokud jde o větrný režim, převládá jihovýchodní směr větru, dále severozápadní a východní. Úhrn srážek dosahuje ročně 563 mm s maximem v červenci a minimem v únoru (Dumbrovský, 2014).

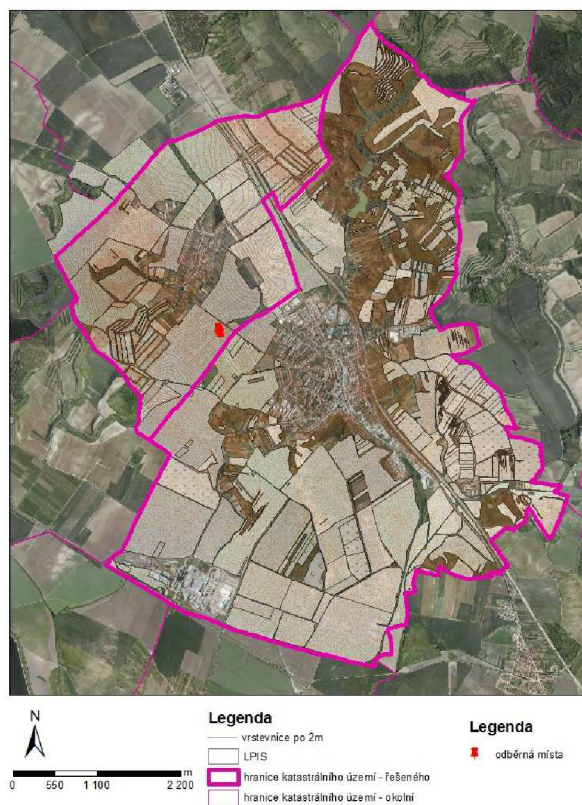
Zájmové území leží v povodí řeky Svratky. Hydrologická síť je omezena na Starovický potok a několik umělých příkopů, které odvádějí z území nadbytečnou povrchovou vodu. Černozemě dobře udržují srážkovou vodu. Černozemě na svazích jsou do značné míry smyty působením vodní plošné eroze (Dumbrovský, 2014).

V lokalitě Hustopeče - Starovice byla zvolena pouze jedna experimentální plocha, která je vyznačena na obrázku Obr. 13, jednotlivá odběrná místa jsou vyobrazena na obrázku Obr. 14. V tabulce Tab. 6 je uveden osev plodin na ploše.

Tab. 6 Popis experimentální plochy

rok odběru	plodina
2012	kukuřice
2013	ječmen
2014	řepka
2015	kukuřice

Situace Hustopeče M1:40 000



Obr. 13 Přehledná situace území v měřítku 1 : 40 000 s vyznačením experimentální plochy (Zdroj: vlastní)



Obr. 14 Odběrná místa na experimentální ploše (Zdroj: vlastní)

4.2 Výpočet vodní eroze

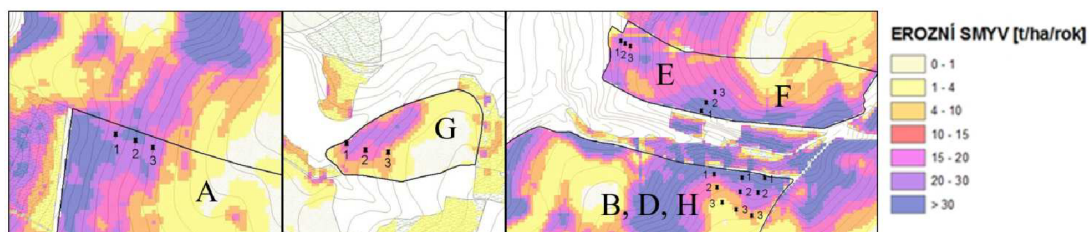
Pro výběr vhodných experimentálních ploch a odběrných míst byly stanoveny hodnoty erozního smyvu. Pro výpočet byla použita univerzální rovnice Wischmeier – Smith na základě digitálního modelu terénu (DMT) metodou USLE 2D s využitím LS algoritmu dle McCoola (Wischmeier a Smith, 1978).

Ztráta půdy vodní erozí se stanoví na základě rovnice (Wischmeier a Smith, 1978):

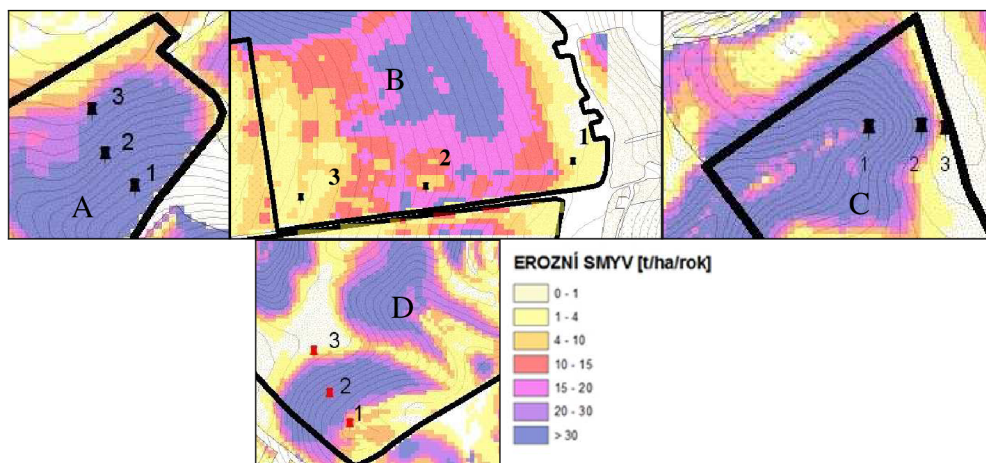
$$G = L \cdot S \cdot R \cdot K \cdot C \cdot P \quad (1)$$

kde G je průměrná dlouhodobá ztráta půdy za rok [$\text{t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$], L je faktor délky svahu, vyjadřující vliv nepřerušené délky svahu na velikost ztráty půdy erozí [-], S je faktor sklonu svahu, vyjadřující vliv sklonu svahu na velikost ztráty půdy erozí [-], R je faktor erozní účinnosti dešťů, vyjádřený v závislosti na kinetické energii, úhrnu a intenzitě erozně nebezpečných dešťů [$\text{MJ} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$], K je faktor erodovatelnosti půdy, vyjádřený v závislosti na textuře a struktuře ornice, obsahu organické hmoty v ornici a propustnosti půdního profilu [-], C je faktor ochranného vlivu vegetačního pokryvu, vyjádřený v závislosti na vývoji vegetace a použité agrotechnice [-], P je faktor účinnosti protierozních opatření [-].

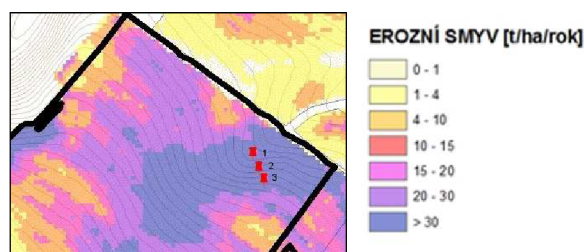
Podrobný popis jednotlivých faktorů včetně jejich stanovení je uveden v metodice Janeček et al. (2012). Vypočtená hodnota představuje dlouhodobou průměrnou roční ztrátu půdy a udává množství půdy, které se z pozemku uvolňuje vodní erozí. Nezahrnuje však její ukládání na pozemku, či na plochách ležících pod ním (Janeček et al., 2007).



Obr. 15 Plošná kategorizace ztráty půdy podle USLE2D, McCoola (McCool, 1989) s vyznačením odběrných míst na jednotlivých experimentálních plochách v lokalitě Větrkovice (Zdroj: vlastní)



Obr. 16 Plošná kategorizace ztráty půdy podle USLE2D, McCoola (McCool, 1989) s vyznačením odběrných míst na jednotlivých experimentálních plochách v lokalitě Čejkovice (Zdroj: vlastní)



Obr. 17 Plošná kategorizace ztráty půdy podle USLE2D, McCoola (McCool, 1989) s vyznačením odběrných míst na experimentální ploše v lokalitě Hustopeče (Zdroj: vlastní)

4.3 Odběr a úprava vzorků

Vzorky půdy byly odebírány na jednotlivých experimentálních plochách v letech 2012 – 2015 vždy na začátku, ve středu a na konci vegetačního období daných plodin ve třech krajinných polohách svahu, a to ve spodní části svahu – zóna akumulace (místo pravděpodobného nahromadění materiálu), střední části svahu – zóna transportní a horní části svahu – zóna eluvia (místo pravděpodobného odnosu materiálu). Odběry byly prováděny ze tří vrstev půdního profilu: z povrchu půdy byla odebrána tenká souvislá vrstva – půdní kůra, z ornice v hloubce 0,0 – 0,10 m a podorniční 0,10 – 0,30 m.

Vzorky byly odebírány do Kopeckého válečků o objemu 100 cm³ a do plastových uzavíratelných sáčků s klipem, které umožnily udržet půdní vlhkost po dobu převozu

do pedologické laboratoře Ústavu vodního hospodářství krajiny na VUT v Brně. V každém odběrném bodě bylo odebíráno 3 – 5 neporušených půdní vzorků a cca 1 kg porušeného půdního vzorku tak, aby byla zajištěna „směšnost“ vzorků.

V blízkosti odběru půdních vzorků byly prováděny infiltrační testy.

4.4 Stanovení fyzikálních vlastností

4.4.1 Stanovení měrné hmotnosti, objemové hmotnosti, pórovitosti

Stanovení měrné hmotnosti bylo provedeno z porušených půdních vzorků pomocí pyknometrů typu „Gay-Luccas“ o objemu 100 cm³ dle běžných metodik popsanych v Jandák et al. (2004). Měrná hmotnost se určí podle vztahu:

$$\rho_s = \frac{N_s}{V_v} = \frac{N_s}{P_v + N_s - P_s} \quad (2)$$

kde ρ_s je měrná hmotnost [g.cm⁻³], N_s je navážka zeminy na vzduchu vyschlá a přepočtená na sušinu [g], V_v je objem naváženého vzorku [cm³], P_v je hmotnost pyknometru s destilovanou vodou [g], P_s je hmotnost pyknometru se suspenzí [g].

Stanovení objemové hmotnosti a pórovitosti bylo provedeno z neporušených půdních vzorků odebraných do Kopeckého válečku dle běžných metodik popsanych v Jandák et al. (2004).

Neredukovaná objemová hmotnost se vypočítá podle vztahu:

$$\rho_v = \frac{G_A}{V_s} \quad (3)$$

Redukovaná objemová hmotnost se vypočítá podle vztahu:

$$\rho_d = \frac{G_H}{V_s} \quad (4)$$

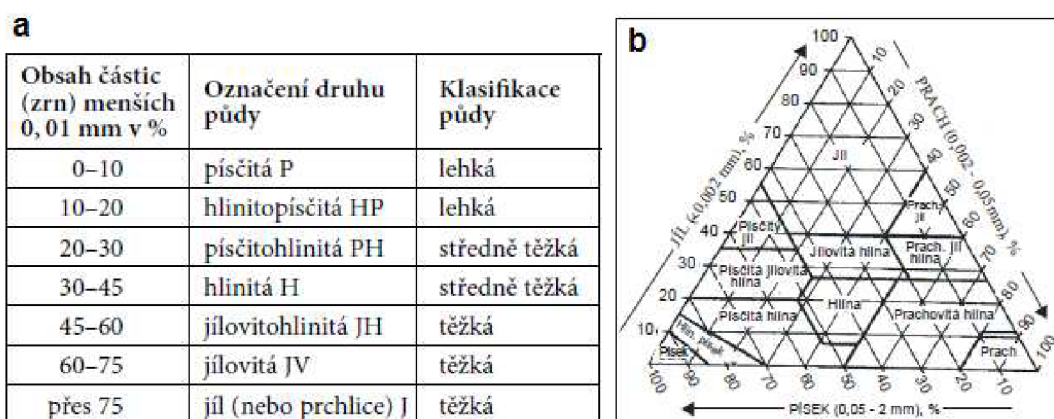
kde ρ_v je neredukovaná objemová hmotnost [g.cm⁻³], ρ_d je redukovaná objemová hmotnost [g.cm⁻³], G_A je hmotnost zeminy s původní okamžitou vlhkostí [g], G_H je hmotnost vysušené zeminy [g], V_s je objem fyzikálního válečku [cm³] (Sobotková, 2012).

Celková pórovitost P [%] se vypočítá z údajů o měrné hmotnosti ρ_s a objemové hmotnosti redukované ρ_d .

$$P = \frac{(\rho_s - \rho_d) \cdot 100}{\rho_s} \quad (5)$$

4.4.2 Stanovení zrnitostního složení

Zrnitostní složení je souhrn všech půdních částic spadajících velikostí do určitého rozmezí průměru zrn. V této práci byla použita klasifikace podle Nováka (Vyhláška 275/1998 Sb.) vycházející ze zastoupení I. kategorie (zrna < 0,01 mm) ve vzorku jemnozemi a podle Taxonomického klasifikačního systému půd ČR využívajícího trojúhelníkového diagramu na stanovení druhu půdy podle obsahu jílu, prachu a písku v % hmotnostních (Němeček et al., 2001).



Obr. 18 Klasifikace zrnitosti půd podle Nováka (a). Trojúhelníkový diagram pro stanovení druhu půdy podle obsahu jílu, prachu a písku v % hmotnostních (b) (Němeček et al., 2001)

Zastoupení zrnitostních frakcí (kategorií) udává půdní druh s pojmenováním podle použitého klasifikačního systému. U nás se dlouho používal Kopeckého klasifikační systém, který se dodnes používá pro potřeby meliorací půd (Valla et al., 1980). Pro potřeby komplexního průzkumu půdy byla zrnitostní klasifikace provedena podle Novákova systému, který bere v úvahu pouze procenta I. zrnitostní kategorie a rozděluje půdu podle následujícího dělení: 0 – 10 % písečná, 10 – 20 = hlinitopísečná, 20 – 30% písečnohlinitá, 30 – 45 % hlinitá, 45 - 60 % jílovitohlinitá, 60 – 75 % jílovitá a 75 – 100% jíl (Ledvina et al., 2000).

Pro účely bonitace půd se pro třídění hlavních půdních jednotek z hlediska zrnitostního rázu půd použilo hodnocení podle trojúhelníkového diagramu, založeného na obsahu tří půdních frakcí: jílu – částice < 0,001 mm (podle mezinárodního hodnocení < 0,002 mm), jemného a hrubého prachu – částice 0,001 – 0,05 mm a jemného a hrubého písku 0,05 – 2 mm (Mašát et al., 2002).

Němeček et al., 2001 uvádí, že u nás by měl být používán trojúhelníkový diagram, neboť je uveden v nejnovějším klasifikačním taxonomickém systému půd. V praxi je nejvíce zažita Novákova klasifikace.

V této práci byly pro stanovení zrnitostního složení odebraných vzorků půdy použity dvě metody - hustoměrná metoda a laserová difrakce.

4.4.2.1 Hustoměrná metoda

Hustoměrná metoda podle A. Casagrandeho patří do skupiny metod neopakované sedimentace, tj. všechna měření se konají během jednoho a téhož usazovacího procesu. (Sobotková, 2012). Měření hustoty suspenze se provádějí v odměrném válci o objemu 1000 ml speciálním hustoměrem a v daných časových intervalech se určuje pokles hustoty suspenze jako funkce času. Úbytek hustoty suspenze je způsobován postupným usazováním půdních částic. Stupnice hustoměru má rozsah 1.000 – 1.030. Spodní hranice hustoměru vymezuje maximální koncentrace zeminných suspenzí, ve kterých ještě není platnost Stokesova zákona omezena vzájemnými interakcemi částic. Pro praktické účely se při výpočtu průměru zrn uvažuje jako sedimentační dráha střední hloubka pod povrchem suspenze (Kameníčková, 2013).

Procentuální zastoupení hmotnostního podílu částic menších než je spočtený průměr zrn v daném čase:

$$O = \frac{100}{s} \cdot \frac{\rho_s}{\rho_s - 1} (R + c + m) \quad (6)$$

kde s je navážka zeminy k zrnitostní analýze přepočtena na sušinu [g], ρ_s je měrná hmotnost zeminy [g.cm⁻³], R je čtení hustoměru [-], c je menisková korekce a oprava 0 čtení [-], m je teplotní korekce ($m = 0,0055T^2 - 0,0373T - 1,44$) [-], T je teplota

suspence [°C], O je poměrný obsah částic v daném čase měření [% hmotn.] (Sobotková, 2012).

Velikost zrna odpovídající vypočtenému hmotnostnímu podílu (Stokesův vztah):

$$D = 10 \cdot \sqrt{\frac{18 \cdot \eta \cdot H_r}{g \cdot t \cdot (\rho_s - \rho_o)}} \quad (7)$$

kde η je dynamická viskozita tekutiny [$\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$], H_r je opravný koeficient [cm], g je gravitační zrychlení [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-2}$], t je čas měření [s], ρ_s je měrná hmotnost zeminy [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$], ρ_o je měrná hmotnost vody [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$], D je průměr zrna [mm] (Sobotková, 2012).

Analyzované vzorky byly odebrány v letech 2012 – 2014 z odběrných míst na experimentálních plochách vyobrazených na obrázcích Obr. 6., Obr. 10, Obr. 14. ze tří odběrných hloubek (krusta, ornice, podorniči).

Před měřením byly odebrané vzorky volně vysušené v laboratoři, rozdrčené a přeseté přes síto o velikosti ok 2 mm. Pro zajištění homogenity měřeného vzorku byla použita kvartovací metoda. Dále byla připravena suspence o objemu 1000 ml, obsahující 60 g preparované zeminy s odpovídajícím množstvím dispergačního činidla (1 ml činidla na 1 g zeminy) a doplněná vodou, která byla bezprostředně před začátkem měření dokonale promíchána. Poté byla změřena teplota suspence a opětovně suspence zamíchána. Čas t_0 nastal po vyjmutí teploměru a ukončení míchání. Časy měření od t_0 byly: 30 s, 1 min, 2 min, 5 min, 15 min, 45 min, 2,5 hod, až po konečný čas měření 24 hodin.

4.4.2.2 Laserová difrakce

Laserová difrakční metoda je optická metoda využívaná na měření distribuce rozměrů částic a rozptylu elektromagnetického vlnění na částicích. Aby byla změřena velikost jedné částice, ozařuje se tato částice laserovým paprskem. Částečným vychýlením laserového světla vzniká za vzorkem charakteristické, kruhové rozdělení intenzity, které se změří speciálně tvarovaným detektorem. Z rozestupu těchto kruhů se vypočítá velikost částic. Pro výpočet distribuce velikosti částic se používají dvě různé teorie: Mieho a Fraunhoferova metoda. Pomocí Mieho

teorie jsou počítány menší částice o průměru v rozsahu vlnové délky použitého světelného zdroje, taktéž částičky s nižším indexem lomu anebo nízkým koeficientem absorpce. Větší částice s neznámými optickými parametry se vypočítají podle Fraunhoferovy teorie (Fritsch, 2016).

Optimálně dispergovaný vzorek je základním předpokladem pro spolehlivé stanovení rozdělení částic dle velikosti. Ve většině případů musí být aglomeráty rozloženy a je nutné nastavit správnou koncentraci částic materiálu vzorku. V zásadě se může proces disperze provádět jak v proudu vzduchu (disperze za sucha), tak i v tekutině (disperze za mokra) (Fritsch, 2016).

Zrnitostní rozbor laserovou difrakcí byl proveden disperzací za mokra pomocí přístroje Analysette 22 MicroTec plus od firmy Fritsch na Katedře biometeorologie a hydrologie Slovenské poľnohospodárskej univerzity v Nitre.

Z časových důvodů nebylo možné analyzovat všechny odebrané vzorky jako u hustoměrné metody. Analyzované vzorky metodou laserové difrakce byly odebírány v letech 2013 – 2014 z odběrných míst na experimentálních plochách vyobrazených na obrázcích Obr. 6 a Obr. 14. ze tří odběrných hloubek (krusta, ornice, podorničí).

Před měřením byly odebrané vzorky volně vysušené v laboratoři, rozdrčené a přeseté přes síto o velikosti ok 2 mm. Pro zajištění homogenity měřeného vzorku byla použita kvartovací metoda. Z takto připravené jemnozeme bylo odebráno 10 g půdy a přidáno 10 ml roztoku metafosforečnanu sodného, aby vznikla hustá půdní suspenze. Dispergace probíhala po dobu 24 hodin, aby bylo zajištěno narušení vazeb mezi agregáty. Těsně před měřením byly půdní vzorky vystaveny působení ultrazvuku po dobu 5 minut. S takto připraveným vzorkem následovala práce s laserovým analyzátozem (Kondrlová et al., 2011).

Laserový analyzátor byl řízený pokyny z programu MaScontrol, kdy byl zvolený příslušný soubor standartních operačních procesů. Na začátku analýzy se nejprve odměřila intenzita rozptýleného světla v disperzní kapalině bez přítomnosti částic. Tímto krokem bylo zjištěno jakékoliv znečištění v měřící cele, které bylo potom odečteno od následujícího měření analyzovaného vzorku. Měření bylo uskutečněno

v celém rozsahu přístroje, byla zvolena Fraunhoferova teorie a automatický model výpočtu.

4.4.3 Stabilita půdních agregátů

Stabilita půdních agregátů je často používaným indikátorem půdní kvality, avšak neexistuje pro ni žádná standardní metodika hodnocení. Současné metody měří pouze určitý díl půdy, nebo využívají metody suchého či mokrého prosévání (Nichols a Toro, 2011). Metoda mokrého prosévání se řadí mezi klasické a stále používané postupy testování vodní stability půdních agregátů (Kandeler, 1996).

4.4.3.1 Stanovení koeficientu strukturnosti suchou cestou

Půdní struktura byla stanovena prosíváním suché zeminy na sítích o průměrných otvorech 0,25, 0,5, 1, 5, 10, 20 mm. Každá strukturní frakce byla samostatně zvážena a přepočtena na procenta. Tímto bylo zjištěno procentuální zastoupení jednotlivých velikostí frakcí půdy, které jsou stabilní za sucha (Badalíková, Kňáhal, 2001). Z vypočítaných hodnot byl zjištěn koeficient strukturnosti, který udává poměr mezi agronomicky cennými (tj. agregáty o průměru 0,25 - 10 mm) a méně cennými strukturními agregáty (Procházková et al., 2004).

Analyzované vzorky byly odebírány v letech 2012 – 2014 z odběrných míst na experimentálních plochách vyobrazených na obrázcích Obr. 6., Obr. 10, Obr. 14. ze tří odběrných hloubek (krusta, ornice, podorničí).

4.4.3.2 Stanovení vodostálosti půdních agregátů

Schopnost půdní struktury odolávat eroznímu vlivu vody neboli vodostálost půdních agregátů byla zjišťována metodou mokrého prosévání, která je používána v Německu a v Rakousku a je publikována jako německá norma DIN 19683-16.

Metodika měření je založena na principu konstrukce dispergačního přístroje. Přístroj pro stanovení stability agregátů mokrou cestou od firmy Ejkelkamp byl zapůjčen z Ústavu agrochemie, půdoznalství, mikrobiologie a výživy rostlin z Agronomické fakulty Mendlovy univerzity v Brně.



Obr. 19 Dispergační přístroj pro stanovení stability agregátů mokou cestou od firmy Ejkelkamp (převzato z <http://www.ekotechnika.cz/>)

Analyzované vzorky byly odebírány v letech 2012 – 2014 z odběrných míst na experimentálních plochách vyobrazených na obrázcích Obr. 6., Obr. 10, Obr. 14. ze tří odběrných hloubek (krusta, ornice, podorničí).

Z půdního vzorku volně vysušeného v laboratoři byla oddělena frakce agregátů 1 – 2 mm. Z takto připravené frakce půdy byl odebrán vzorek o hmotnosti 4 g, který byl promýván na sítích v destilované vodě po dobu 5 minut, poté vysušen při 105° C do konstantní hmotnosti. Po vychladnutí v exsikatoru byl vzorek zvážen M_2 a na 2 hodiny se zalit roztokem pyrofosforečnanu sodného, čímž došlo k rozložení zbylých stabilních agregátů. Při následném promývání vzorku došlo k vyplavení všech jílových částic, zůstaly jen písčité částice nad 0,25 mm, které byly vysušeny při 105° C M_3 a zváženy.

Vodostálost půdních agregátů je vyjádřena jako procento stabilních agregátů z celkového množství agregátů po odečtení obsaženého písku podle vzorce (8) (Bartlová, Badalíková, 2011).

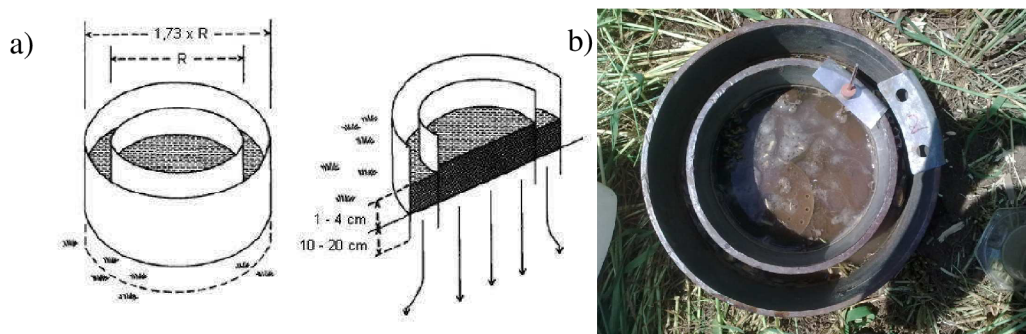
$$\% \text{ SAS} = ((M_2 - M_3) / W - (M_3 - M_1)) \cdot 100 \quad (8)$$

kde % SAS je procento stabilních půdních agregátů [-], M_1 je hmotnost misky [g], M_2 je hmotnost misky, stabilních agregátů a písku [g], M_3 je hmotnost misky a písku [g], $(M_2 - M_3)$ je hmotnost stabilních agregátů [-], $(M_3 - M_1)$ je hmotnost písku [-], W je navážka vzorku [g], 100 je přepočítávací faktor [-] (Bartlová, Badalíková, 2011).

4.5 Infiltrace

4.5.1 Dvouválcová metoda

Terénní infiltrační pokus výtopovou metodou spočívá v měření zasáklého množství mezi dvěma soustřednými válci Obr. 20. Dva soustředné ocelové válce se zapustí na sledovaném místě do hloubky cca 10 cm. Měřit se může přímo na topografickém povrchu, nebo v různé hloubce po sejmutí nadložních vrstev. Vegetační povrch je doporučen sestříhat (Kameníčková, 2009).



Obr. 20 Dvouválcová metoda

(Obr. 20 a) převzato z Kutílek, 1978, Obr. 20 b) Zdroj : vlastní)

Na dně vnitřního infiltračního válce se osadí děrovaná kruhová deska, zabraňující rozplavení povrchu. Ve vnitřním válci se sleduje množství zasáklé vody I v závislosti na čase t . Vnější válec zabezpečuje vsak vody a svislost proudnic ve vnitřním válci. Tím je zajištěn jednorozměrný průběh v souladu s teoriemi infiltrace. Je možno použít infiltrační válce různého průměru. S rostoucí propustností se zvyšuje význam vnějšího válce pro dodržení objektivních podmínek pokusu a je nutná větší infiltrační plocha vnitřního válce. U těžkých málo propustných půd lze při krátkodobějším měření omezit použití vnějšího válce. Při měření pod topografickým povrchem je možno též funkci vnějšího válce nahradit zaléváním prohlubně okolo vnitřního měrného válce (Kameníčková, 2009).

Vlastní měření se prováděla opakovaným přiléváním dávky známého objemu vody (1 l) nad referenční úroveň, stabilizovanou měrným hrotem (1,5–2 cm). Měření se ukončila při dosažení ustálené infiltrační rychlosti. Výhodou této metody je zvýšená přesnost a vyšší počet údajů v souboru určeném k vyrovnání. Nevýhodou je

kolísání hladiny. Měření se prováděla od zahájení infiltrace až do relativního ustálení intenzity vsaku. Žádná z infiltračních rovnic není jednoznačně vhodná pro extrapolaci experimentálních dat. Nehomogenita naměřených hodnot může být vedle subjektivních faktorů způsobena vzduchem uzavřeným v pórech (začátek pokusu), heterogenitou a preferenčními cestami půdního profilu, roztékáním infiltrující vody do stran nad méně propustnou vrstvou (konec pokusu). Všechny tyto výkyvy ztěžují následné vyhodnocení infiltračního měření a v případě krátké řady mají podstatný vliv na výsledky (Kameníčková, 2009).

K vyhodnocení kumulativní infiltrace a infiltrační rychlosti byla použita tříparametrická rovnice Philipova typu, 1957. Toto řešení bylo zvoleno, protože poskytuje dobrý odhad nasycené hydraulické vodivosti.

Tříparametrická rovnice Philipova typu patří mezi aproximativní řešení infiltračních pokusů. Vychází ze semianalytického řešení vertikální infiltrace pertubační metodou ve formě nekonečné časové řady (Kameníčková et al., 2012). Rovnice se řeší jako lineární soustava tří rovnic o třech neznámých pomocí determinantů nebo Gaussovou eliminační metodou.

$$v(t) = \frac{1}{2}C_1t^{-1/2} + C_2 + \frac{3}{2}C_3t^{1/2} \quad (9)$$

$$I(t) = C_1t^{1/2} + C_2t + C_3t^{3/2} \quad (10)$$

kde C_1 je odhad sorptivity [$\text{cm}\cdot\text{min}^{-1/2}$], C_2 je parametr vyrovnávacího procesu [$\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$], C_3 je parametr vyrovnávacího procesu [$\text{cm}\cdot\text{min}^{-3/2}$], t je čas [min], $v(t)$ je infiltrační rychlost [$\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$], $I(t)$ je kumulativní infiltrace [cm] (Kameníčková et al., 2012).

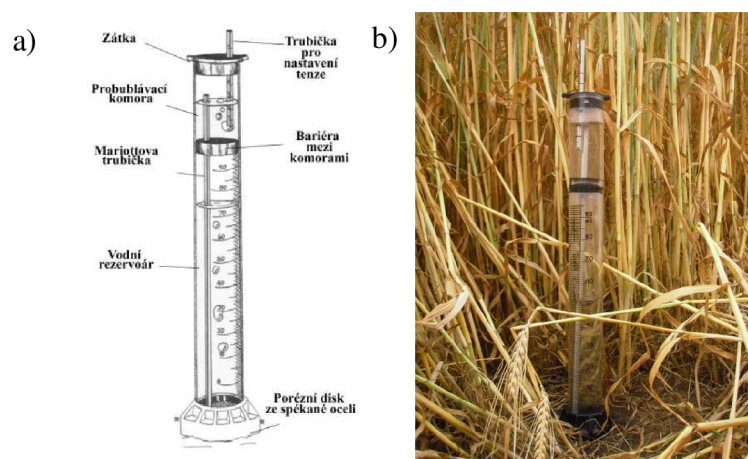
Odhad nasycené hydraulické vodivosti K_s se vypočítá ze vztahu:

$$K_s = (C_1 C_3)^{1/2} + C_2 \quad (11)$$

Měření infiltrační schopnosti dvouválcovou metodou probíhalo v roce 2013 na experimentálních plochách B, C v lokalitě Větrkovice v blízkosti odběrných míst vyznačených na obrázku Obr. 6.

4.5.2 Minidiskový infiltrometr

Minidiskový infiltrometr je jednoduchý a malý přístroj. Výhodou tohoto přístroje je malá spotřeba vody a poměrně jednoduchá obsluha. Skládá se ze dvou částí, ze dvou komor – horní a spodní. Obě komory infiltrometru jsou naplněny vodou. Horní (bublinová) komora kontroluje sání. Spodní komora je odměrný válec s objemem značeným v ml. Ve spodní komoře je obsažen určitý objem vody, který proniká do půdy v míře, který je určen sáním v bublinové komoře. Spodní část infiltrometru tvoří porézní spékáný nerezový disk, který nedovoluje vodě prosakovat do prostoru. Malý průměr disku umožňuje nenarušená měření na relativně rovných půdních površích (Decagon Devices, 2016).



Obr. 21 Minidiskový infiltrometr

(Obr. 21 a) převzato z manuálu Decagon Devices 2016, Obr. 21 b) Zdroj: vlastní)

Jakmile je infiltrometr umístěn na povrch půdy, začne voda vytékat ze spodní komory v míře, která je daná hydraulickými vlastnostmi půdy. Zaznamenává se pokleslý objem v daných časových intervalech (Decagon Devices, 2016).

Infiltrometr má nastavitelné sání (0,5 – 6 cm), díky této vlastnosti je možno získat o půdě další informace. Nastavením hodnoty sání jsou eliminovány makropóry s menší hodnotou vstupu vzduchu než je sání infiltrometru. Toto je provedeno kontrolou pronikání pomocí malého negativního tlaku či sání. Pokud je voda pod tlakem či sáním, nebude pronikat do makropórů, jako jsou trhliny a chodbičky po živočišcích, ale bude se pohybovat pouze do půdy a skrze ní tak, jak je určeno hydraulickými silami v půdě. Saturovaná vodivost je získána tehdy, když jsou

všechny póry naplněny vodou. Tok do makropórů je přesto velmi variabilní od místa k místu a je proto velmi obtížné ho určit. Pronikání vody pod tenzí zabraňuje vyplňování makropórů a ukazuje hydraulickou vodivost půdní matrice (Decagon Devices, 2016).

K vyhodnocení minidiskových infiltrometrů byla použita Zhangova metoda, která poskytuje nenasyčenou hydraulickou vodivost $K(h)$. Zhangova metoda vyjadřuje měření kumulativní infiltrace ve vztahu k času.

Zhang (1997) vycházel ze základní rovnice infiltrační křivky, která byla odvozena Philipem. Parametry křivky jsou sorptivita půdy a druhá mocnina času infiltrace, která nezahrnuje účinky gravitace. V praxi je obtížné měřit kumulativní infiltraci I u dostatečného počtu bodů během krátkého časového intervalu, pro které má rovnice platnost. Tento problém je při polním měření ještě větší, zejména pro získání věrohodných hodnot sorptivity půdy měřením kumulativní infiltrace vody do půdy pomocí kruhového infiltrometru (Zhang, 1997). Proto Zhang (1997) použil dvoučlennou matematickou rovnici, která charakterizuje infiltrační proces pod kruhovým infiltrometrem.

$$I(t) = C_1 t^{1/2} + C_2 t \quad (12)$$

kde I je kumulativní infiltrace [m], C_1 je parametr funkce vztažený k sorptivitě půdy [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1/2}$], C_2 je parametr funkce vztažený k hydraulické vodivosti [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], t je čas [s].

Hodnota nenasyčené hydraulické vodivosti $K(h)$ je vypočtena ze vztahu:

$$K(h) = \frac{C_2}{A_2} \quad (13)$$

kde $K(h)$ je nenasyčená hydraulická vodivost [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], C_2 je parametr funkce vyjadřující úhel sklonu křivky kumulativní infiltrace a druhé mocniny času [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], A_2 je parametr funkce vztahující Van Genuchtenovy funkce pro daný půdní druh k nastavené hodnotě tenze a poloměru disku infiltrometru [-].

Podle Van Genuchtenových rovnic byly pro kruhový minidiskový infiltrometr s poloměrem $r_0 = 20$ mm stanoveny hodnoty parametru A_2 pro 12 základních půdních druhů a pro rozdílnou nastavitelnou sací výšku infiltrometru h_0 .

Tab. 7 Hodnoty parametru A_2 pro rozdílnou výšku h_0
(Decagon Devices, 2016)

Texture	α	n	h_0						
			-0.5	-1.0	-2.0	-3.0	-4.0	-5.0	-6.0
			A						
sand	0.145	2.68	2.9	2.5	1.8	1.3	0.9	0.7	0.5
loamy sand	0.124	2.28	3.0	2.8	2.5	2.2	1.9	1.6	1.4
sandy loam	0.075	1.89	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.1	4.1
loam	0.036	1.56	5.6	5.8	6.4	7.0	7.7	8.4	9.2
silt	0.016	1.37	8.1	8.3	8.9	9.5	10.1	10.8	11.5
silt loam	0.020	1.41	7.2	7.5	8.1	8.7	9.4	10.1	10.9
sandy clay loam	0.059	1.48	3.3	3.6	4.3	5.2	6.3	7.6	9.1
clay loam	0.019	1.31	6.0	6.2	6.8	7.4	8.0	8.7	9.5
silty clay loam	0.010	1.23	8.1	8.3	8.7	9.1	9.6	10.1	10.6
sandy clay	0.027	1.23	3.4	3.6	4.2	4.8	5.5	6.3	7.2
silty clay	0.005	1.09	6.2	6.3	6.5	6.7	6.9	7.1	7.3
clay	0.008	1.09	4.1	4.2	4.4	4.6	4.8	5.1	5.3

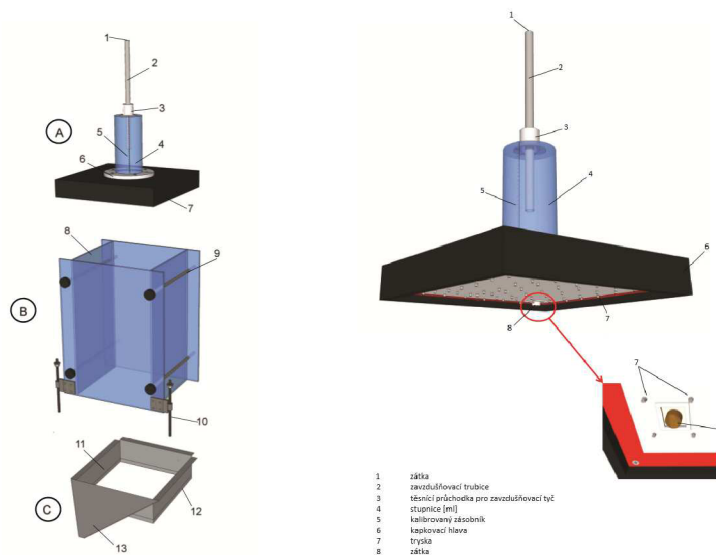
Měření infiltrační schopnosti minidiskovým infiltrometrem probíhalo v letech 2013 – 2015 v blízkosti odběrných míst na experimentálních plochách vyobrazených na obrázcích Obr. 6., Obr. 10, Obr. 14. Měření probíhalo na začátku, ve středu a na konci vegetačního období plodin.

Hodnoty získané měřením Minidiskovými infiltrometry byly vyhodnoceny pomocí tabulkového procesoru Microsoft Excel. Tabulkový procesor Excel spočítá sklon křivky kumulativní infiltrace oproti druhé mocnině času podle dat získaných z měření. Křivka je odvozena z 2 a 4 sloupce tabulky. Kvadratická rovnice, jež je regresní rovnicí sklonu křivky kumulativní infiltrace, obsahuje parametr C_2 . Hodnota parametru C_2 je hodnotou ležící u x^2 (v případě dle obrázku $C_2 = 0,001$). R^2 je součinitel spolehlivosti, ukazuje přesnost měření. Dosazením do rovnice (13) získáme hodnotu nenasyčené hydraulické vodivosti (Decagon Devices, 2016).

4.5.3 Dešťový simulátor dle Kamphorsta

V letech 2012 – 2013 byl na Fakultě stavební VUT v Brně na Ústavu vodního hospodářství krajiny modifikován přenosný simulátor deště dle Kamphorsta.

Jedná se o soupravu zobrazenou na obrázku Obr. 22 sestávající ze tří částí: postřikovače (A), stojanu (B) a základového rámu (C). Postřikovač je tvořen nízkou krabicí o čtvercovém půdorysu, v jejímž dně z organického skla je vyvrtáno 49 kapilár ve čtvercovém rastru. Kapiláry jsou vespod osazeny a v těchto osazeních jsou zasunuty krátké trysky vymezující průtočný průřez. Trysky jsou výměnné, mohou mít otvor od 0,1 do 7 mm pro vytváření kapek různého průměru a různé hmotnosti. Na krabici je centrálně posazen kalibrovaný válcový rezervoár o objemu 1 l se stupnicí indikující hladinu v rezervoáru. Do rezervoáru je svrchu centrálně vsazena zavzdušňovací trubice s možností posuvu ve svislém směru, která slouží k nastavení hydrostatického tlaku u dna postřikovače. Zavzdušňovací trubice je přitom vůči rezervoáru utěsněna a na horním konci opatřena uzávěrem. Postřikovač se plní vodou v obrácené poloze otvorem ve dně opatřeným zátkou. Po naplnění se obrátí a položí na stojan. Ten je tvořen čtyřmi stěnami z organického skla propojenými rozebíratelně, přičemž je vespod na dvou sousedících rozích opatřen nivelizačními šrouby. To slouží k ustavení postřikovače do vodorovné polohy na svažitém pozemku. Stojan je postaven na čtvercovém základovém rámu o rozměrech 0,25 x 0,25 m, který vymezuje zkoumaný vzorek pozemku. Základový rám je obvodovým břitem ukotven v půdě, na jeho spodní rameno navazuje odtoková rampa, jejíž ústí se při odběru nachází nad podsunutou jímkou, ve které se zachytí odtok a smytá zemina. Posuvná zavzdušňovací trubice představuje regulátor tlaku na principu Mariotovy lahve. Čím je trubice více zasunuta, tím nižší hydrostatický tlak působí na vodu v úrovni dna postřikovače a naopak. Tím je možno regulovat průtok kapilárami, jakož i velikost a četnost kapek tvořících se pod postřikovačem. Popsaný dešťový simulátor je možno využít jak v terénu, tak i v laboratoři.



Obr. 22 Dešťový simulátor (Zdroj: vlastní)

Přístroj umožňuje měnit velikost kapek, vytvářet déšť o různé intenzitě od mrholení až po přívalové srážky. Pokud dojde k ucpání trysky, je možno ji vymontovat a nahradit jinou s otvorem o stejném průměru.

Infiltraovaná voda do půdy je vypočítána z objemu celkového množství vody na začátku pokusu (intenzita simulované srážky je konstantně nastavená po celou dobu měření) a z objemu kumulativního povrchového odtoku z měřící plochy. Voda z povrchového odtoku je zvážena a následně filtrována přes filtrační papír. Po vysušení je zjišťována hmotnost splavené půdy a pro vzájemnou porovnatelnost přepočítána na jednotku plochy. Doba postřikování od odstranění zátky po vyprázdnění rezervoáru (ukončení simulace srážky) je 4 min.

$$I(t) = \frac{m_s - m_z}{\rho} \quad (14)$$

kde ρ je hustota vody [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$], m_s je hmotnost suspenze z povrchového odtoku [g], m_z hmotnost splavené půdy [g].

Měření infiltrační schopnosti dešťovým simulátorem probíhalo v letech 2014 – 2015 v blízkosti odběrných míst na experimentálních plochách vyobrazených na obrázcích Obr. 6., Obr. 10, Obr. 14. Měření probíhalo na začátku, ve středu a na konci vegetačního období plodin.

Pro měření byly použity trysky o průměru 0,66 mm, které simulují srážku o intenzitě $6 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ a hmotnosti kapky 0,106 g. Hmotnost simulované kapky byla zjištěna vážením hmotnosti vody zachycené do čtvercové vany o rozměrech 0,25 x 0,25 m. Rychlost postříkových kapek a jejich kinetická energie byla orientačně změřena pomocí jejich stopy na fotografii s dobou expozice 1/50 s.

4.6 Statistické metody

Ke statistickému hodnocení byl použit program Statistica CZ 12 a Excel 2016.

Hodnoty objemové hmotnosti a pórovitosti byly vyjádřeny graficky krabicovými grafy, které umožňují posouzení dat pomocí kvantilů. Střední část diagramu je shora ohraničená 75% percentilem, zesponu 25% percentilem, mezi nimi se nachází linie vymežující medián a znak křížku reprezentující aritmetický průměr. Linie vycházející ze středního diagramu kolmo nahoru a dolů vyjadřuje variabilitu mezi maximem a minimem dat.

Ke statistickému hodnocení objemové hmotnosti bylo použito jednofaktorové analýzy rozptylu s následnými dvouvýběrovými t-testy. Model jednofaktorové analýzy rozptylu zahrnoval hlavní zdroje proměnlivosti: roky, termíny odběru, hloubky odběru, odběry z rozdílných krajinných poloh svahu a v lokalitě Větrkovice rozdílné zpracování půdy. Statistická významnost byla testována na hladině významnosti 0,05. Pokud hodnota chyby první druhu p byla menší než 0,05, rovnocennost modelů byla zamítnuta a bylo možné konstatovat, že rozdíly alespoň mezi dvěma hlavními zdroji spolehlivosti proměnlivosti existují. V práci byla statistická významnost mezi hlavními zdroji spolehlivosti proměnlivosti pro hodnoty $p \leq 0,05$ označena jako významný rozdíl a pro hodnoty $p \leq 0,01$ jako statisticky velmi významný rozdíl.

Analogický model byl použit i pro hodnocení výsledků pórovitosti, vodostálosti půdních agregátů a kumulativní infiltrace měřené pomocí minidiskového infiltrometru.

Průměrné hodnoty koeficientu strukturnosti byly vyjádřeny graficky sloupcovými grafy. Stejným způsobem byly graficky vyjádřeny i hodnoty kumulativní infiltrace měřené pomocí minidiskového infiltrometru v čase zasakování $t = 35 \text{ min}$.

Průměrné hodnoty kumulativní infiltrace měřené pomocí dešťového simulátoru byly vyjádřeny graficky sloupcovými grafy se zobrazením intervalu maximálních a minimálních naměřených hodnot.

Vztah mezi vodostí půdních agregátů a obsahem jílovitých částic byl hodnocen pomocí regresní a korelační analýzy. Po předběžných výpočtech byl zvolen lineární regresní model. Pro kvantifikaci lineárního vztahu byl vypočítán Pearsonův korelační koeficient r . Jeho hodnoty se pohybují v intervalu od -1 do 1, přičemž $r = 1$ nebo $r = -1$ značí lineární závislost, $r = 0$ mezi vztahy není žádná statisticky zjištělá lineární závislost.

5 VÝSLEDKY A DISKUZE

5.1 Fyzikální vlastnosti

V této části práce je sledována změna fyzikálních vlastností půdy způsobená degradací půdního profilu vlivem vodní eroze. Na experimentálních plochách se vyskytovala strukturní půdní krusta, která byla zahrnuta do výsledků práce. V kapitole jsou uvedeny hodnoty objemové hmotnosti redukované, pórovitosti, zrnitosti a stability agregátů. Hodnoty měrné hmotnosti jsou uvedeny v příloze č.1.

V kapitole je jednotné značení výsledků číslicí 1 pro zónu akumulace, 2 pro zónu transportní a 3 pro zónu eluvia, krusta pro vzorky s půdní krustou, 10 cm pro vzorky z orniční vrstvy a 30 cm pro vzorky z podorniční vrstvy.

5.1.1 Objemová hmotnost

V kapitole jsou vyhodnoceny hodnoty objemové hmotnosti redukované. Ze všech měření byla vypočítána střední hodnota objemové hmotnosti redukované pro dané lokality.

Výsledky středních hodnot objemových hmotností redukovaných pro lokalitu Větrkovice jsou shrnuty v tabulce Tab. 8. Střední hodnota se pohybovala v intervalu $(0,85 - 1,95) \text{ g.cm}^{-3}$.

*Tab. 8 Výsledky středních hodnot objemových hmotností redukováných ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)
v lokalitě Větrkovice*

plocha	datum	1 - krusta	1 - 10 cm	1 - 30 cm	2 - krusta	2 - 10 cm	2 - 30 cm	3 - krusta	3 - 10 cm	3 - 30 cm
A	05.10.2012	-	1,70	1,78	-	1,65	1,75	-	1,62	1,72
B	15.06.2013	1,54	1,53	1,46	1,52	1,52	1,47	1,55	1,55	1,35
B	19.07.2013	1,73	1,71	1,66	1,61	1,58	1,61	1,35	1,35	1,58
B	03.08.2013	1,56	1,55	1,64	1,53	1,51	1,68	1,49	1,47	1,65
C	15.06.2013	1,22	1,22	1,10	1,20	1,20	1,20	0,85	0,85	1,25
C	19.07.2013	1,26	1,26	1,19	1,21	1,21	1,21	0,90	0,90	1,27
C	03.08.2013	1,27	1,27	1,22	1,25	1,25	1,29	1,11	1,10	1,29
D	31.05.2014	1,7	1,70	1,95	1,76	1,76	1,85	1,61	1,61	1,87
D	04.07.2014	1,7	1,7	1,95	1,70	1,70	1,86	1,61	1,61	1,88
D	02.08.2014	1,75	1,72	1,95	1,72	1,71	1,86	1,66	1,62	1,62
E	31.05.2014	1,25	1,25	1,30	1,23	1,23	1,27	0,87	0,87	1,30
E	04.07.2014	1,27	1,27	1,31	1,19	1,19	1,30	1,10	1,10	1,30
E	02.08.2014	1,27	1,26	1,33	1,26	1,24	1,30	1,12	1,12	1,32
F	28.06.2014	1,51	1,51	1,67	1,63	1,43	1,65	1,70	1,75	1,74
F	12.07.2014	1,67	1,66	1,69	1,73	1,73	1,70	1,77	1,75	1,75
F	02.08.2014	1,8	1,78	1,70	1,78	1,76	1,70	1,75	1,75	1,76
G	01.06.2015	1,68	1,68	1,82	1,62	1,62	1,62	1,58	1,58	1,60
G	03.07.2015	1,70	1,67	1,76	1,64	1,62	1,64	1,45	1,50	1,64
H	01.06.2015	1,51	1,51	1,67	1,63	1,43	1,65	1,70	1,75	1,74

Výsledky středních hodnot objemových hmotností redukováných pro lokalitu Čejkovice jsou shrnuty v tabulce Tab. 9. Střední hodnota se pohybovala v intervalu (1,15 – 1,80) $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

*Tab. 9 Výsledky středních hodnot objemových hmotností redukováných ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)
v lokalitě Čejkovice*

plocha	datum	1 - krusta	1 - 10 cm	1 - 30 cm	2 - krusta	2 - 10 cm	2 - 30 cm	3 - krusta	3 - 10 cm	3 - 30 cm
A	11.05.2012	-	1,55	1,70	-	1,32	1,80	-	1,15	1,74
A	28.06.2012	-	1,61	1,69	-	1,30	1,48	-	1,38	1,59
A	03.08.2012	-	1,63	1,59	-	1,42	1,60	-	1,43	1,57
B	05.05.2013	1,56	1,59	1,56	1,48	1,48	1,71	1,40	1,35	1,67
B	02.07.2013	1,77	1,72	1,71	1,46	1,46	1,59	1,49	1,52	1,74
B	27.09.2013	1,55	1,54	1,29	1,55	1,53	1,74	1,51	1,59	1,75
C	07.06.2014	1,44	1,42	1,44	1,45	1,47	1,54	1,33	1,27	1,27
C	20.07.2014	1,37	1,30	1,57	1,31	1,25	1,52	1,35	1,32	1,54
C	06.09.2014	1,5	1,48	1,61	1,33	1,41	1,54	1,37	1,40	1,50
D	11.05.2015	1,37	1,22	1,57	1,31	1,25	1,52	1,35	1,32	1,54
D	01.07.2015	1,39	1,38	1,51	1,33	1,31	1,64	1,28	1,30	1,51
D	25.09.2015	1,44	1,42	1,38	1,45	1,47	1,54	1,26	1,28	1,33

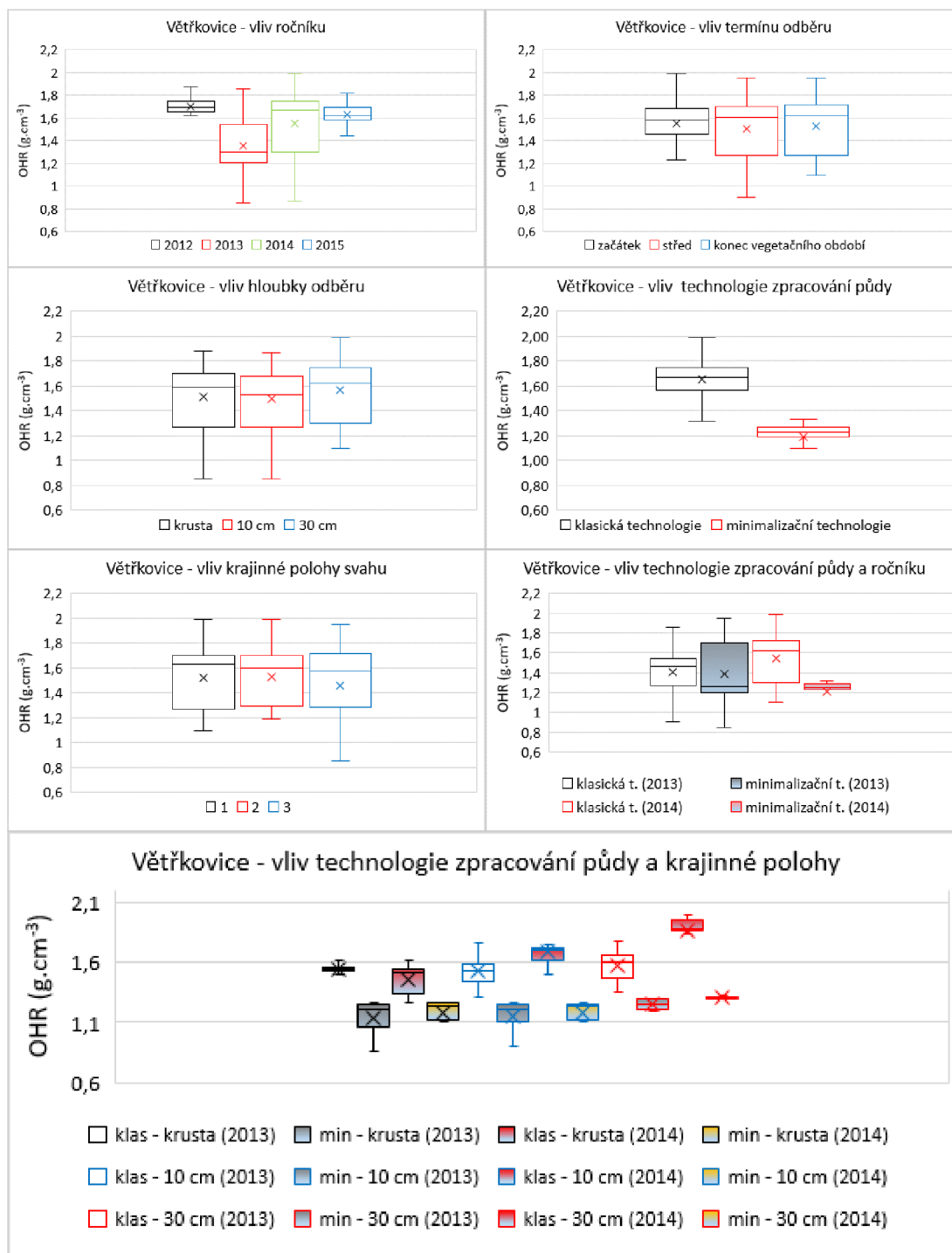
Výsledky středních hodnot objemových hmotností redukováných pro lokalitu Hustopeče jsou shrnuty v tabulce Tab. 10. Střední hodnota se pohybovala v intervalu (1,20 – 1,77) g.cm⁻³.

Tab. 10 Výsledky středních hodnot objemových hmotností redukováných (g.cm⁻³) v lokalitě Hustopeče

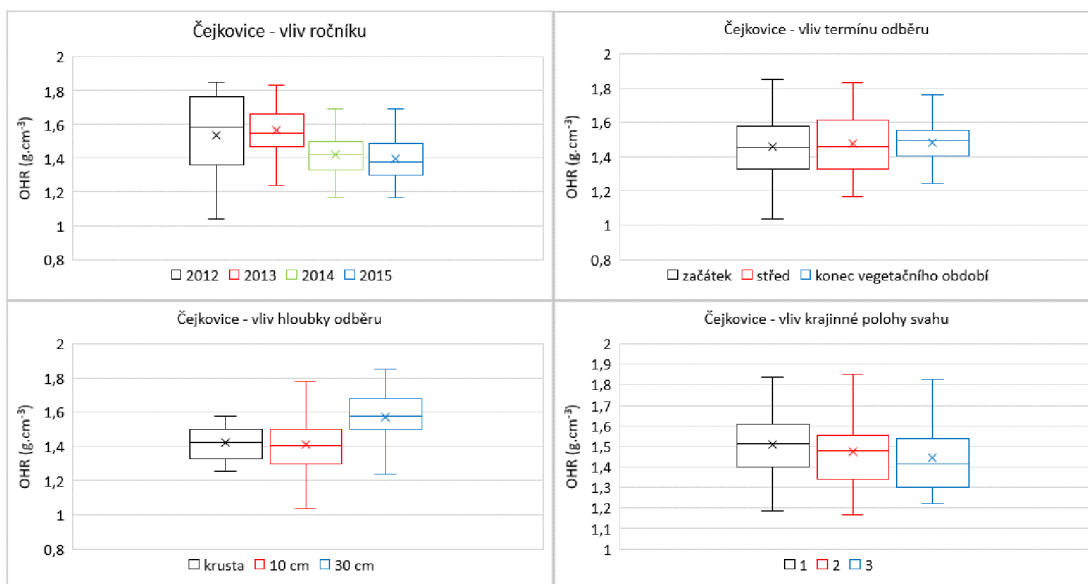
datum	1- krusta	1 - 10 cm	1 - 30 cm	2 - krusta	2 - 10 cm	2 -30 cm	3 - krusta	3 - 10 cm	3 -30 cm
18.05.2012	-	1,48	1,61	-	1,41	1,54	-	1,40	1,45
28.06.2012	-	1,51	1,58	-	1,64	1,52	-	1,33	1,56
07.08.2012	-	1,54	1,62	-	1,55	1,69	-	1,41	1,57
05.10.2012	-	1,69	1,72	-	1,41	1,68	-	1,53	1,61
05.05.2013	1,29	1,29	1,37	1,28	1,27	1,42	1,23	1,22	1,61
02.07.2013	1,42	1,41	1,49	1,37	1,35	1,56	1,35	1,36	1,64
27.09.2013	1,61	1,62	1,77	1,45	1,44	1,55	1,35	1,23	1,47
01.10.2013	1,66	1,65	1,70	1,53	1,54	1,63	1,41	1,42	1,65
19.04.2014	1,51	1,50	1,56	1,24	1,25	1,38	1,21	1,21	1,30
20.07.2014	1,60	1,61	1,62	1,34	1,44	1,46	1,32	1,30	1,41
20.09.2014	1,63	1,64	1,65	1,44	1,45	1,46	1,33	1,33	1,46
11.05.2015	1,5	1,48	1,61	1,36	1,41	1,54	1,40	1,40	1,45
01.07.2015	1,26	1,26	1,37	1,20	1,23	1,36	1,20	1,23	1,35
25.09.2015	1,39	1,37	1,45	1,37	1,35	1,46	1,35	1,36	1,41

Hodnoty objemové hmotnosti redukované jsou vyjádřeny graficky krabicovými grafy Graf. 1, Graf. 2 a Graf. 3. Krabicové grafy jsou vztaženy k těmto kombinacím: vliv ročníku, vliv termínu odběru, vliv hloubky odběru, vliv krajinné polohy svahu a u lokality Větkovice vliv technologie zpracování půdy, vliv technologie zpracování půdy a ročníku, vliv technologie zpracování půdy a krajinné polohy.

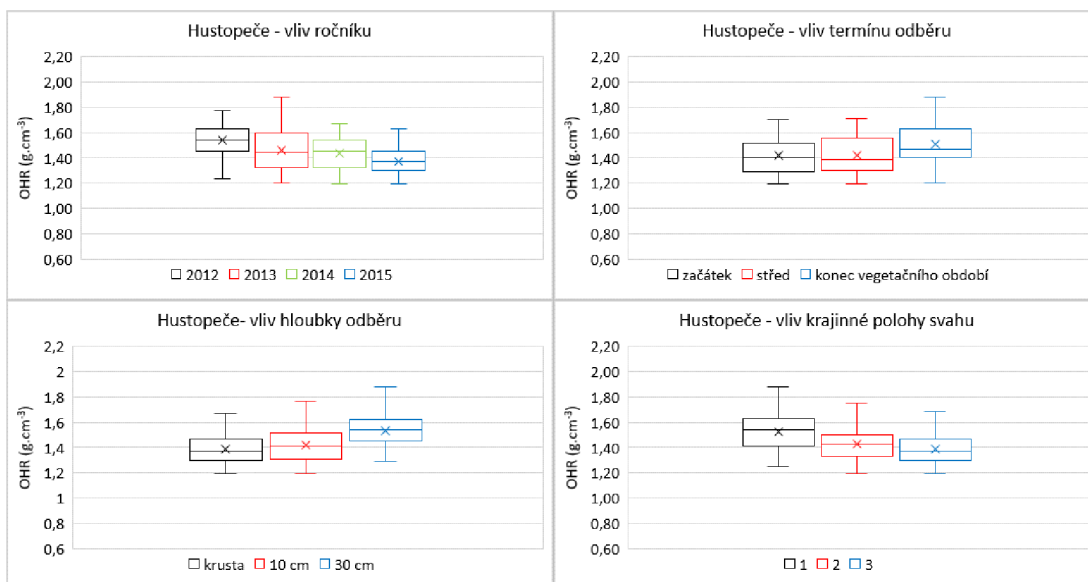
Graf. 1 Průměrné hodnoty objemové hmotnosti reduková v $g \cdot cm^{-3}$ v lokalitě Větrčkovice



Graf. 2 Průměrné hodnoty objemové hmotnosti redukované v $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ v lokalitě Čejkovice



Graf. 3 Průměrné hodnoty objemové hmotnosti redukované v $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ v lokalitě Hustopeče



Pomocí analýzy rozptylu bylo ověřeno, na hladině významnosti 0,05, zda hodnoty objemové hmotnosti redukované mají statisticky významný vliv na rok odběru, termín odběru, hloubku odběru a místo odběru. Podrobné výsledky statistické analýzy jsou součástí přílohy č. 2. V tabulkách Tab. 11 – Tab. 13 jsou uvedeny hodnoty chyby prvního druhu p a statistická významnost mezi testovanými veličinami. Tam, kde bylo možné konstatovat, že rozdíly alespoň mezi dvěma skupinami existují byly provedeny dvouvýběrové t-testy popisující významné statistické rozdíly mezi jednotlivými skupinami a jsou obsaženy v příloze 3.

Tab. 11 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Větrkovice

Vliv	p	statistická významnost
ročníku	3,73E-22	vysoce významný rozdíl
termínu	0,251289	není rozdíl
hloubky	0,02642	významný rozdíl
krajinné polohy	0,003786	vysoce významný rozdíl
technologie zpracování	1,4E-38	vysoce významný rozdíl

Tab. 12 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Čejkovice

Vliv	p	statistická významnost
ročníku	3,18E-15	vysoce významný rozdíl
termínu	0,5007488	není rozdíl
hloubky	1,59E-16	vysoce významný rozdíl
krajinné polohy	0,004307	vysoce významný rozdíl

Tab. 13 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Hustopeče

Vliv	p	statistická významnost
ročníku	1,41E-12	vysoce významný rozdíl
termínu	3,91E-07	vysoce významný rozdíl
hloubky	4,74E-16	vysoce významný rozdíl
krajinné polohy	1,35E-13	vysoce významný rozdíl

Výsledky sledování na všech lokalitách ukazují určitý vliv ročníku na objemovou hmotnost redukovanou. Tyto rozdíly jsou způsobeny zejména srážkovým úhrnem v daném roce. Nejnižší hodnoty byly zaznamenány v roce 2015, kdy bylo srážkově podprůměrné a teplotně nadprůměrné sledované období.

Hodnoty objemové hmotnosti redukované se dynamicky vyvíjely v průběhu roku, na začátku vegetačního období byly hodnoty na všech lokalitách nižší než na konci vegetačního období, což je dáno přirozeným sleháváním půdy. Změny objemové hmotnosti způsobují jednak přirozené přírodní vlivy, jako je zvyšování obsahu vody, zamrzání a rozmrzání půdy, působení půdních organismů, kořenová soustava rostlin nebo zásahy člověka, mezi které patří především zpracování půdy, hnojení organickými hnojivy a vápnění. Agrotechnické zásahy mohou objemovou hmotnost půdy změnit až o 15 – 45 % (Rehák a Jánský, 2000).

Dále lze z dosažených výsledků konstatovat, že hodnoty objemové hmotnosti redukované se na všech lokalitách podle míst odběru významně nelišily a byly v celém svahu vyrovnané. Ve spodní části svahu (akumulační zóně) byly hodnoty vyšší než v horní části svahu.

V půdní krustě a ornici bylo dosaženo nižších hodnot než v podorničí, které nebývá tak náchylné na zásahy při zpracování půdy. Výsledky neukazují významné rozdíly v půdní krustě a orniční vrstvě. Ve vzorcích s půdní krustou na povrchu byly hodnoty objemové hmotnosti redukované nepatrně vyšší než vzorky bez půdní krusty. Zejun et al. (2002) uvádí, že půdní krusta je tenká vrstva charakteristická vyšší hodnotou objemové hmotnosti než vrstva půdy pod ní. Dle Jandáka et al. (2004) je objemová hmotnost hodnota stálější a pohybuje se ve svrchních půdních vrstvách nejčastěji v rozmezí 1,2 - 1,5 g.cm⁻³ v závislosti na měrné hmotnosti a celkovému objemu pórů v dané půdě. Ve spodině je půda zpravidla slehlejší, s menším objemem pórů a menším obsahem humusu a hodnota objemové hmotnosti tu vzrůstá na 1,6–1,8 g.cm⁻³ (Ledvina, et al., 2000). Takto vyjádřená objemová hmotnost je stálější, ale přesto se mění během roku. Příčinou jsou změny vlhkosti (bobtnání a smršťování), mráz (kypření), změny půdní struktury, obdělávání, rozvoj kořenového systému aj. (Zbíral, et al. 2004).

Lhotský (1984) uvádí kritické hodnoty objemové hmotnosti redukované vztažené k půdnímu druhu Tab. 1. Větší část výsledků tyto hodnoty překračuje, což poukazuje

na míru zhutnění půdy. Pokorný et al. (2001) uvádí, že objemová hmotnost půdy (vždy myšleno redukována) je dobrým ukazatelem objemového stavu půdy ve vztahu ke zhutnění a požadavkům na zakořeňování rostlin. Růst kořínků většiny pěstovaných rostlin se zastaví při objemové hmotnosti v rozmezí 1,35 – 1,70 g.cm⁻³. Optimální hodnoty pro většinu zemědělských půd jsou v rozmezí 1,15 – 1,35 g.cm⁻³. Tyto hodnoty se musí posuzovat diferencovaně, podle charakteru půdy, ve vztahu k celému fyzikálnímu stavu ornice, ale i podorničí, protože stav a vlastnosti podorničí se významnou měrou podílejí na formování základních půdních režimů a průběhů půdních procesů. Redukovaná objemová hmotnost do značné míry indikuje kyprost nebo ulehlost půdy, proto se používá jako jedno z kritérií zhutnění (utuženosti) půdy. Je potřebná pro výpočet pórovitosti, používá se také při přepočtu obsahu různých látek v půdě z hmotnostního na objemové vyjádření (Ledvina, R. et al., 2000).

Na lokalitě Větrkovice je možné sledovat vliv půdoochranných technologií na hodnoty objemové hmotnosti. Pozemky zpracované minimalizační technologií dosahují lepších hodnot objemové hmotnosti redukováné, které zřídka překračují kritické hodnoty stanovené Lhotským (1984). Změny vyvolané zpracováním půdy se nejvýrazněji dotýkají objemové hmotnosti, která ovlivňuje celý komplex fyzikálních vlastností půdy (Fulajtár, 1986). Sprague a Triplett (1986) ve své monografii shrnují výsledky sledování vlivu dlouhodobého používání bezorebných technologií na fyzikální vlastnosti půdy uváděnými více autory. Výsledky ukazují, že při kontinuálním používání půdoochranného zpracování půdy se hodnoty objemové hmotnosti postupně zlepšují, protože počáteční negativní vliv vyšší objemové hmotnosti pro růst kořenů a pohyb vody je kompenzován růstem velkých pórů.

5.1.2 Pórovitost

V této kapitole jsou vyhodnoceny hodnoty pórovitosti. Ze všech měření byla vypočítána střední hodnota pórovitosti pro dané lokality. Výsledky středních hodnot pro lokalitu Větrkovice jsou shrnuty v tabulce Tab. 14. Střední hodnota se pohybovala v intervalu (31,32 – 67,92) % obj.

Tab. 14 Výsledky středních hodnot pórovitostí (% obj.) - Větrkovice

plocha	datum	1 - krusta	1 - 10 cm	1 - 30 cm	2 - krusta	2 - 10 cm	2 -30 cm	3 - krusta	3 - 10 cm	3 -30 cm
A	05.10.2012	-	35,97	32,70	-	37,86	33,96	-	38,87	35,09
B	15.06.2013	41,89	42,26	44,91	42,64	42,64	44,53	41,45	41,51	49,06
B	19.07.2013	34,72	35,59	37,26	39,37	40,29	39,10	49,06	48,98	40,24
B	03.08.2013	41,13	41,50	38,13	42,26	43,20	36,64	43,77	44,40	37,84
C	15.06.2013	53,96	53,96	58,49	54,72	54,72	54,72	67,92	67,92	52,83
C	19.07.2013	52,45	52,45	55,09	54,34	54,34	54,34	66,04	66,04	52,08
C	03.08.2013	52,08	52,08	53,96	52,83	52,83	51,32	58,11	58,49	51,32
D	31.05.2014	35,85	35,95	26,51	33,58	33,74	30,17	39,25	39,18	29,27
D	04.07.2014	35,85	35,85	26,42	35,85	35,85	29,81	39,25	39,25	29,18
D	02.08.2014	33,96	35,09	26,42	35,09	35,47	29,81	37,36	38,87	38,87
E	31.05.2014	52,83	52,83	50,94	53,58	53,58	52,08	67,17	67,17	50,94
E	04.07.2014	52,08	52,08	50,57	55,09	55,09	50,94	58,49	58,49	50,94
E	02.08.2014	52,08	52,45	49,81	52,45	53,21	50,94	57,74	57,74	50,19
F	28.06.2014	42,96	43,02	36,92	38,68	45,98	37,85	36,04	33,92	34,45
F	12.07.2014	36,98	37,36	36,23	34,72	34,72	35,85	33,21	33,96	33,96
F	02.08.2014	32,08	32,83	35,85	32,83	33,58	35,85	33,96	33,96	33,58
G	01.06.2015	36,60	36,60	31,32	38,87	38,87	38,87	40,38	40,38	39,62
G	03.07.2015	35,72	36,98	33,46	38,24	38,99	38,11	45,41	43,40	38,24
H	01.06.2015	42,96	43,02	36,92	38,68	45,98	37,85	36,04	33,92	34,45

Výsledky středních hodnot pórovitostí pro lokalitu Čejkovice jsou shrnuty v tabulce Tab. 15. Střední hodnota se pohybovala v intervalu 35,05 – 52,73) % obj.

Tab. 15 Výsledky středních hodnot pórovitostí (% obj.) - Čejkovice

plocha	datum	1 - krusta	1 - 10 cm	1 - 30 cm	2 - krusta	2 - 10 cm	2 -30 cm	3 - krusta	3 - 10 cm	3 -30 cm
A	11.05.2012	-	41,51	35,84	-	50,14	31,97	-	56,75	34,33
A	28.06.2012	-	39,12	36,41	-	51,12	44,33	-	47,77	40,06
A	03.08.2012	-	38,61	39,92	-	46,51	39,49	-	45,96	40,75
B	05.05.2013	41,01	40,18	41,10	44,03	44,09	35,45	47,17	49,10	37,02
B	02.07.2013	33,33	35,09	35,37	44,91	45,04	39,99	43,65	42,47	34,28
B	27.09.2013	41,38	41,84	51,31	41,64	42,17	34,45	42,89	40,04	33,98
C	07.06.2014	45,67	46,45	45,55	45,25	44,48	41,77	49,81	52,26	51,99
C	20.07.2014	48,27	51,05	40,86	50,75	52,73	42,57	48,93	50,35	41,89
C	06.09.2014	43,40	44,107	39,27	49,81	46,78	41,70	48,18	47,23	43,48
D	11.05.2015	48,27	53,94	40,86	50,75	52,73	42,57	48,93	50,35	41,89
D	01.07.2015	47,51	47,92	42,87	49,83	50,57	38,21	51,56	50,83	43,20
D	25.09.2015	45,67	46,45	47,94	45,12	44,48	41,77	52,38	51,87	49,81

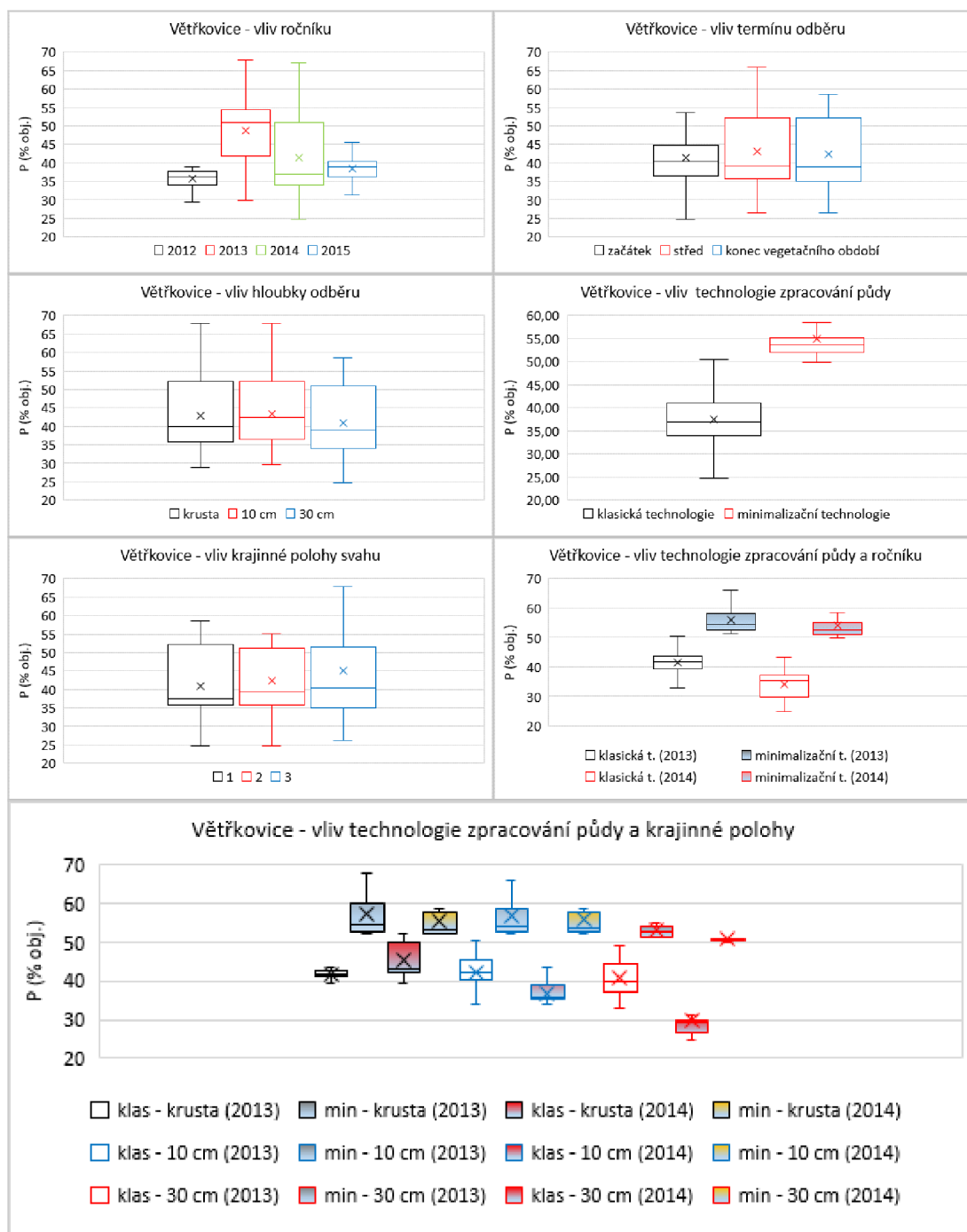
Výsledky středních hodnot pórovitostí pro lokalitu Hustopeče jsou shrnuty v tabulce Tab. 16. Střední hodnota se pohybovala v intervalu (31,97 – 54,84) % obj.

Tab. 16 Výsledky středních hodnot pórovitostí (% obj.) - Hustopeče

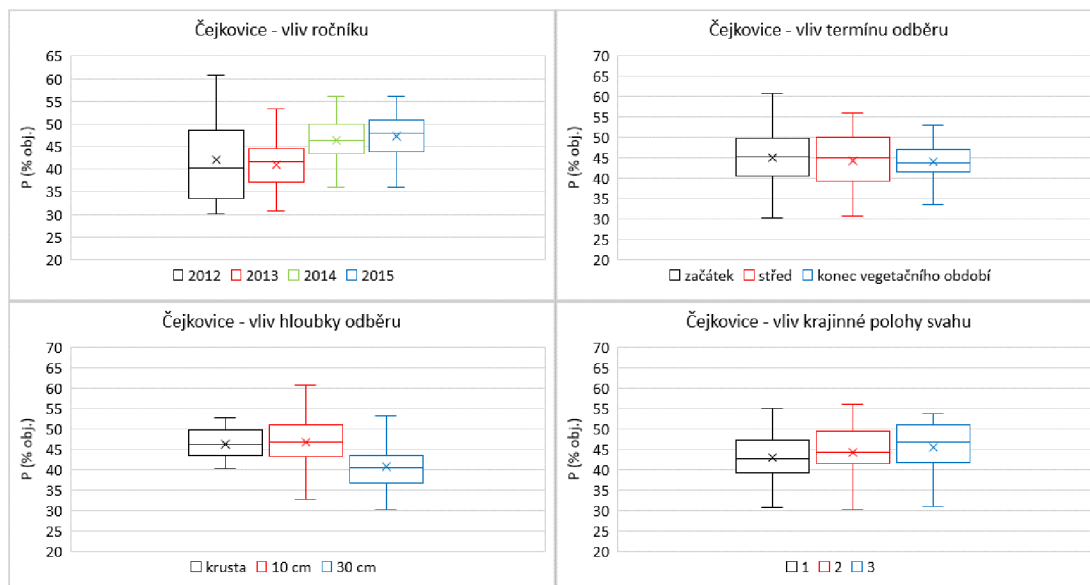
datum	1 - krusta	1 - 10 cm	1 - 30 cm	2 - krusta	2 - 10 cm	2 -30 cm	3 - krusta	3 - 10 cm	3 -30 cm
18.05.2012	-	44,11	39,27	-	46,78	41,70	-	47,23	45,16
28.06.2012	-	42,84	40,45	-	38,18	42,70	-	49,79	41,06
07.08.2012	-	42,03	38,71	-	41,63	36,39	-	46,81	40,84
05.10.2012	-	36,37	35,05	-	46,79	36,77	-	42,44	39,29
05.05.2013	51,32	51,19	48,18	51,70	51,95	46,42	53,46	53,96	39,25
02.07.2013	46,54	46,78	43,89	48,43	48,96	41,19	49,06	48,63	38,06
27.09.2013	39,12	38,96	33,38	45,41	45,76	41,59	48,93	53,47	44,61
01.10.2013	37,23	37,73	35,85	42,39	41,92	38,31	46,79	46,42	37,68
19.04.2014	42,89	43,27	41,26	53,33	52,83	47,80	54,34	54,47	50,82
20.07.2014	39,50	39,37	38,87	49,31	45,53	44,91	50,19	50,94	46,92
20.09.2014	38,36	38,24	37,61	45,53	45,28	44,78	49,81	49,69	44,91
11.05.2015	43,40	44,11	39,27	48,68	46,78	41,70	47,30	47,23	45,16
01.07.2015	52,58	52,45	48,43	54,59	53,58	48,81	54,84	53,47	48,93
25.09.2015	47,55	48,21	45,17	48,43	48,96	45,03	49,06	48,63	46,61

Hodnoty pórovitosti jsou vyjádřeny graficky krabicovými grafy Graf. 4, Graf. 5 a Graf. 6. Krabicové grafy jsou vztaženy k těmto kombinacím: vliv ročníku, vliv termínu odběru, vliv hloubky odběru, vliv krajinné polohy svahu a u lokality Větrkovice vliv technologie zpracování půdy, vliv technologie zpracování půdy a ročníku, vliv technologie zpracování půdy a krajinné polohy.

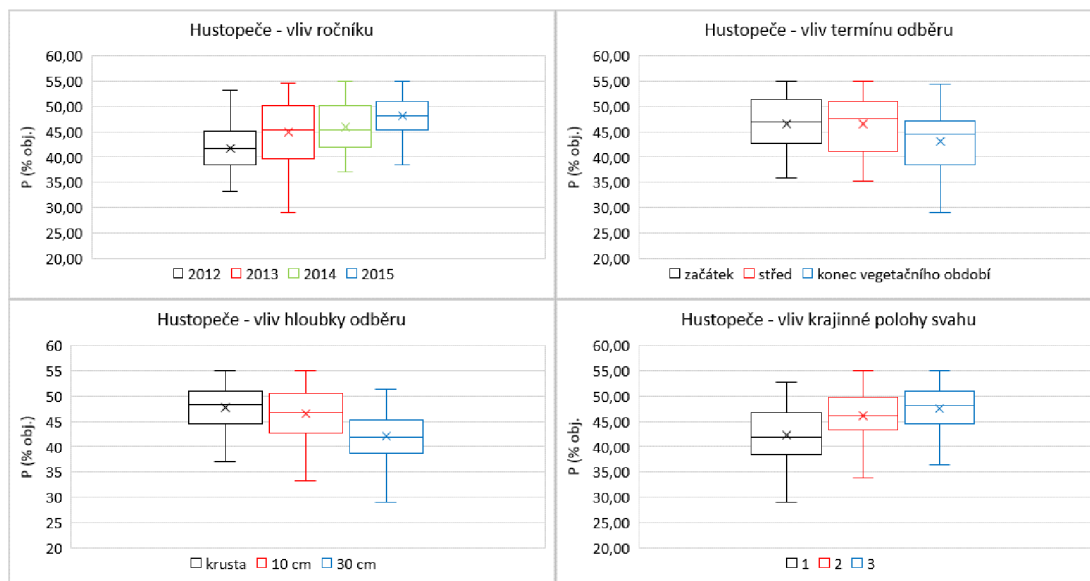
Graf. 4 Průměrné hodnoty pórovitosti v % obj. v lokalitě Větrkovice



Graf. 5 Průměrné hodnoty pórovitosti v % obj. v lokalitě Čejkovice



Graf. 6 Průměrné hodnoty pórovitosti v % obj. v lokalitě Hustopeče



Pomocí analýzy rozptylu bylo ověřeno, na hladině významnosti 0,05, zda hodnoty pórovitosti mají statisticky významný vliv na rok odběru, termín odběru, hloubku odběru a místo odběru. Podrobné výsledky statistické analýzy jsou součástí přílohy č. 4. V tabulkách Tab. 17 – Tab. 19 jsou uvedeny hodnoty chyby prvního druhu p a statistická významnost mezi testovanými veličinami. Tam, kde bylo možné konstatovat, že rozdíly alespoň mezi dvěma skupinami existují byly provedeny dvouvýběrové t-testy popisující významné statistické rozdíly mezi jednotlivými skupinami a jsou obsaženy v příloze 4.

Tab. 17 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Větrkovice

Vliv	p	statistická významnost
ročníku	3,43E-22	vysoce významný rozdíl
termínu	0,270899	není rozdíl
hloubky	0,02642	významný rozdíl
krajinné polohy	0,003786	vysoce významný rozdíl
technologie zpracování	1,4E-138	vysoce významný rozdíl

Tab. 18 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Čejkovice

Vliv	p	statistická významnost
ročníku	3,18E-15	vysoce významný rozdíl
termínu	0,507488	významný rozdíl
hloubky	1,59E-16	vysoce významný rozdíl
krajinné polohy	0,004307	vysoce významný rozdíl

Tab. 19 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Hustopeče

Vliv	p	statistická významnost
ročníku	1,41E-12	vysoce významný rozdíl
termínu	3,91E-07	vysoce významný rozdíl
hloubky	4,74E-16	vysoce významný rozdíl
krajinné polohy	1,35E-13	vysoce významný rozdíl

Celková pórovitost v naprosté většině případů velmi úzce koreluje s objemovou hmotností půdy (Hůla, Procházková et al., 2002). Toto tvrzení bylo v práci potvrzeno, docházelo-li ke zvyšování hodnot objemové hmotnosti, snižovaly se hodnoty celkové pórovitosti.

Výsledky sledování na všech lokalitách ukazují na určitý vliv ročníku na pórovitost. Tyto rozdíly jsou způsobeny zejména srážkovým úhrnem v daném roce. Nejnižší hodnoty byly zaznamenány v roce 2015, kdy bylo srážkově podprůměrné a teplotně nadprůměrné sledované období. Ledvina et al. (2000) uvádí, že pórovitost je významně ovlivňována kultivačními zásahy, objemovými změnami při ovlhčování (bobtnání), vysychání (smršťování) a působením mrazu (nakypřování), vlivem edafonu a kořenů. Výrazné je i působení procesu sekundárního (technogenního) utužení půd.

Hodnoty pórovitosti se dynamicky vyvíjely v průběhu roku, na začátku vegetačního období byly hodnoty na všech lokalitách vyšší než na konci vegetačního období, což je dáno přirozeným sleháváním půdy. Pórovitost je vlastnost, která není konstantní v čase. Mění se během roku a v průběhu vegetačního období. Změny jsou způsobeny bobtnáním a smršťováním půdy při změnách vlhkosti, změnami půdní struktury, obděláváním, intenzivním rozvojem kořenového systému atd. (Kutílek, 1978).

Hodnoty pórovitosti na všech lokalitách měly ve spodní části svahu (akumulační zóně) hodnoty nižší než v horní části svahu.

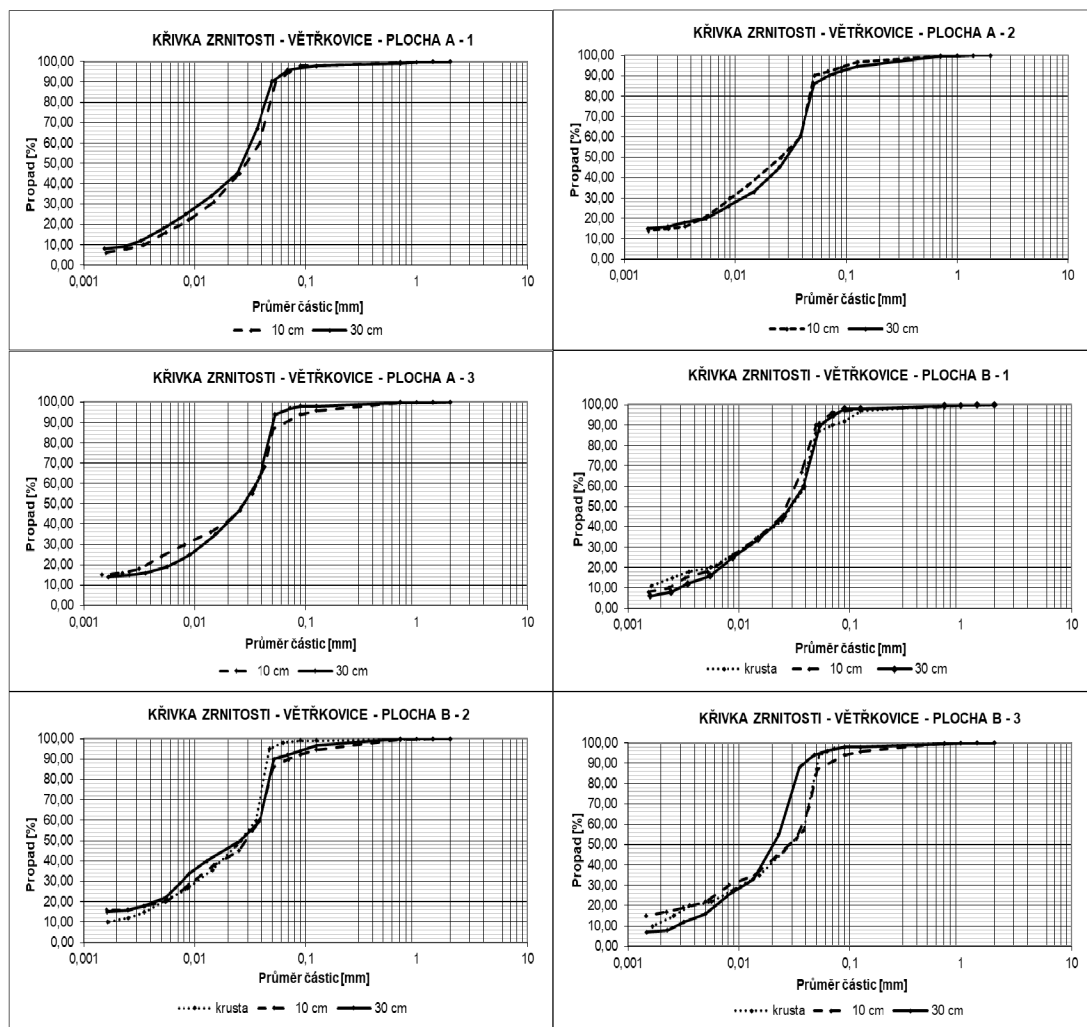
V půdní krustě a ornici bylo dosaženo vyšších hodnot než v podorničí, které nebývá tak náchylné na zásahy při zpracování půdy. Výsledky neukazují významné rozdíly v půdní krustě a orniční vrstvě. Ve vzorcích s půdní krustou na povrchu byly hodnoty pórovitosti nepatrně nižší než vzorky bez půdní krusty. Dle Němečka a Smolíkové et al. (1990) je v půdním profilu pórovitost nejvyšší v humusovém horizontu a směrem do houbky klesá. Obecně nižší hodnoty pórovitosti v hlubších horizontech jsou způsobeny nižším stupněm agregace a tlakem nadloží. Jandák et al., 2004 uvádí, že celková pórovitost zemědělských půd se ve svrchních vrstvách pohybuje většinou v rozmezí 40-50%. U půd silně humózních a rašelinných může dosahovat více jak 70-80%. Ve spodních vrstvách klesá na 30–40%, u půd zamokřených i pod 30%.

5.1.3 Stanovení zrnitostního složení půdy

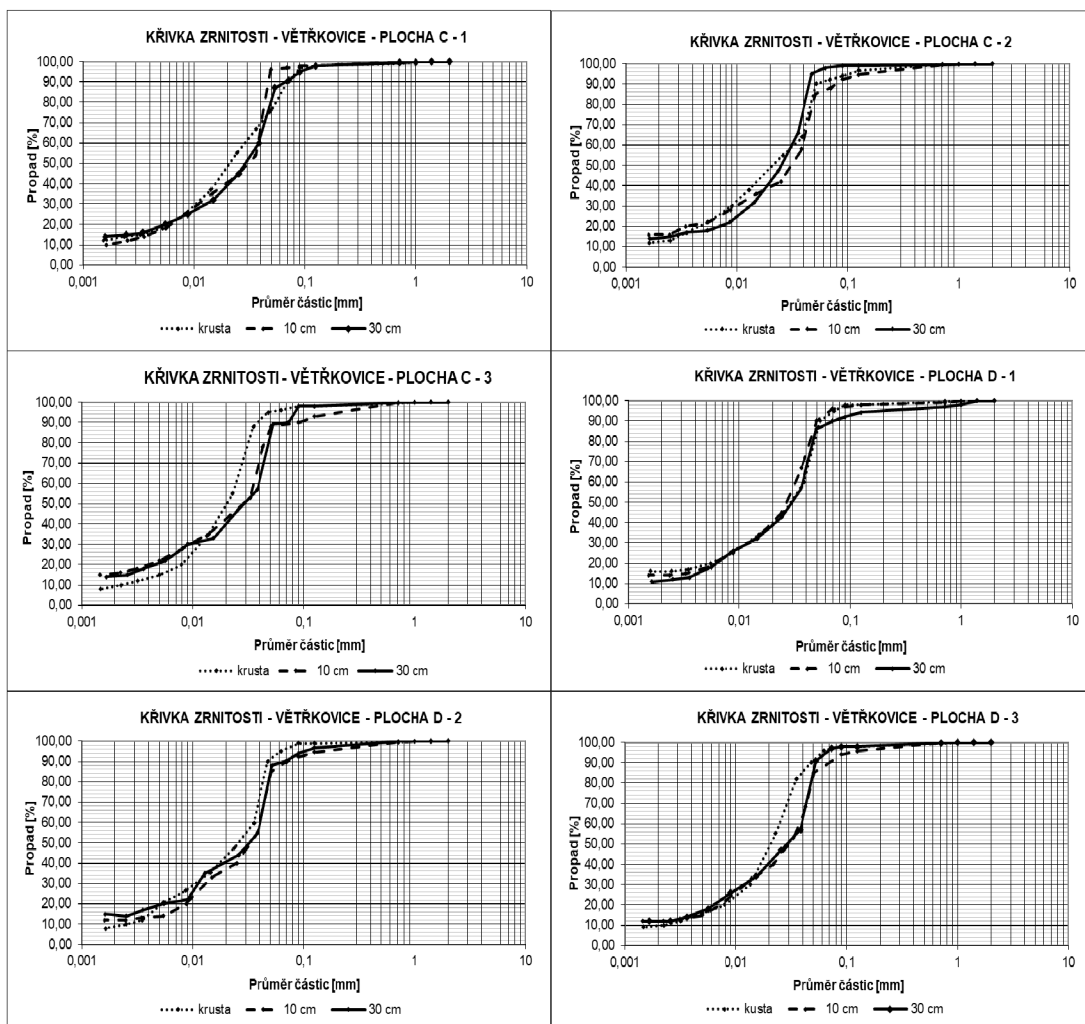
5.1.3.1 Hustoměrná metoda dle Casagrandeho

Na základě laboratorních rozborů odebraných půdních vzorků byly hustoměrnou metodou zpracovány křivky zrnitosti Graf. 7 – Graf. 11 a půda byla zařazena do skupin zrnitosti podle poměru jednotlivých frakcí – stanovení půdního druhu. Zrnitost je vlastnost, která není dynamická v průběhu roku, proto byly laboratorní testy prováděny pouze 1 x za rok.

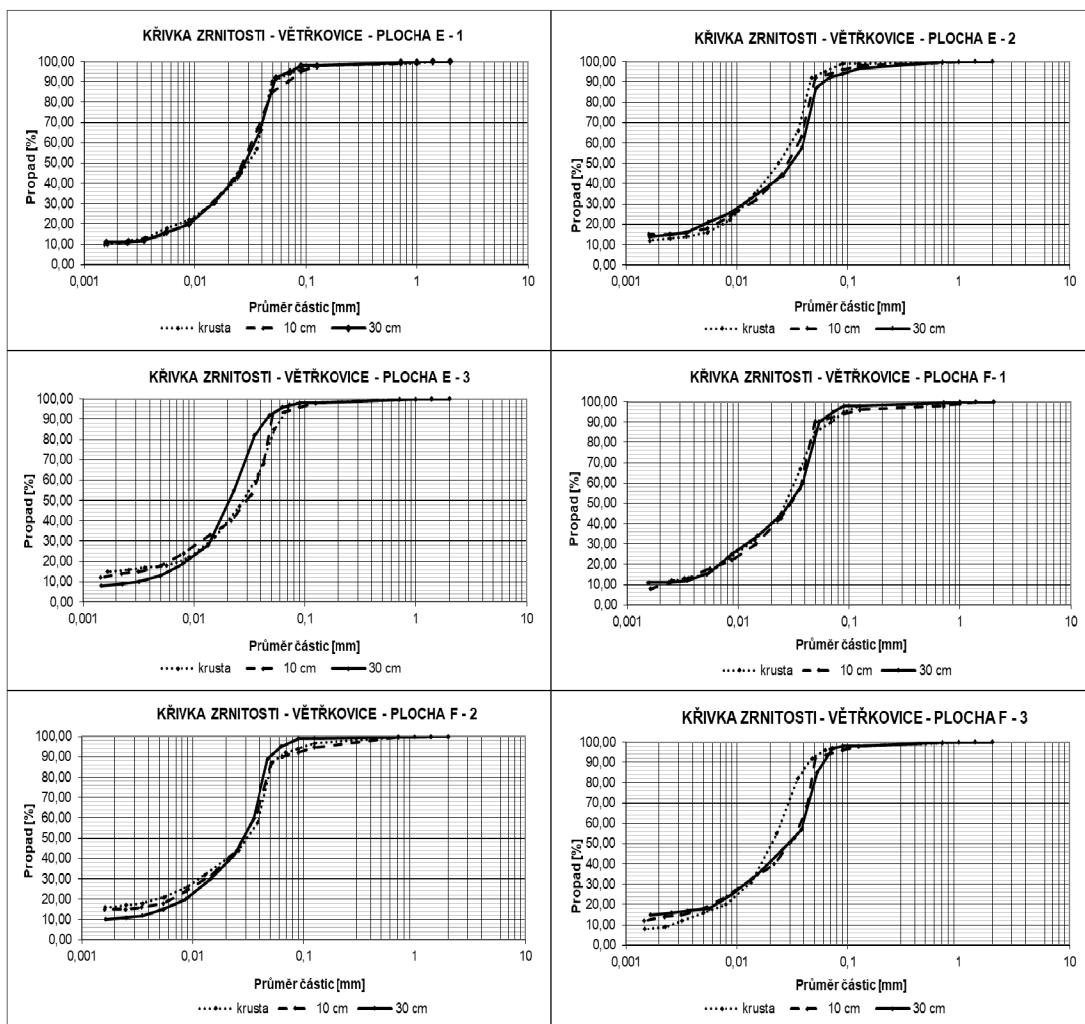
Graf. 7 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst



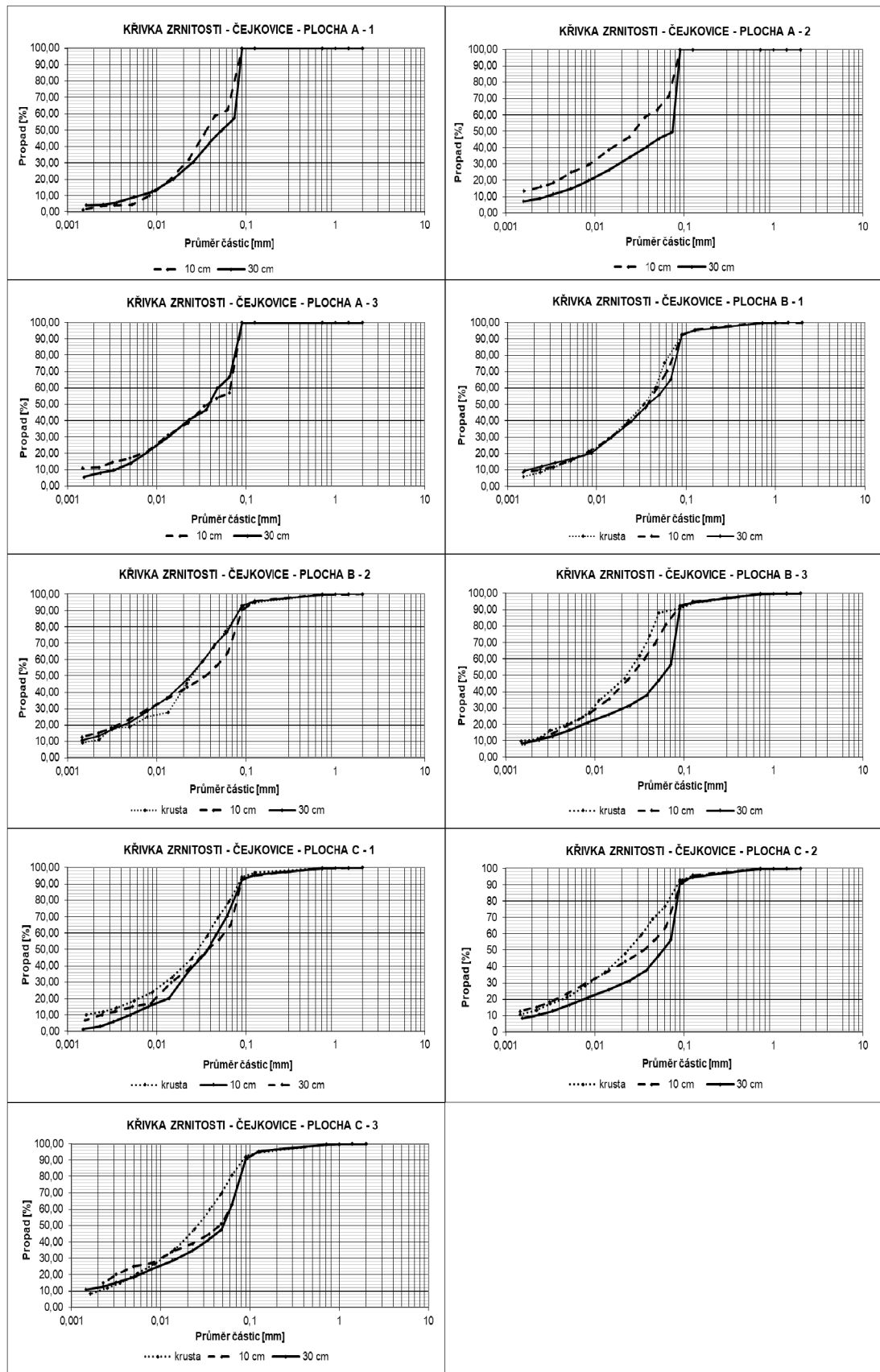
Graf. 8 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst



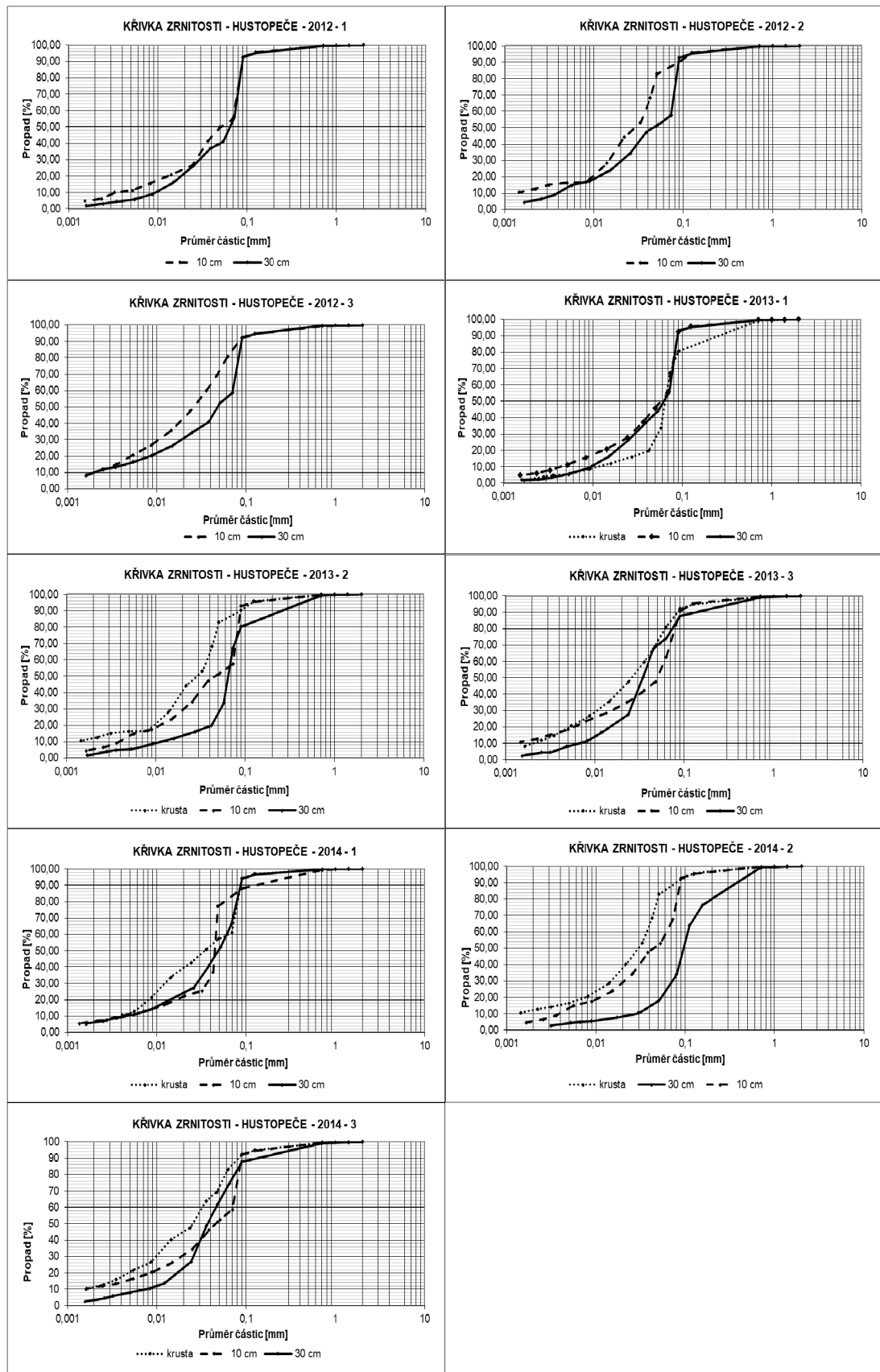
Graf. 9 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst



Graf. 10 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst



Graf. 11 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst



V tabulkách Tab. 20 – Tab. 22 je zpracováno zařazení výsledků rozborů dle Novákovy klasifikace s označením půdního druhu a klasifikace půdy.

Tab. 20 Zařazení výsledků rozboru dle Novákovy klasifikace pro lokalitu Větrkovice

Místo odběru	Obsah částic (zrn) < 0,01 mm v %	Označení druhu půdy	Klasifikace půdy	
A - 2012	1 – 10 cm	24	písčitohlinitá	střední
	1 – 30 cm	28	písčitohlinitá	střední
	2 – 10 cm	32	hlinitá	střední
	2 – 30 cm	29	písčitohlinitá	střední
	3 – 10 cm	33	hlinitá	střední
	3 – 30 cm	27	písčitohlinitá	střední
B - 2013	1 – krusta	29	písčitohlinitá	střední
	1 – 10 cm	28	písčitohlinitá	střední
	1 – 30 cm	28	písčitohlinitá	střední
	2 – krusta	30	hlinitá	střední
	2 – 10 cm	33	hlinitá	střední
	2 – 30 cm	37	hlinitá	střední
	3 – krusta	30	hlinitá	střední
	3 – 10 cm	31	hlinitá	střední
	3 – 30 cm	29	písčitohlinitá	střední
C - 2013	1 – krusta	30	hlinitá	střední
	1 – 10 cm	29	písčitohlinitá	střední
	1 – 30 cm	28	písčitohlinitá	střední
	2 – krusta	33	hlinitá	střední
	2 – 10 cm	31	hlinitá	střední
	2 – 30 cm	26	písčitohlinitá	střední
	3 – krusta	28	písčitohlinitá	střední
	3 – 10 cm	30	hlinitá	střední
	3 – 30 cm	31	hlinitá	střední
D - 2013	1 – krusta	28	písčitohlinitá	střední
	1 – 10 cm	28	písčitohlinitá	střední
	1 – 30 cm	28	písčitohlinitá	střední
	2 – krusta	30	hlinitá	střední
	2 – 10 cm	24	písčitohlinitá	střední
	2 – 30 cm	25	písčitohlinitá	střední
	3 – krusta	25	písčitohlinitá	střední
	3 – 10 cm	27	písčitohlinitá	střední
	3 – 30 cm	28	písčitohlinitá	střední
E - 2014	1 – krusta	25	písčitohlinitá	střední
	1 – 10 cm	25	písčitohlinitá	střední
	1 – 30 cm	25	písčitohlinitá	střední
	2 – krusta	28	písčitohlinitá	střední
	2 – 10 cm	28	písčitohlinitá	střední
	2 – 30 cm	29	písčitohlinitá	střední
	3 – krusta	23	písčitohlinitá	střední
	3 – 10 cm	29	písčitohlinitá	střední
	3 – 30 cm	22	písčitohlinitá	střední
F - 2014	1 – krusta	27	písčitohlinitá	střední
	1 – 10 cm	25	písčitohlinitá	střední
	1 – 30 cm	28	písčitohlinitá	střední
	2 – krusta	30	hlinitá	střední
	2 – 10 cm	29	písčitohlinitá	střední
	2 – 30 cm	24	písčitohlinitá	střední
	3 – krusta	26	písčitohlinitá	střední
	3 – 10 cm	27	písčitohlinitá	střední
	3 – 30 cm	27	písčitohlinitá	střední

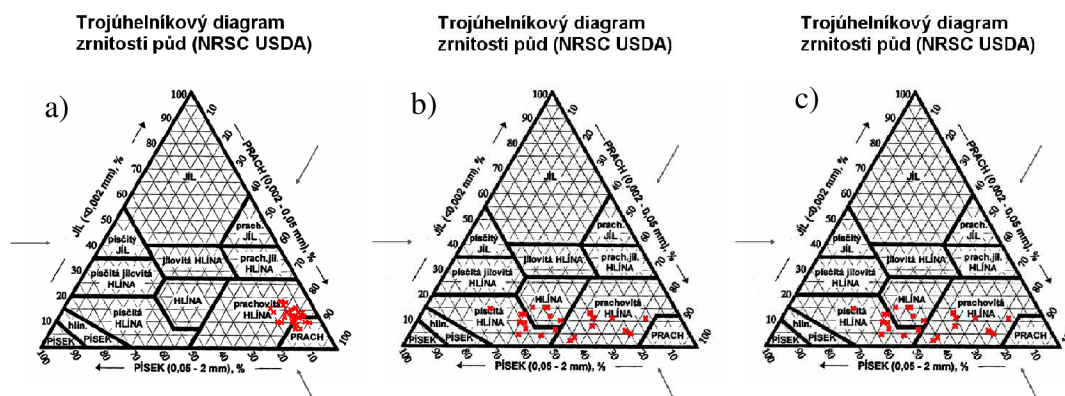
Tab. 21 Zařazení výsledků rozboru dle Novákovy klasifikace pro lokalitu Čejkovice

Místo odběru		Obsah částic (zrn) < 0,01 mm v %	Označení druhu půdy	Klasifikace půdy
A - 2012	1 – 10 cm	14	hlinitopísčítá	lehká
	1 – 30 cm	14	hlinitopísčítá	lehká
	2 – 10 cm	32	hlinitá	střední
	2 – 30 cm	22	písčitohlinitá	střední
	3 – 10 cm	26	písčitohlinitá	střední
	3 – 30 cm	26	písčitohlinitá	střední
B - 2013	1 – krusta	33	hlinitá	střední
	1 – 10 cm	28	písčitohlinitá	střední
	1 – 30 cm	24	písčitohlinitá	střední
	2 – krusta	27	písčitohlinitá	střední
	2 – 10 cm	36	hlinitá	střední
	2 – 30 cm	37	hlinitá	střední
	3 – krusta	25	písčitohlinitá	střední
	3 – 10 cm	25	písčitohlinitá	střední
C - 2014	3 – 30 cm	25	písčitohlinitá	střední
	1 – krusta	26	hlinitopísčítá	lehká
	1 – 10 cm	20	písčitohlinitá	střední
	1 – 30 cm	19	hlinitopísčítá	lehká
	2 – krusta	33	hlinitá	střední
	2 – 10 cm	33	hlinitá	střední
	2 – 30 cm	26	písčitohlinitá	střední
	3 – krusta	28	písčitohlinitá	střední
	3 – 10 cm	28	písčitohlinitá	střední
3 – 30 cm	26	písčitohlinitá	střední	

Tab. 22 Zařazení výsledků rozboru dle Novákovy klasifikace pro lokalitu Hustopeče

Místo odběru		Obsah částic (zrn) < 0,01 mm v %	Označení druhu půdy	Klasifikace půdy
2012	1 – 10 cm	18	hlinitopísčítá	lehká
	1 – 30 cm	10	hlinitopísčítá	lehká
	2 – 10 cm	31	hlinitá	střední
	2 – 30 cm	29	písčitohlinitá	střední
	3 – 10 cm	29	písčitohlinitá	střední
	3 – 30 cm	23	písčitohlinitá	střední
2013	1 – krusta	30	hlinitá	střední
	1 – 10 cm	28	písčitohlinitá	střední
	1 – 30 cm	15	hlinitopísčítá	lehká
	2 – krusta	21	písčitohlinitá	střední
	2 – 10 cm	19	hlinitopísčítá	lehká
	2 – 30 cm	9	písčítá	lehká
	3 – krusta	9	písčítá	lehká
	3 – 10 cm	11	hlinitopísčítá	lehká
2014	3 – 30 cm	17	hlinitopísčítá	lehká
	1 – krusta	25	písčitohlinitá	střední
	1 – 10 cm	16	hlinitopísčítá	lehká
	1 – 30 cm	16	hlinitopísčítá	lehká
	2 – krusta	24	písčitohlinitá	střední
	2 – 10 cm	19	hlinitopísčítá	lehká
	2 – 30 cm	6	písčítá	lehká
	3 – krusta	30	hlinitá	střední
	3 – 10 cm	21	písčitohlinitá	střední
3 – 30 cm	12	hlinitopísčítá	lehká	

Na obrázcích Obr. 23 je znázorněno zařazení výsledků rozborů podle taxonomického klasifikačního systému půd ČR využívajícího trojúhelníkového diagramu.

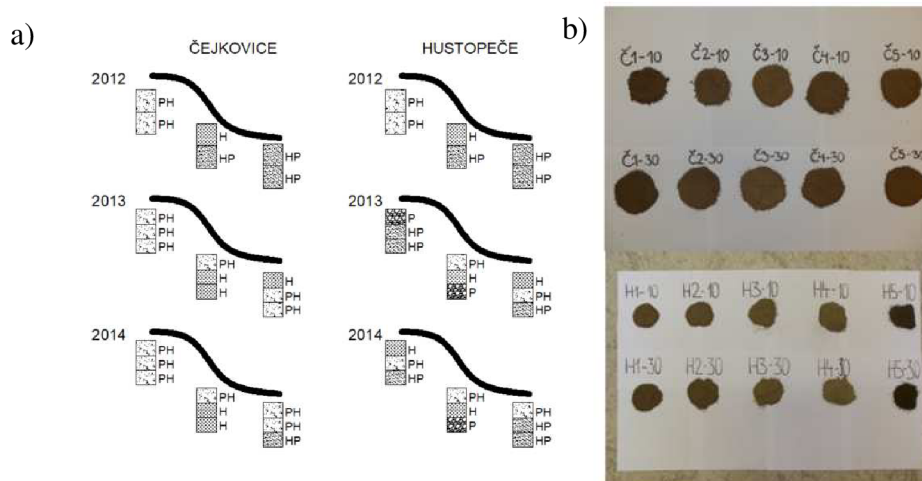


Obr. 23 Trojúhelníkový diagram pro stanovení druhu půdy podle obsahu jílu, prachu a písku v % hmotnostních a) pro lokalitu Větrkovice; b) pro lokalitu Čejkovice c) pro lokalitu Hustopeče (Zdroj: vlastní)

V lokalitě Větrkovice se podle Novákovy klasifikace vyskytovaly půdy písčitohlinité a hlinité, podle zatřídění dle taxonomického klasifikačního systému půd ČR využívajícího trojúhelníkového diagramu se v lokalitě vyskytoval prach a prachovitá hlína.

V lokalitě Čejkovice se podle Novákovy klasifikace vyskytovaly půdy hlinitopísčité, písčitohlinité a hlinité, podle zatřídění dle taxonomického klasifikačního systému půd ČR využívajícího trojúhelníkového diagramu se v lokalitě vyskytovala písčité hlína, hlína a prachovitá hlína.

V lokalitě Hustopeče se podle Novákovy klasifikace vyskytovaly půdy písčité, hlinitopísčité, písčitohlinité a hlinité, podle zatřídění dle taxonomického klasifikačního systému půd ČR využívajícího trojúhelníkového diagramu se v lokalitě vyskytoval hlinitý písek, písčité hlína, hlína a prachovitá hlína.



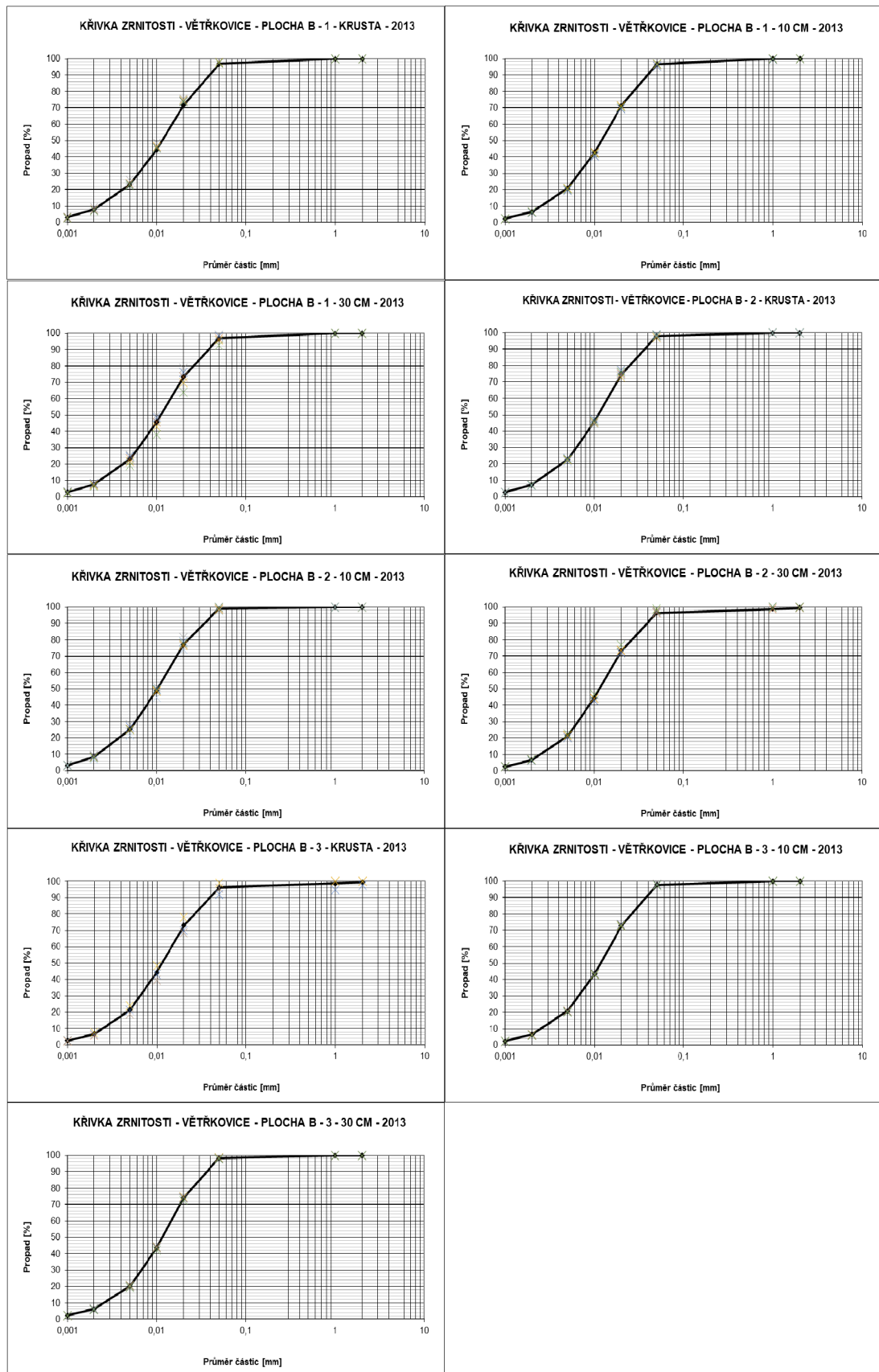
Obr. 24 a) Zobrazení půdního druhu dle Novákovy klasifikace (Zdroj: vlastní)

Obr. 24 b) Zobrazení barvy půdy (1 – akumulace – 5 – eluvium) (Zdroj: vlastní)

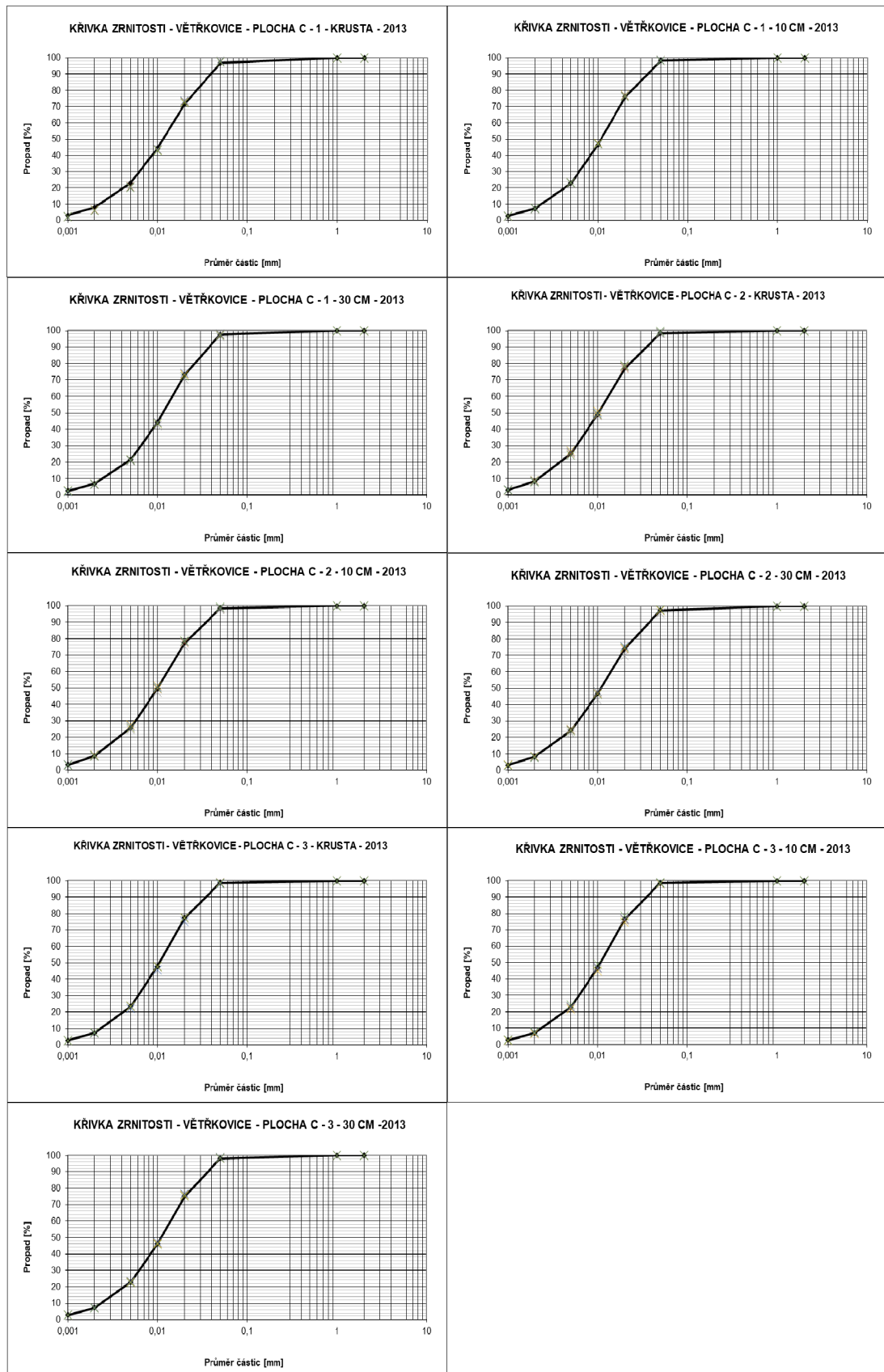
Z výsledků je patrné, že rok odběru vzorků neměl vliv na zrnitostní složení půdy. Zrnitostní částice jsou základní stavební jednotky pevné složky půdní hmoty. Původem jsou to úlomky hornin, krystalky jílových minerálů, drobné zbytky rostlin, shluky půdního humusu a jiné látky (Bedrna, 1984). Zrnitostní složení půdy tedy přímo závisí na složení mateční horniny. Na zkoumaných experimentálních plochách se vyskytovaly půdy, které svým složením odpovídaly dané mateční hornině. V lokalitách Čejkovice a Hustopeče křivky zrnitosti ukazují, že došlo vlivem vodní eroze k transportu částic ze zóny eluvia do zóny akumulace Obr. 24 a). Potvrzuje to i změna barvy půdy Obr. 24 b).

Princip vodní eroze spočívá v uvolnění půdních částic vodou a jejich akumulace do formy splavenin, které jsou dále transportovány a následně deponovány v morfoloických krajinných polohách, v hydrografické síti a ve vodních nádržích, kde má sediment, často smíšen s komunálními odpadními vodami, charakteristiky sapropelu. Sediment je erodovaný a transportovaný materiál z povodí prostřednictvím procesu uvolnění půdních částic z orniční vrstvy a akumulace těchto částic do formy splavenin. Následuje fáze transportu splavenin a jejich depozice – uložení v místech, kde vlivem morfoloie terénu poklesne unášecí schopnost odtoku (Holý, 1994). Janeček (2008) uvádí, že eroze má významný vliv na pedogenetický proces, který je možné zvláště dobře pozorovat tak, že půdy rozvodnicové, svahové a podsvahové části se liší nejen v důsledku nerovnoměrného

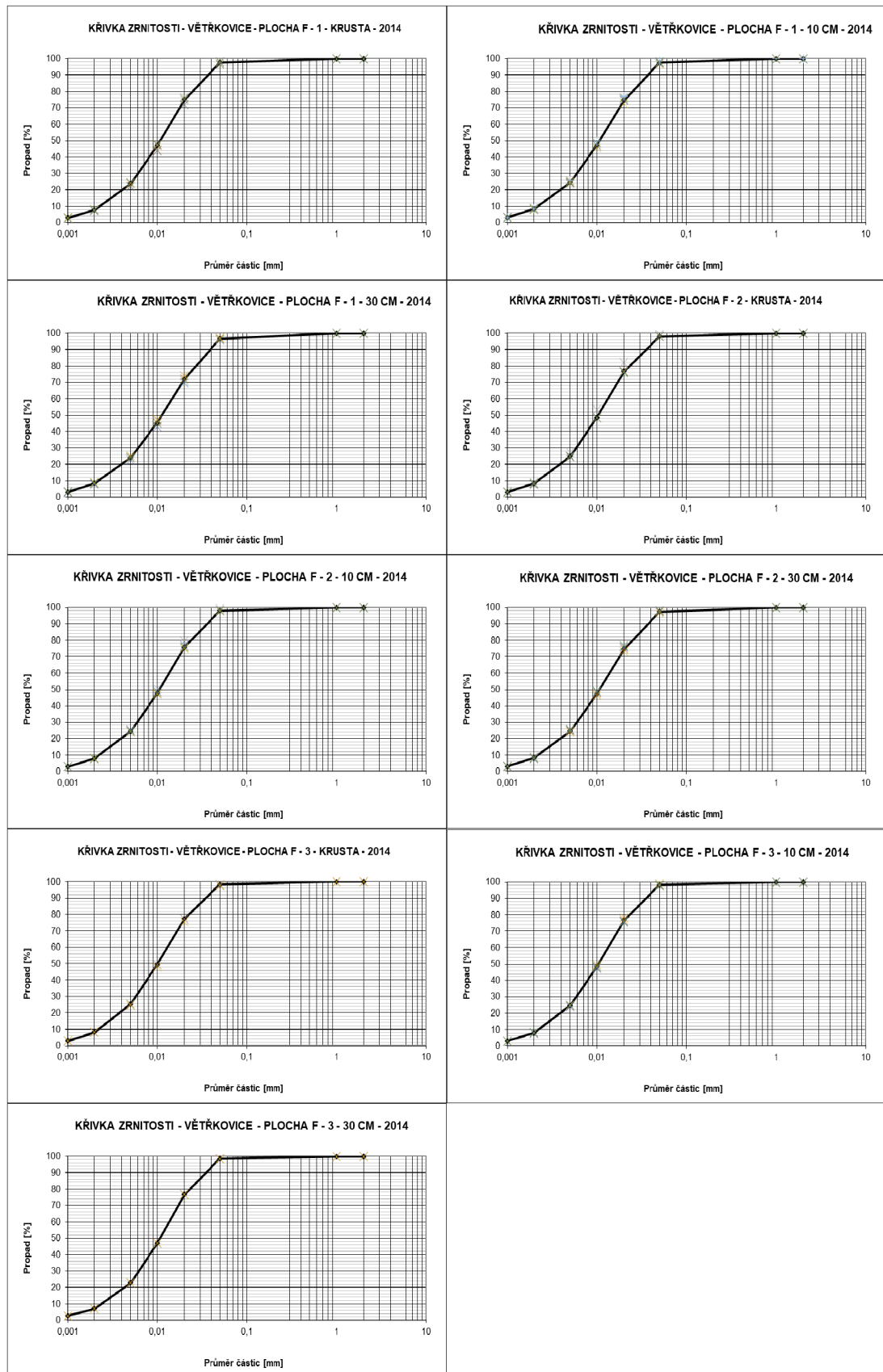
Graf. 12 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst



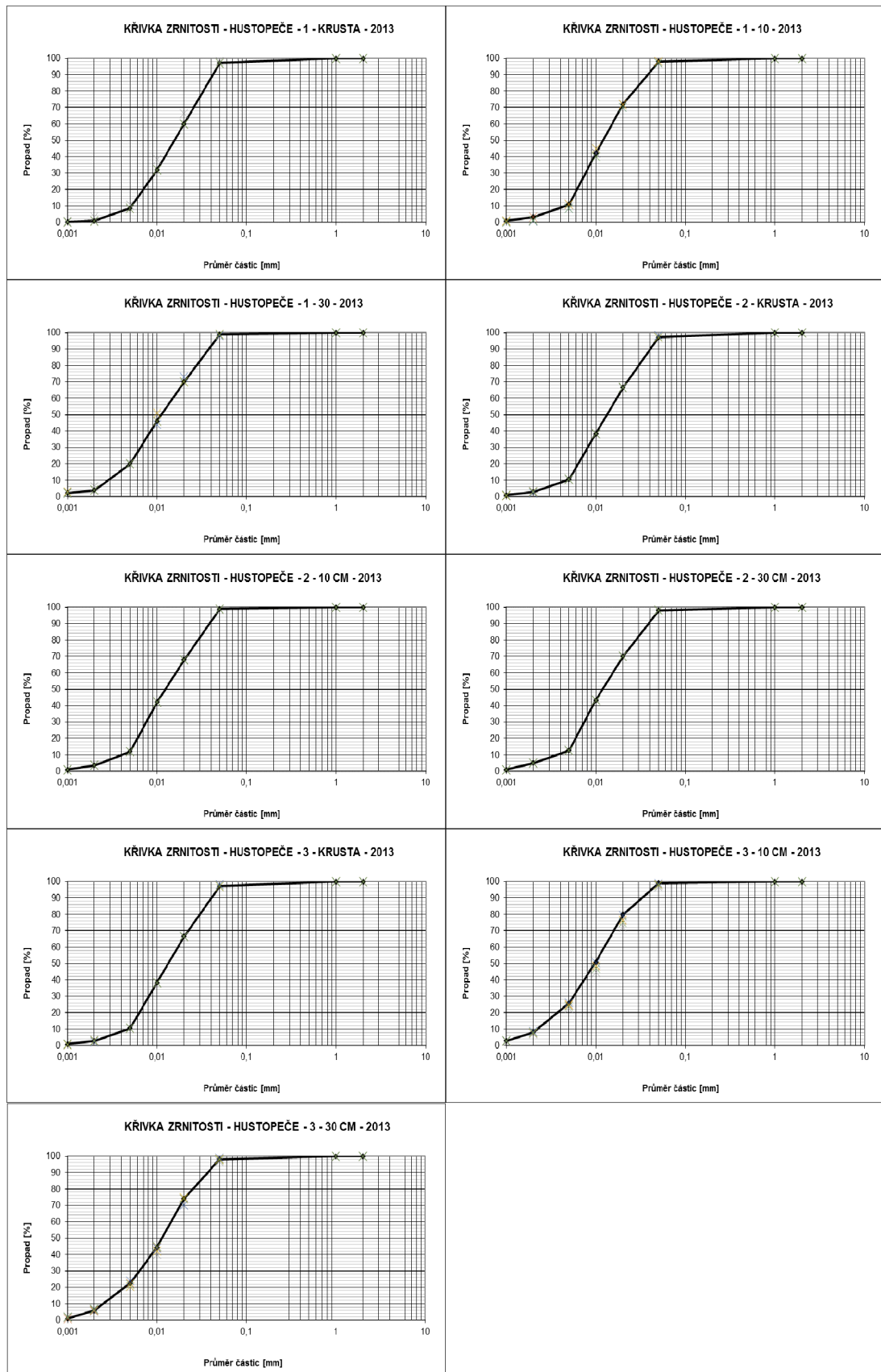
Graf. 13 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst



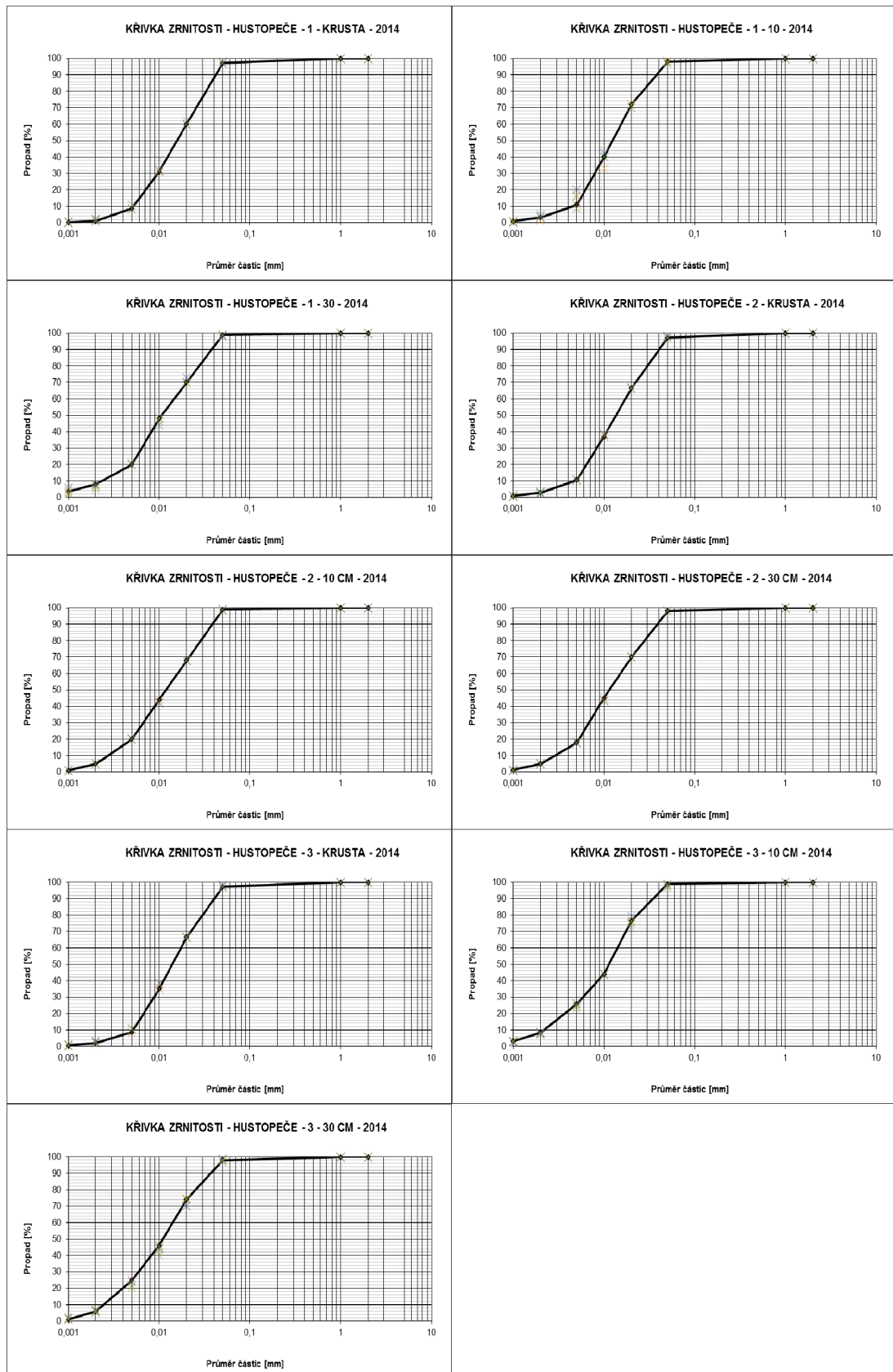
Graf. 14 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst



Graf. 15 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst



Graf. 16 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst



V tabulkách Tab. 23 a Tab. 24 je zpracováno zařazení výsledků rozborů dle Novákovy klasifikace. V lokalitě Větrkovice se vyskytovaly půdy hlinité a jílovitohlinité, v lokalitě Hustopeče se vyskytovaly půdy hlinité a jílovitohlinité.

Tab. 23 Zařazení výsledků rozboru dle Novákovy klasifikace pro lokalitu Větrkovice

Místo odběru		Obsah částic (zrn) < 0,01 mm v %	Označení druhu půdy	Klasifikace půdy
B - 2013	1 – krusta	46	jílovitohlinitá	těžká
	1 – 10 cm	43	hlinitá	střední
	1 – 30 cm	45	jílovitohlinitá	těžká
	2 – krusta	45	jílovitohlinitá	těžká
	2 – 10 cm	49	jílovitohlinitá	těžká
	2 – 30 cm	44	hlinitá	střední
	3 – krusta	44	hlinitá	střední
	3 – 10 cm	43	hlinitá	střední
	3 – 30 cm	43	hlinitá	střední
C - 2013	1 – krusta	43	hlinitá	střední
	1 – 10 cm	47	jílovitohlinitá	těžká
	1 – 30 cm	44	hlinitá	střední
	2 – krusta	49	jílovitohlinitá	těžká
	2 – 10 cm	49	jílovitohlinitá	těžká
	2 – 30 cm	46	jílovitohlinitá	těžká
	3 – krusta	48	jílovitohlinitá	těžká
	3 – 10 cm	47	jílovitohlinitá	těžká
	3 – 30 cm	46	jílovitohlinitá	těžká
F - 2014	1 – krusta	46	jílovitohlinitá	těžká
	1 – 10 cm	47	jílovitohlinitá	těžká
	1 – 30 cm	45	jílovitohlinitá	těžká
	2 – krusta	48	jílovitohlinitá	těžká
	2 – 10 cm	47	jílovitohlinitá	těžká
	2 – 30 cm	47	jílovitohlinitá	těžká
	3 – krusta	49	jílovitohlinitá	těžká
	3 – 10 cm	48	jílovitohlinitá	těžká
	3 – 30 cm	47	jílovitohlinitá	těžká

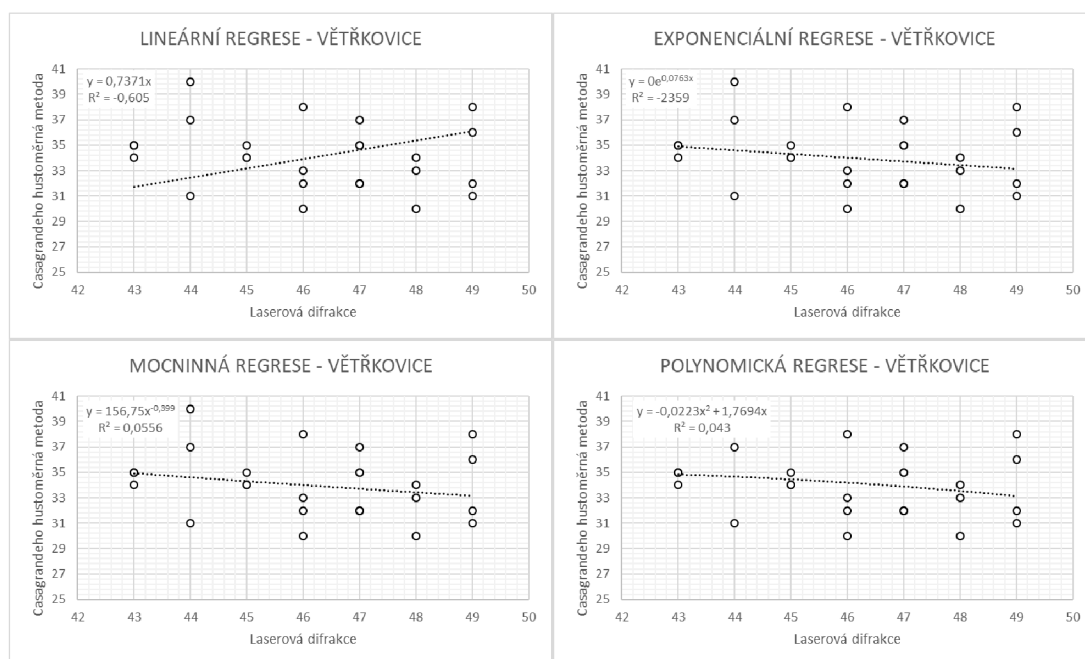
Tab. 24 Zařazení výsledků rozboru dle Novákovy klasifikace pro lokalitu Hustopeče

Místo odběru		Obsah částic (zrn) < 0,01 mm v %	Označení druhu půdy	Klasifikace půdy
2013	1 – krusta	32	hlinitá	střední
	1 – 10 cm	42	hlinitá	střední
	1 – 30 cm	46	jílovitohlinitá	těžké
	2 – krusta	35	hlinitá	střední
	2 – 10 cm	42	hlinitá	střední
	2 – 30 cm	43	hlinitá	střední
	3 – krusta	38	hlinitá	střední
	3 – 10 cm	48	jílovitohlinitá	těžké
	3 – 30 cm	44	hlinitá	střední
2014	1 – krusta	31	hlinitá	střední
	1 – 10 cm	40	hlinitá	střední
	1 – 30 cm	48	jílovitohlinitá	těžké
	2 – krusta	37	hlinitá	střední
	2 – 10 cm	44	hlinitá	střední
	2 – 30 cm	45	jílovitohlinitá	těžké
	3 – krusta	35	hlinitá	střední
	3 – 10 cm	44	hlinitá	střední
	3 – 30 cm	46	jílovitohlinitá	těžké

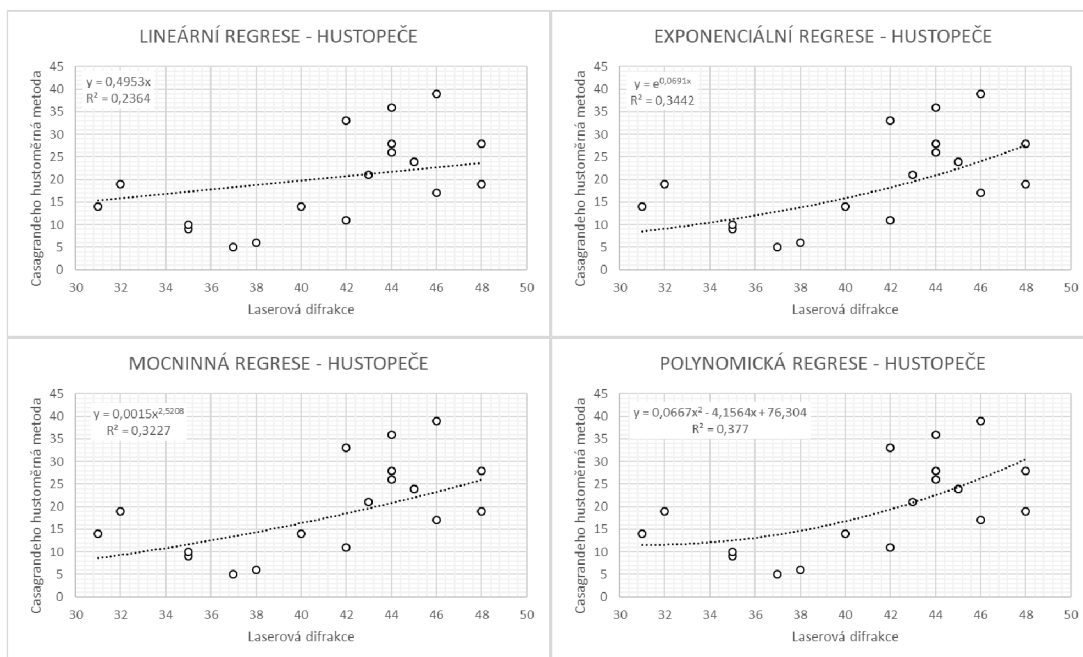
5.1.3.3 Srovnání výsledků zrnitostního rozboru stanoveného Casagrandeho hustoměrnou metodou a metodou laserové difrakce

Výsledky zrnitostního rozboru stanoveného Casagrandeho hustoměrnou metodou a metodou laserové difrakce se od sebe mírně liší. Mnoho zahraničních autorů se zabývá srovnáním standartních metod s metodou laserové difrakce pomocí regresních analýz. Zahraniční autoři používají různé rozsahy měření, různé způsoby přípravy půdních vzorků. V této práci byly pro srovnání výsledků zrnitostního složení stanovených Casagrandeho hustoměrnou metodou a metodou laserové difrakce odvozeny jejich regresní závislosti s lineárním, exponenciálním, mocninovým a polynomickým trendem uvedené v grafu Graf. 17 a Graf. 18., tabelárně zpracované v tabulce Tab. 25.

Graf. 17 Regresní závislosti hodnot zrnitostní frakce < 0,01 mm v % s lineárním, exponenciálním, mocninovým a polynomickým trendem pro lokalitu Větrkovice



Graf. 18 Regresní závislosti hodnot zrnitostní frakce < 0,01 mm v % s lineárním, exponenciálním, mocninovým a polynomickým trendem Hustopeče

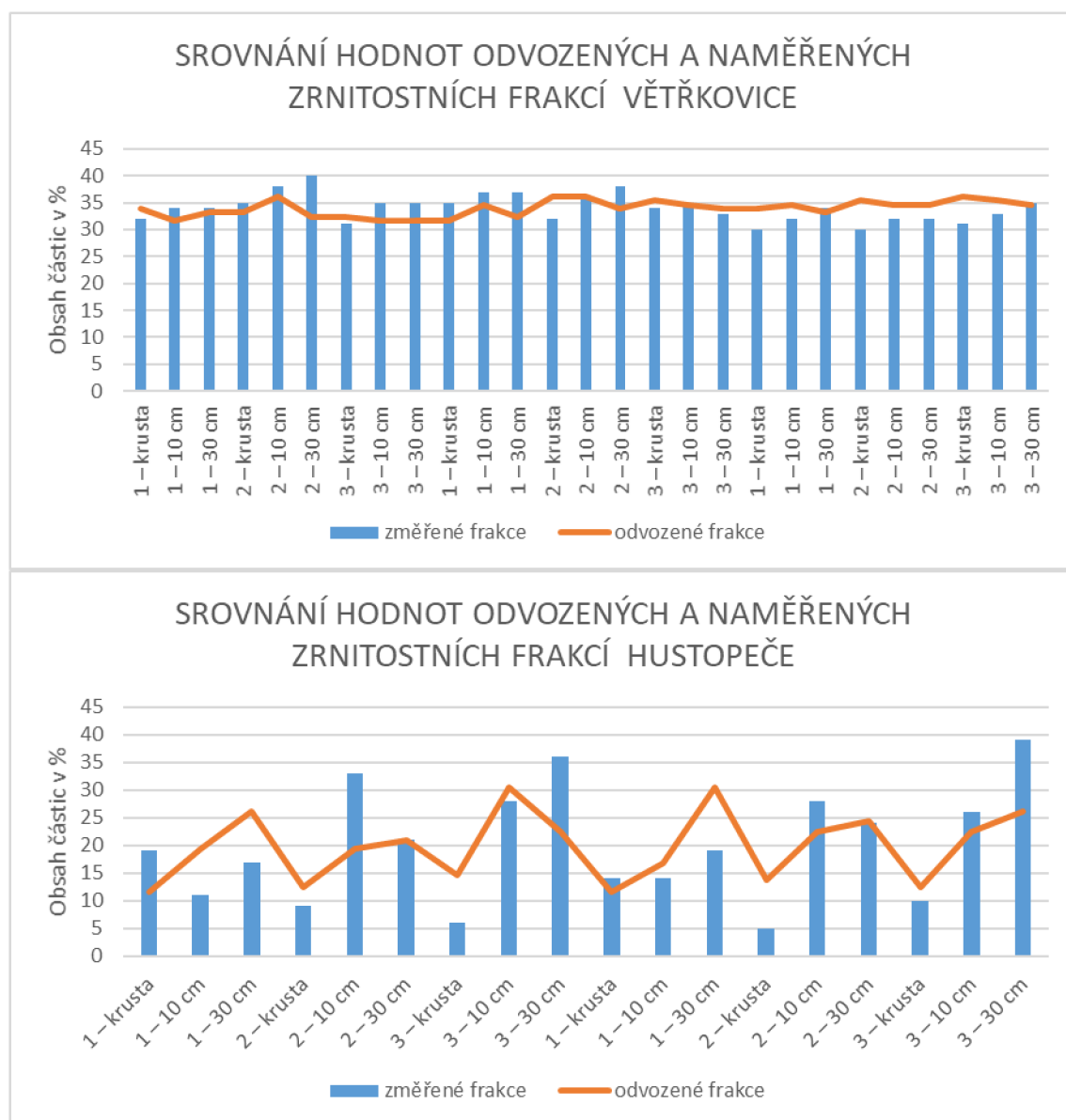


Tab. 25 Regresní závislost a hodnota spolehlivosti R^2 pro hodnoty zrnitostní frakce < 0,01 mm

VĚTRKOVICE		
Trend	Rovnice regresní závislosti	Hodnota spolehlivosti R^2
Lineární	$y = 0,7371 \cdot x$	0,605
Exponenciální	$y = 0 \cdot e^{0,0763x}$	-2359
Mocninový	$y = 156,75 \cdot x^{-0,399}$	0,0556
Polynomický	$y = -0,0223 \cdot x^2 + 1,7694 \cdot x$	0,043
HUSTOPEČE		
Trend	Rovnice regresní závislosti	Hodnota spolehlivosti R^2
Lineární	$y = 0,4953 \cdot x$	0,2364
Exponenciální	$y = e^{0,0691x}$	0,3442
Mocninový	$y = 0,0015 \cdot x^{2,5208}$	0,3227
Polynomický	$y = 0,0667 \cdot x^2 - 4,1564 \cdot x + 76,304$	0,377

Z uvedených vztahů byl vybrán jeden vztah s nejvyšší hodnotou determinace R^2 pro lokalitu Větrkovice a pro lokalitu Hustopeče. Naměřené hodnoty zrnitostní frakce $< 0,01$ mm byly dosazeny ve vybraných rovnicích za člen x , čímž byly spočítány odhadnuté hodnoty pro Casagrandeho hustoměrnou metodu. Srovnání odvozených a naměřených hodnot zrnitostní frakce $< 0,01$ mm pro Casagrandeho hustoměrnou metodu je vyobrazeno v grafu Graf. 19.

Graf. 19 Srovnání odvozených a naměřených hodnot zrnitostní frakce $< 0,01$ mm pro Casagrandeho hustoměrnou metodu



5.1.4 Stabilita půdních agregátů

Struktura půdy byla hodnocena podle vypočítaného koeficientu strukturnosti, který vyjadřuje vztah mezi agronomicky hodnotnými (0,25-10 mm) a méně hodnotnými strukturními elementy (>10 a <0,25 mm). Čím je podíl agronomicky hodnotných agregátů vyšší, tím je i vyšší koeficient strukturnosti.

Zjištěné výsledky koeficientu strukturnosti pro lokalitu Větrkovice jsou shrnuty v tabulce Tab. 26 a graficky znázorněny v grafu Graf. 20.

Tab. 26 Koeficient strukturnosti pro lokalitu Větrkovice

Místo odběru	Strukturní elementy (% hmot.)						KS	
	< 0,25	0,25-0,5	0,5-2	2-5	5-10	>10		
A - 2012	1 – 10 cm	0,41	0,06	7,74	12,32	16,59	62,88	0,58
	1 – 30 cm	0,68	0,14	8,81	17,82	23,60	48,96	1,01
	2 – 10 cm	0,15	0,10	1,73	2,96	4,34	90,73	0,10
	2 – 30 cm	0,26	0,10	3,85	8,37	16,95	70,45	0,41
	3 – 10 cm	0,46	0,18	3,37	5,15	5,50	85,34	0,17
	3 – 30 cm	0,53	0,16	5,75	16,61	20,06	56,89	0,74
B - 2013	1 – krusta	3,17	1,30	14,34	20,86	21,98	55,33	1,00
	1 – 10 cm	2,19	1,60	15,87	21,20	17,07	27,73	1,86
	1 – 30 cm	6,15	1,69	14,38	18,64	14,73	25,68	1,55
	2 – krusta	4,23	1,31	12,68	18,50	20,44	62,80	0,78
	2 – 10 cm	9,18	2,21	21,03	25,59	18,09	28,09	1,80
	2 – 30 cm	9,52	2,63	19,96	24,78	23,25	65,57	0,83
	3 – krusta	5,30	1,31	11,02	16,14	18,89	70,27	0,63
	3 – 10 cm	4,23	1,31	12,68	18,50	20,44	62,80	0,79
	3 – 30 cm	7,81	1,94	17,16	17,69	15,23	40,17	1,08
C - 2013	1 – krusta	1,37	0,21	14,86	16,6	20,08	46,83	1,07
	1 – 10 cm	1,57	0,66	8,52	14,82	18,35	63,83	0,94
	1 – 30 cm	2,75	1,27	9,31	15,30	16,08	35,39	1,10
	2 – krusta	1,53	1,35	15,32	25,82	18,42	38,55	1,24
	2 – 10 cm	4,38	1,69	12,70	19,76	16,62	37,83	1,27
	2 – 30 cm	1,13	0,85	5,92	10,85	12,54	32,96	0,88
	3 – krusta	1,15	0,57	6,09	8,91	12,93	51,71	0,54
	3 – 10 cm	1,66	0,83	12,54	17,06	20,40	46,56	1,14
	3 – 30 cm	1,34	0,70	9,55	18,95	22,77	32,17	1,55

Místo odběru		Strukturní elementy (% hmot.)					KS	
		< 0,25	0,25-0,5	0,5-2	2-5	5-10		>10
D - 2014	1 – krusta	2,17	2,30	14,34	20,86	21,98	51,33	1,11
	1 – 10 cm	3,91	2,60	15,87	21,20	19,07	47,73	1,13
	1 – 30 cm	1,15	1,69	14,38	18,40	14,73	25,68	1,83
	2 – krusta	2,23	1,31	12,68	18,50	20,44	42,80	1,17
	2 – 10 cm	3,18	2,21	21,03	25,59	18,90	28,09	2,14
	2 – 30 cm	2,52	2,63	19,96	24,78	23,25	35,57	1,85
	3 – krusta	3,30	1,31	11,02	16,14	18,89	50,27	0,88
	3 – 10 cm	3,23	1,31	12,68	18,50	20,44	52,80	0,99
	3 – 30 cm	2,81	1,94	17,16	17,69	15,23	40,17	1,21
E - 2014	1 – krusta	0,30	0,15	5,23	11,51	16,07	66,74	0,49
	1 – 10 cm	0,85	0,24	4,71	16,30	22,58	55,31	0,78
	1 – 30 cm	0,99	0,18	10,62	15,12	26,01	47,07	1,08
	2 – krusta	1,37	0,21	15,64	15,86	20,08	46,83	1,07
	2 – 10 cm	2,36	0,59	13,95	26,04	18,24	38,82	1,43
	2 – 30 cm	1,87	0,40	184,80	20,95	19,16	42,82	1,24
	3 – krusta	1,13	0,28	17,11	18,81	23,48	39,18	1,48
	3 – 10 cm	3,65	0,26	21,14	14,63	25,02	32,31	1,78
	3 – 30 cm	6,30	0,34	37,65	14,14	24,02	17,55	3,19
F - 2014	1 – krusta	0,76	0,21	15,57	18,79	21,74	43,93	1,29
	1 – 10 cm	0,39	0,13	14,02	18,78	20,01	46,68	1,12
	1 – 30 cm	1,22	0,11	11,35	20,44	25,87	41,05	1,35
	2 – krusta	1,00	0,35	14,72	20,38	23,88	36,68	1,46
	2 – 10 cm	1,03	0,46	14,70	26,99	23,09	33,72	1,88
	2 – 30 cm	1,26	1,13	15,89	20,45	20,80	4075	1,42
	3 – krusta	1,81	0,52	7,49	10,69	12,49	45,31	1,56
	3 – 10 cm	2,75	1,27	9,31	15,30	16,08	35,39	1,10
	3 – 30 cm	2,18	1,09	16,99	27,22	27,86	41,41	1,68

Zjištěné výsledky koeficientu strukturnosti pro lokalitu Čejkovice jsou shrnuty v tabulce Tab. 27 a graficky znázorněny v grafu Graf. 21.

Tab. 27 Koeficient strukturnosti pro lokalitu Čejkovice

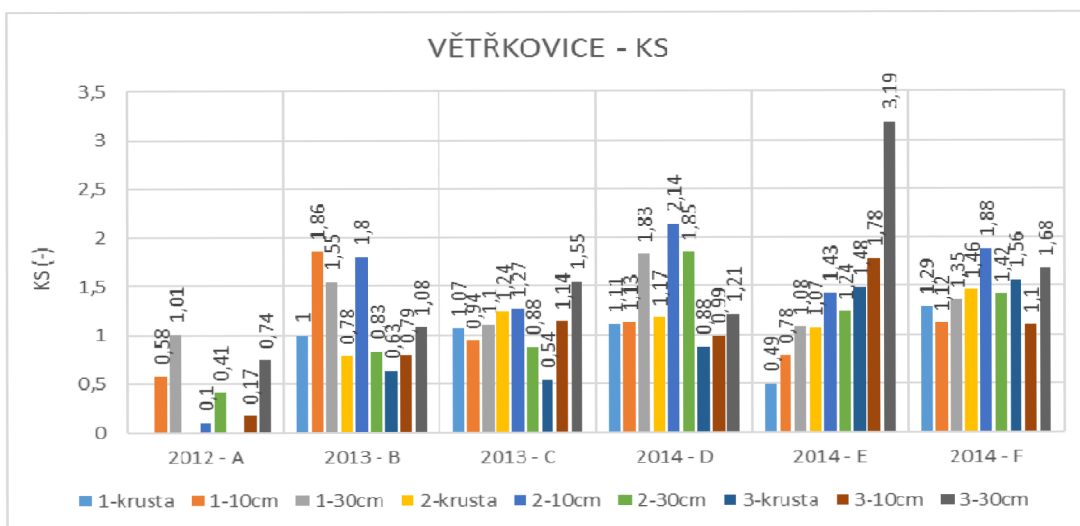
Místo odběru	Strukturní elementy (% hmot.)						KS	
	< 0,25	0,25-0,5	0,5-2	2-5	5-10	>10		
A - 2012	1 – 10 cm	3,36	1,24	11,66	18,20	24,91	40,64	1,27
	1 – 30 cm	9,33	2,93	22,67	22,70	16,80	21,07	2,29
	2 – 10 cm	6,43	1,46	14,20	21,72	25,27	30,91	1,64
	2 – 30 cm	5,36	1,63	14,92	22,14	26,11	29,84	1,84
	3 – 10 cm	2,71	1,39	12,34	22,97	24,44	35,15	0,79
	3 – 30 cm	2,93	1,58	16,80	20,93	23,84	33,89	1,72
B - 2013	1 – krusta	0,08	0,08	2,34	9,59	12,98	74,94	0,33
	1 – 10 cm	0,09	0,07	8,87	22,09	24,54	44,34	1,26
	1 – 30 cm	0,66	0,21	17,14	28,88	22,32	30,80	2,22
	2 – krusta	1,37	0,79	16,45	19,01	15,50	46,88	1,27
	2 – 10 cm	0,18	0,18	10,10	24,59	25,80	39,15	1,55
	2 – 30 cm	0,54	0,08	18,87	25,00	21,69	33,83	1,91
	3 – krusta	0,38	0,09	11,73	22,58	17,60	47,65	1,15
	3 – 10 cm	0,53	0,22	7,28	24,65	22,72	44,59	1,22
3 – 30 cm	1,26	0,42	20,20	26,90	20,02	31,20	2,10	
C - 2014	1 – krusta	0,63	0,29	12,78	26,54	19,32	35,12	1,64
	1 – 10 cm	0,28	0,28	11,54	23,19	20,74	43,96	1,26
	1 – 30 cm	0,98	0,36	13,26	31,63	22,66	31,10	2,12
	2 – krusta	0,50	0,37	19,23	26,82	22,27	44,56	1,52
	2 – 10 cm	0,90	0,38	20,92	27,48	17,76	26,96	2,39
	2 – 30 cm	1,53	0,40	21,55	24,87	18,39	33,27	1,87
	3 – krusta	0,74	0,55	14,87	22,57	18,71	42,55	1,31
	3 – 10 cm	0,67	0,51	15,06	32,55	19,72	31,01	2,14
	3 – 30 cm	1,54	0,48	12,25	42,53	20,73	19,47	3,76

Zjištěné výsledky koeficientu strukturnosti pro lokalitu Hustopeče jsou shrnuty v tabulce Tab. 28 a graficky znázorněny v grafu Graf. 22.

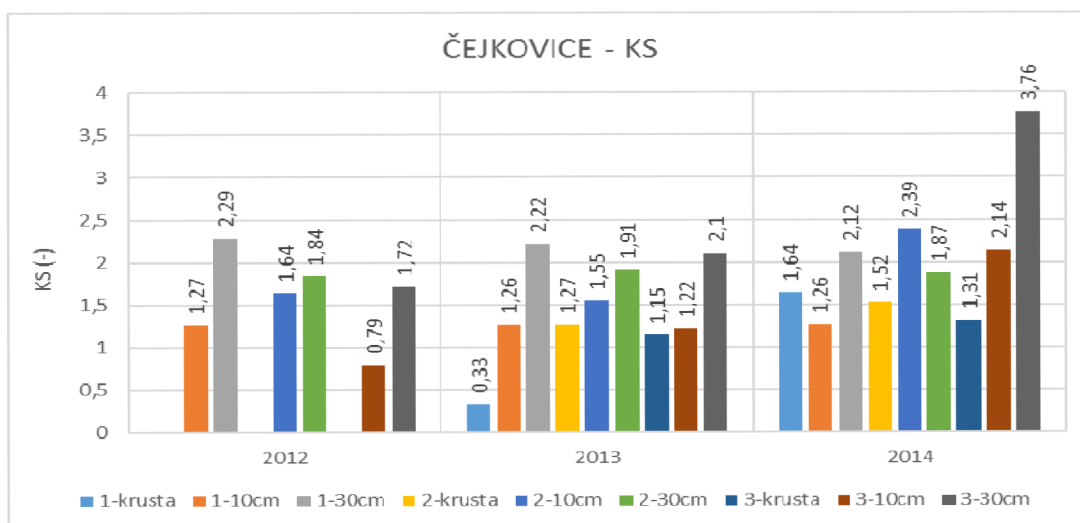
Tab. 28 Koeficient strukturnosti pro lokalitu Hustopeče

Místo odběru	Strukturní elementy (% hmot.)						KS	
	< 0,25	0,25-	0,5-2	2-5	5-10	>10		
2012	1 – 10 cm	3,65	1,55	18,96	18,05	15,23	39,56	1,31
	1 – 30 cm	6,99	1,78	15,22	23,68	18,83	33,49	1,47
	2 – 10 cm	3,72	2,40	19,21	23,65	20,29	30,73	1,90
	2 – 30 cm	10,20	1,64	9,65	11,48	10,38	56,65	0,50
	3 – 10 cm	3,10	1,71	12,72	15,62	18,39	48,45	0,94
	3 – 30 cm	3,31	1,53	7,89	9,54	14,50	63,23	0,50
2013	1 – krusta	0,96	0,24	14,73	13,77	24,67	45,63	1,15
	1 – 10 cm	1,16	0,13	15,89	21,45	20,80	40,57	1,40
	1 – 30 cm	0,94	0,35	18,85	17,68	23,30	38,88	1,51
	2 – krusta	0,99	0,18	10,62	15,12	26,01	47,07	1,08
	2 – 10 cm	1,04	0,26	8,93	14,55	25,89	49,33	0,99
	2 – 30 cm	1,09	0,24	16,25	22,36	24,42	35,65	1,72
	3 – krusta	1,37	0,21	15,64	15,86	20,08	46,83	1,07
	3 – 10 cm	1,22	0,10	10,35	21,44	25,85	41,05	1,37
	3 – 30 cm	1,45	0,13	12,09	30,90	32,05	23,38	3,03
2014	1 – krusta	1,04	0,26	8,93	14,55	25,89	49,33	0,99
	1 – 10 cm	1,20	0,75	10,73	11,14	14,96	61,21	0,60
	1 – 30 cm	1,54	0,83	22,16	26,87	16,04	32,55	1,94
	2 – krusta	0,57	0,20	4,97	13,91	19,33	61,04	0,62
	2 – 10 cm	0,80	0,27	4,90	17,67	18,33	58,04	0,70
	2 – 30 cm	0,88	0,35	7,26	22,17	18,22	51,13	0,92
	3 – krusta	0,30	0,15	5,23	11,51	16,07	66,74	0,49
	3 – 10 cm	0,39	0,20	3,86	8,51	8,57	78,47	0,27
	3 – 30 cm	1,14	0,53	10,95	26,43	19,81	4,14	1,38

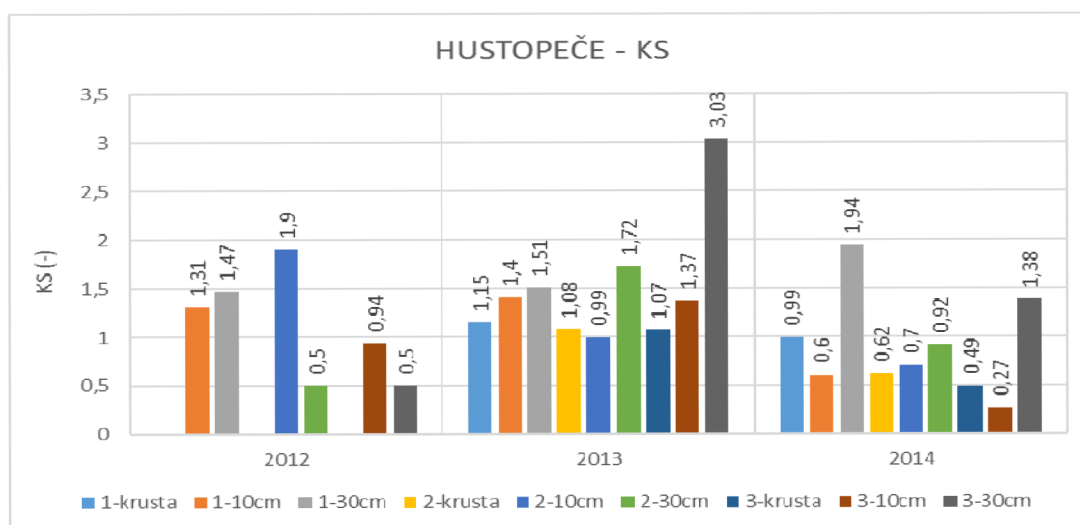
Graf. 20 Koeficient strukturnosti pro lokalitu Větrkovice



Graf. 21 Koeficient strukturnosti pro lokalitu Čejkovice



Graf. 22 Koeficient strukturnosti pro lokalitu Hustopeče



Vodostálost půdních agregátů byla stanovena metodou mokrého prosévání (Bartlová, Badalíková, 2011; Kandeler, 1996). Pro každé odběrné místo byla provedena tři měření, z nichž byla vypočítána střední hodnota. Výsledky středních hodnot pro lokalitu Větrkovice jsou shrnuty v tabulce Tab. 29, pro lokalitu Čejkovice a Hustopeče jsou shrnuty v tabulce Tab. 30.

Tab. 29 Zjištěná vodostálost půdních agregátů pro lokalitu Větrkovice

Místo odběru		Vodostálost (%)	Místo odběru		Vodostálost (%)
A - 2012	1 – krusta	5,75	D - 2014	1 – krusta	7,84
	1 – 10 cm	14,72		1 – 10 cm	18,79
	1 – 30 cm	18,57		1 – 30 cm	21,34
	2 – krusta	2,25		2 – krusta	9,55
	2 – 10 cm	18,69		2 – 10 cm	11,53
	2 – 30 cm	6,17		2 – 30 cm	17,45
	3 – krusta	3,25		3 – krusta	6,46
	3 – 10 cm	15,59		3 – 10 cm	11,71
	3 – 30 cm	15,34		3 – 30 cm	15,58
B - 2013	1 – krusta	3,75	E - 2014	1 – krusta	5,72
	1 – 10 cm	18,58		1 – 10 cm	19,79
	1 – 30 cm	14,33		1 – 30 cm	19,43
	2 – krusta	1,41		2 – krusta	11,41
	2 – 10 cm	13,08		2 – 10 cm	24,08
	2 – 30 cm	27,75		2 – 30 cm	27,75
	3 – krusta	6,00		3 – krusta	17,00
	3 – 10 cm	15,83		3 – 10 cm	21,25
	3 – 30 cm	11,25		3 – 30 cm	35,83
C - 2013	1 – krusta	27,23	F - 2014	1 – krusta	15,99
	1 – 10 cm	25,46		1 – 10 cm	20,78
	1 – 30 cm	31,5		1 – 30 cm	27,76
	2 – krusta	9,99		2 – krusta	21,15
	2 – 10 cm	19,54		2 – 10 cm	30,49
	2 – 30 cm	32,88		2 – 30 cm	29,12
	3 – krusta	27,00		3 – krusta	16,23
	3 – 10 cm	41,5		3 – 10 cm	18,96
	3 – 30 cm	34,66		3 – 30 cm	26,54

Tab. 30 Zjištěná vodostálost půdních agregátů pro lokalitu Čejkovice a Hustopeče

Místo odběru		Vodostálost (%)	Místo odběru		Vodostálost (%)
ČEJKOVICE - A - 2012	1 – 10 cm	9,45	HUSTOPEČE - 2012	1 – 10 cm	44,04
	1 – 30 cm	8,44		1 – 30 cm	47,25
	2 – 10 cm	16,76		2 – 10 cm	30,17
	2 – 30 cm	14,85		2 – 30 cm	35,18
	3 – 10 cm	20,22		3 – 10 cm	39,59
	3 – 30 cm	24,26		3 – 30 cm	36,92
ČEJKOVICE - B - 2013	1 – krusta	9,55	HUSTOPEČE - 2013	1 – krusta	15,63
	1 – 10 cm	14,58		1 – 10 cm	21,61
	1 – 30 cm	16,67		1 – 30 cm	30,45
	2 – krusta	9,00		2 – krusta	12,47
	2 – 10 cm	9,45		2 – 10 cm	28,52
	2 – 30 cm	8,59		2 – 30 cm	55,45
	3 – krusta	15,87		3 – krusta	15,64
	3 – 10 cm	20,20		3 – 10 cm	29,16
	3 – 30 cm	20,24		3 – 30 cm	34,40
ČEJKOVICE - C - 2014	1 – krusta	12,29	HUSTOPEČE - 2014	1 – krusta	9,93
	1 – 10 cm	18,19		1 – 10 cm	20,10
	1 – 30 cm	24,27		1 – 30 cm	27,88
	2 – krusta	13,77		2 – krusta	5,87
	2 – 10 cm	24,08		2 – 10 cm	16,63
	2 – 30 cm	21,42		2 – 30 cm	36,25
	3 – krusta	12,43		3 – krusta	14,86
	3 – 10 cm	19,15		3 – 10 cm	26,51
	3 – 30 cm	24,08		3 – 30 cm	29,12

Pomocí analýzy rozptylu bylo ověřeno, na hladině významnosti 0,05, zda hodnoty vodostátosti půdních agregátů mají statisticky významný vliv na rok odběru, termín odběru, hloubku odběru a místo odběru. Podrobné výsledky statistické analýzy jsou součástí přílohy č. 6. V tabulkách Tab. 31 – Tab. 33 jsou uvedeny hodnoty chyby prvního druhu p a statistická významnost mezi testovanými veličinami. Tam, kde bylo možné konstatovat, že rozdíly alespoň mezi dvěma skupinami existují byly provedeny dvouvýběrové t-testy popisující významné statistické rozdíly mezi jednotlivými skupinami a jsou obsaženy v příloze 7.

Tab. 31 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Větrkovice

Vliv	p	statistická významnost
ročníku	0,0479	významný rozdíl
termínu	0,000246	vysoce významný rozdíl
hloubky	0,863587	není rozdíl
krajinné polohy	0,170343	není rozdíl
technologie zpracování	0,0479	významný rozdíl

Tab. 32 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Čejkovice

Vliv	p	statistická významnost
ročníku	0,014114	významný rozdíl
termínu	0,0101342	vysoce významný rozdíl
hloubky	0,092294	významný rozdíl
krajinné polohy	0,014114	významný rozdíl

Tab. 33 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Hustopeče

Vliv	p	statistická významnost
ročníku	0,014091	významný rozdíl
termínu	$4,07 \cdot 10^{-0,5}$	vysoce významný rozdíl
hloubky	0,983789	není rozdíl
krajinné polohy	0,014091	významný rozdíl

Na všech lokalitách byla zaznamenána průkaznost rozdílu ročníkových hodnot vodostálosti půdních agregátů. Jak uvádí Whalen, Sampedro (2009); Procházková et al. (2011) struktura půdy je také značně ovlivněna průběhem počasí, má dynamický charakter. Některé sledované roky byly teplotně nadprůměrné a srážkově podprůměrné. Extrémní byl rok 2015 kvůli výraznému srážkovému deficitu a nadprůměrným teplotám v letních měsících.

Vodostálost půdních agregátů je půdní parametr, který označuje relativní množství půdních agregátů odolných rozplavení. Strukturní půdní krusta vzniká během deště, kdy dešťové kapky dopadají na půdní povrch a vedou k destrukci agregátů (Fox et al., 2004; Assouline, 2004, Badorreck, 2013). Stabilní agregáty jsou ve vodě stálé, oproti rychle se rozpadajícím, ve vodním prostředí nestálým pseudoagregátům. Podle Hlušičkové a Lhotského (1994) je půda označována jako strukturní, pokud obsahuje víc jak 60 % vodostálých agregátů. Podle Kutílka (1978) jsou u strukturních půd agregáty od sebe snadno oddělitelné, jsou velmi pevné a stabilní. Je zde lepší poměr mezi póry kapilárními a nekapilárními, také zde dochází k příznivější difúzi plynů. U půd nestrukturních může dojít k rozdrobení hmoty do větších či menších útvarů tzv. pseudoagregátů. V rámci práce byla zjišťována vodostálost půdních agregátů ve třech odběrných hloubkách – půdní krusty, ornice a podorničí. Vodostálost agregátů půdní krusty byla výrazně nižší než orniční a podorniční vrstva, analýza rozptylu ukázala, že hloubka odběru má vysoce významný vliv na vodostálost půdních agregátů. Badorreck et al. (2013) ve své studii uvádí, že rozpad agregátů má přímý vliv na vytvoření půdní krusty na povrchu půdy. Velikost, množství a stabilita vytvořených agregátů odráží podmínky půdního prostředí, které zahrnují faktory zlepšující agregaci půdních částic a také faktory způsobující jejich rozpad (Scott, 2000). Stabilita půdních agregátů vyjadřuje odolnost agregátů k rozpadu při vystavení potenciálnímu rozkladnému působení. Nejčastější koncept stability agregátů bývá aplikován ve vztahu k destruktivním účinkům vody (Hillel, 1980).

Na všech lokalitách hodnoty koeficientu strukturnosti a vodostálosti půdních agregátů neprokazovaly významné statistické rozdíly vztažené ke krajinné poloze svahu (akumulaci, transportní a eluviální zóně).

Z dosažených výsledků na lokalitě Větrkovice vyplývá, že není statisticky významný rozdíl mezi vodostálostí půdních agregátů na pozemcích zpracovaných klasickou a minimalizační technologií. Toto zjištění je překvapivé, protože řada studií uvádí opak. Hůla et al. (2010) zjistili, že po třech letech došlo u varianty orané ke zhoršení struktury ve srovnání s variantou minimalizační. Nejlepší struktura byla u varianty minimalizační v neobdělávané vrstvě půdy (0,15-0,30m). Při zpracování půdy založené na orbě může dojít k rychlejšímu zhoršování půdní struktury oproti méně hlubokému zpracování, které způsobuje nižší disturbanci půdy. Boguzas et al. (2010) uvádí, že minimalizační zpracování půdy a setí do nezpracované půdy zvýšilo množství vodostálých agregátů jak v hloubce 0-0,15 m, tak v 0,15-0,25 m ve srovnání s konvenčním zpracováním půdy. Toto zvýšení bylo statisticky významné již po prvním roce sledování. Epperlein (2003) sledoval pozitivní efekt přechodu z orby na bezorebné zpracování půdy. Podrývání mělo příznivý vliv na stabilitu půdní struktury, zvýšení infiltrace a biologické aktivity. Hůla a Procházková (2008) tento negativní efekt orby charakterizují tvorbou zhutnělé nestrukturní vrstvy, která se tvoří právě v podbrázdí. To může mít negativní dopad především na celkový vodní režim půdy, kdy se při dlouhodobějším dešti nemohou srážky vsakovat přes utužené podbrázdí, a může tak docházet k výrazným erozním smyvům. Minimalizační metody měly naopak v obou letech hodnoty KS vyrovnané v celém půdním profilu (0 – 0,30 m). Možné vysvětlení spočívá v krátké době aplikace minimalizační technologie na zkoumaných pozemcích.

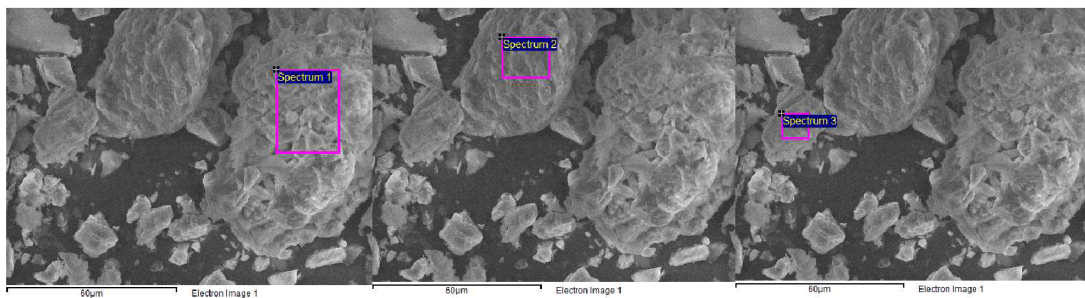
5.2 Půdní krusta

Jev na povrchu půdy označovaný jako půdní krusta přitahoval mnoho vědců po mnoho let kvůli jeho významnému vlivu na užívání půdy (Abu-Awwad, 1997). Vědci studovali a popisovali proces formování půdní krusty na plochách po celém světě. Snažili se najít řešení nepříznivého účinku půdní krusty na půdní produkci, půdní vodu a erozi půdy, které bylo založeno na jejich studiích o půdní krustě a procesu jejího formování. Náchylnost k tvorbě půdní krusty je běžná u aridních a semiaridních půd, kde je povrch půdy charakterizován nízkou hodnotou organického materiálu, vysokým obsahem jílovitých částic a nízkou stabilitou agregátů (El-Swaify et al., 1984; Arshad a Mermut, 1988; Abu-Awwad, 1997).

5.2.1 Skenovací analýza elektronovým mikroskopem

V rámci studijní stáže, která proběhla ve Velké Británii na Wolverhamptonské univerzitě na fakultě Faculty of Science and Engineering byla u části vzorků provedena skenovací analýza elektronovým mikroskopem a následně popsáno chemické spektrum jednotlivých prvků, které se nacházely v daném vzorku. Skenovací elektronový mikroskop (SEM) je přístroj určený k pozorování povrchů nejrůznějších objektů. Jeho velkou předností v porovnání se světelným mikroskopem je velká hloubka ostrosti. Umožňuje zobrazení povrchu vzorku ve vysokém rozlišení. Výsledný obraz je tvořen pomocí sekundárního signálu odražených nebo sekundárních elektronů. V komoře preparátu vzniká při interakci urychlených elektronů s hmotou řada dalších signálů, které nesou informaci o vzorku, např. prvkové složení preparátu. Výsledný černobílý obraz tedy vypovídá nejen o textuře povrchu ale i o jeho prvkovém složení.

Skenovací elektronová mikroskopie (SEM) byla použita u krust odebraných na lokalitě Větkovice, ploše F dne 28.06.2014 a na lokalitě Čejkovice dne 07.06.2014 na ploše C. Ze stejného vzorku půdní krusty byla provedena spektrální analýza povrchu krust ze tří rozdílných spekter.

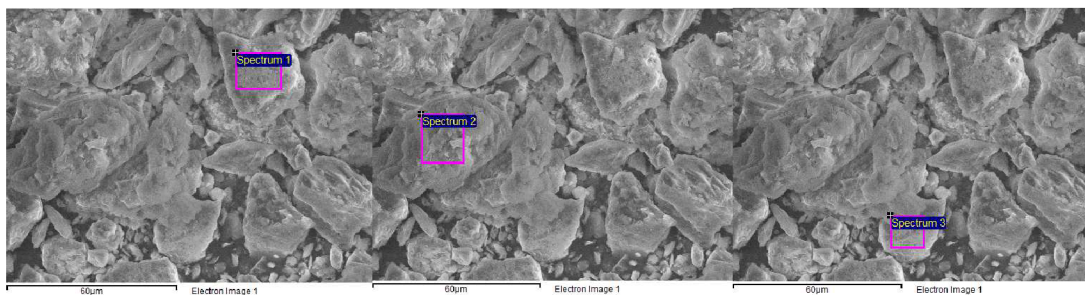


Obr. 26 Spektrální analýza metodou SEM půdní krusty odebrané z plochy F v lokalitě Větrkovice, akumulční zóna (Zdroj: vlastní)

Tab. 34 Chemické složení zkoumaných spekter půdní krusty
Větrkovice – akumulční zóna

Prvek	Spektrum 1 % hm.	Spektrum 2 % hm.	Spektrum 3 % hm.
CaCO ₃ - C	38,59	41,14	33,95
SiO ₂ – O ₂	41,49	39,20	42,56
Na	0,24	0,27	0,3
MgO - Mg	0,27	0,28	0,15
Al ₂ O ₃ - Al	2,60	3,39	3,99
SiO ₂ - Si	12,95	10,11	13,52
P	0,11	0,08	0,00
FeS ₂ - S	0,09	0,07	0,00
K	1,00	2,72	4,52
Ca	0,27	0,00	0,00
Ti	0,24	0,29	0,16
Fe	2,15	2,46	0,87

Ve vzorku půdní krusty odebrané v akumulční zóně spektrum č. 1 obsahovalo nejvíce kyslíku 41,49 % hm, dále uhlíku 38,59 % hm; spektrum č. 2 obsahovalo nejvíce uhlíku 41,14 % hm, dále kyslíku 39,20 = hm. a oproti spektru č. 1 neobsahovalo vápník; spektrum č. 3 obsahovalo nejvíce kyslíku 42,56 % hm, dále uhlíku 33,95 = hm. a oproti spektru č. 1 neobsahovalo vápník, síru a fosfor.

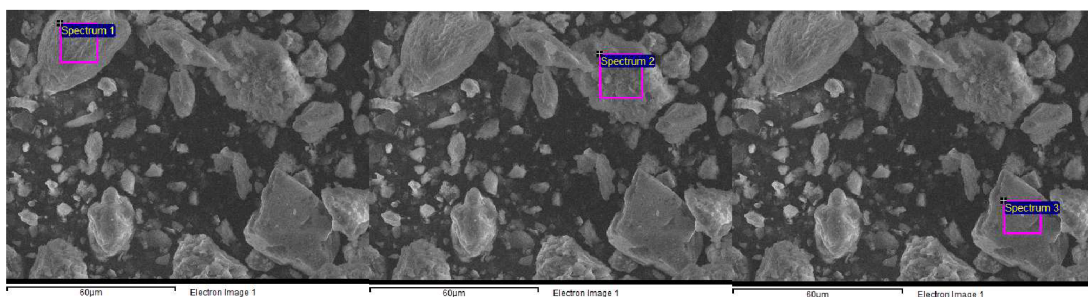


Obr. 27 Spektrální analýza metodou SEM půdní krusty odebrané z plochy F v lokalitě Větrkovice, transportní zóna (Zdroj: vlastní)

Tab. 35 Chemické složení zkoumaných spekter půdní krusty
Větrkovice – transportní zóna

Prvek	Spektrum 1 % hm.	Spektrum 2 % hm.	Spektrum 3 % hm.
CaCO ₃ - C	26,02	26,81	25,61
SiO ₂ - O ₂	48,66	48,69	46,43
Na	0,12	0,21	0,15
MgO - Mg	0,10	0,59	0,19
Al ₂ O ₃ - Al	1,09	4,62	1,73
SiO ₂ - Si	23,08	13,94	21,23
P	0,00	0,21	0,00
FeS ₂ - S	0,00	0,10	0,00
K	0,32	1,25	0,52
Ca	0,00	0,51	0,13
Ti	0,07	0,27	0,11
Fe	0,54	2,80	0,87

Ve vzorku půdní krusty odebrané v transportní zóně spektrum č. 1 obsahovalo nejvíce kyslíku 48,66 % hm, dále uhlíku 26,02 % hm a neobsahovalo fosfor, síru a vápník; spektrum č. 2 obsahovalo nejvíce kyslíku 48,69 % hm, dále uhlíku 26,81% hm. spektrum č. 3 obsahovalo nejvíce kyslíku 46,43 % hm, dále uhlíku 25,61% hm. a neobsahovalo síru a fosfor.

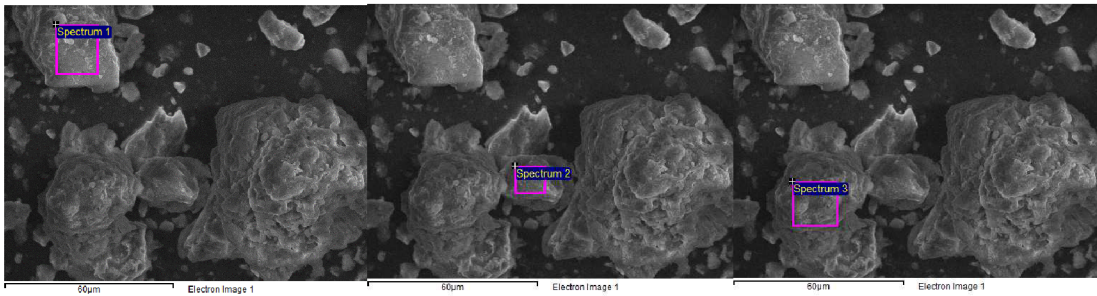


Obr. 28 Spektrální analýza metodou SEM půdní krusty odebrané z plochy F v lokalitě Větrkovice, eluviální zóna (Zdroj: vlastní)

Tab. 36 Chemické složení zkoumaných spekter půdní krusty
Větrkovice – eluviální zóna

Prvek	Spektrum 1 % hm.	Spektrum 2 % hm.	Spektrum 3 % hm.
CaCO ₃ - C	38,18	33,20	29,19
SiO ₂ - O ₂	42,67	44,31	44,62
Na	0,18	0,18	0,14
MgO - Mg	0,18	0,40	0,08
Al ₂ O ₃ - Al	1,51	4,28	4,35
SiO ₂ - Si	15,12	12,76	15,61
P	0,09	0,17	0,10
FeS ₂ - S	0,11	0,11	0,00
K	0,48	1,45	5,21
Ca	0,11	0,51	0,00
Ti	0,14	0,26	0,09
Fe	1,05	2,38	0,50
Cu	0,18	0,00	0,11

Ve vzorku půdní krusty odebrané v eluviální zóně spektrum č. 1 obsahovalo nejvíce kyslíku 42,67 % hm, dále uhlíku 38,18 % hm; spektrum č. 2 obsahovalo nejvíce kyslíku 44,62 % hm, dále uhlíku 33,20 % hm a neobsahovalo měď; spektrum č. 3 obsahovalo nejvíce kyslíku 44,62 % hm, dále uhlíku 29,19% hm. a neobsahovalo síru a vápník.

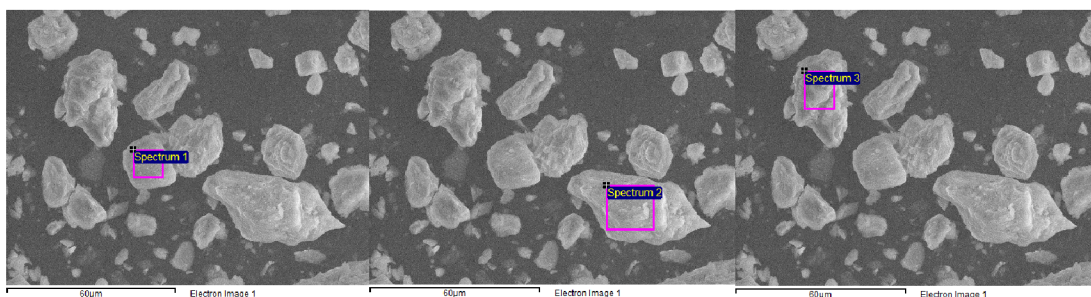


Obr. 29 Spektrální analýza metodou SEM půdní krusty odebrané z plochy C v lokalitě Čejkovice, akumulční zóna (Zdroj: vlastní)

Tab. 37 Chemické složení zkoumaných spekter půdní krusty
Čejkovice – akumulční zóna

Prvek	Spektrum 1 % hm.	Spektrum 2 % hm.	Spektrum 3 % hm.
CaCO ₃ - C	46,89	28,26	27,44
SiO ₂ - O ₂	39,05	48,79	49,28
Na	0,22	0,10	0,17
MgO - Mg	0,43	5,15	0,74
Al ₂ O ₃ - Al	2,03	1,73	4,74
SiO ₂ - Si	6,91	4,70	13,08
FeS ₂ - S	0,12	0,00	0,00
K	0,60	0,37	1,16
Ca	1,51	9,85	0,00
Ti	0,19	0,11	0,28
Fe	1,84	0,94	2,07
Cu	0,22	0,00	0,00

Ve vzorku půdní krusty odebrané v akumulční zóně spektrum č. 1 obsahovalo nejvíce uhlíku 46,89 % hm, dále kyslíku 39,05 % hm; spektrum č. 2 obsahovalo nejvíce kyslíku 48,79 % hm, dále uhlíku 28,26 % hm a neobsahovalo síru a měď; spektrum č. 3 obsahovalo nejvíce kyslíku 49,28 % hm, dále uhlíku 27,44% hm. a neobsahovalo síru, měď a vápník.

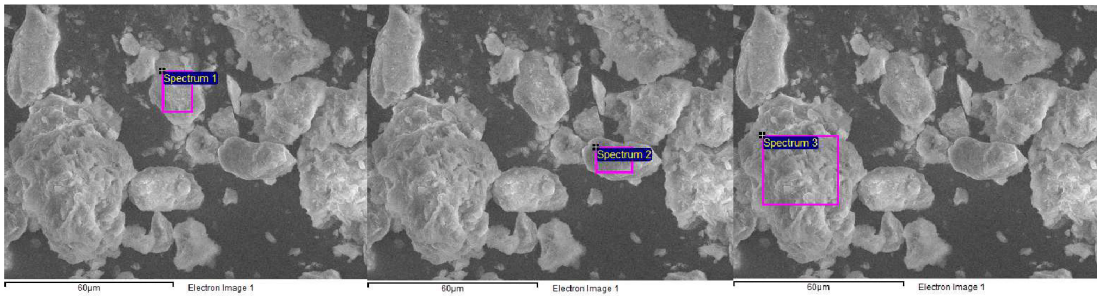


Obr. 30 Spektrální analýza metodou SEM půdní krusty odebrané z plochy C v lokalitě Čejkovice, transportní zóna (Zdroj: vlastní)

Tab. 38 Chemické složení zkoumaných spekter půdní krusty
Čejkovice – transportní zóna

Prvek	Spektrum 1 % hm.	Spektrum 2 % hm.	Spektrum 3 % hm.
CaCO ₃ - C	43,84	41,21	38,93
SiO ₂ - O ₂	37,91	40,23	43,39
Na	1,31	0,12	0,10
MgO - Mg	0,20	0,26	0,21
Al ₂ O ₃ - Al	3,87	1,36	1,02
SiO ₂ - Si	10,11	14,25	14,60
P	0,00	0,08	0,00
FeS ₂ - S	0,07	0,00	0,00
K	0,26	0,37	0,24
Ca	1,83	0,75	0,69
Ti	0,00	0,06	0,00
Fe	0,60	0,92	0,57
Cu	0,00	0,10	0,00
Mo	0,00	0,27	0,04

Ve vzorku půdní krusty odebrané v transportní zóně spektrum č. 1 obsahovalo nejvíce uhlíku 43,84 % hm, dále kyslíku 37,91 % hm a neobsahovalo fosfor, titan, měď, molybden; spektrum č. 2 obsahovalo nejvíce uhlíku 41,219 % hm, dále kyslíku 40,23 % hm a neobsahovalo síru; spektrum č. 3 obsahovalo nejvíce kyslíku 43,39 % hm, dále uhlíku 38,93% hm. a neobsahovalo fosfor, síru, titan a měď.



Obr. 31 Spektrální analýza metodou SEM půdní krusty odebrané z plochy C v lokalitě Čejkovice, eluviální zóna (Zdroj: vlastní)

Tab. 39 Chemické složení zkoumaných spekter půdní krusty
Čejkovice – eluviální zóna

Prvek	Spektrum 1 % hm.	Spektrum 2 % hm.	Spektrum 3 % hm.
CaCO ₃ - C	38,49	53,61	40,82
SiO ₂ – O ₂	41,84	31,74	42,36
Na	0,15	0,16	0,36
MgO - Mg	0,72	0,31	0,39
Al ₂ O ₃ - Al	5,21	1,29	2,42
SiO ₂ - Si	8,49	7,51	9,08
P	0,09	0,10	0,10
FeS ₂ - S	0,09	0,11	0,09
K	2,44	0,52	0,76
Ca	0,85	1,09	1,78
Ti	0,12	0,13	0,14
Fe	1,61	3,27	1,70
Cu	0,00	0,16	0,00

Ve vzorku půdní krusty odebrané v transportní zóně spektrum č. 1 obsahovalo nejvíce kyslíku 41,84 % hm, dále uhlíku 38,49 % hm a neobsahovalo měď; spektrum č. 2 obsahovalo nejvíce uhlíku 53,61 % hm, dále kyslíku 31,74 % hm; spektrum č. 3 obsahovalo nejvíce kyslíku 42,36 % hm, dále uhlíku 40,82% hm. a neobsahovalo měď.

Skenovací analýza elektronovým mikroskopem ukázala, že půdní krusta v lokalitě Větrkovice obsahovala mnoho jemným částic s malým prostorem pro půdní póry, což značí vyšší objemovou hmotnost a nižší pórovitost, toto potvrzují i výsledky objemové hmotnosti a pórovitosti uvedené v tabulkách Tab. 8 a Tab. 14, objemová

hmotnost redukovaná překračovala kritické hodnoty a pórovitost nedosahovala kritických hodnot stanovených Lhotským (1984) uvedených v Tab. 1 a Tab. 2.

Skenovací analýza elektronovým mikroskopem ukázala, že půdní krusta v lokalitě Čejkovice obsahovala větší částice s větším prostorem pro půdní vzduch. Toto bylo potvrzeno i výsledky objemové hmotnosti a pórovitosti uvedené v tabulkách Tab. 9 a Tab. 15, objemová hmotnost redukovaná nepřekračovala kritické hodnoty a pórovitost dosahovala kritických hodnot stanovených Lhotským (1984) uvedených v tabulkách Tab. 1 a Tab. 2.

Klasifikace a zobrazení struktury půdy je velmi důležitá ve studiu, které ilustruje dynamické procesy tvoření půdní krusty. Jedná se o jednu z možností k pochopení procesů zalepení půdních pórů vedoucích k tvorbě půdní krusty. (Zejun et al., 2002). Srovnání s jinými autory je poměrně obtížné, protože nebyl proveden dostatečný počet měření. Zejun et al., 2002 ve své studii uvádí, že pokud metoda SEM ukáže, že na povrchu půdy dochází k nahromadění jemnějších částic nebo malých mezer mezi většími částicemi bude mít půda tendenci ke zhutnění, jako větší objemovou hmotnost a nižší pórovitost, což bylo v této práci potvrzeno.

Spektrální analýza obsažených prvků zobrazuje poměrně široké spektrum zastoupení různých prvků a vypovídá o nehomogenitě povrchu u strukturních krust. Většina autorů se zabývá v kontextu zastoupení chemických prvků obsažených ve vzorku půdní krusty krustami chemickými a biologickými.

5.2.2 Vztah mezi vodostí půdních agregátů a obsahem jílovitých částic

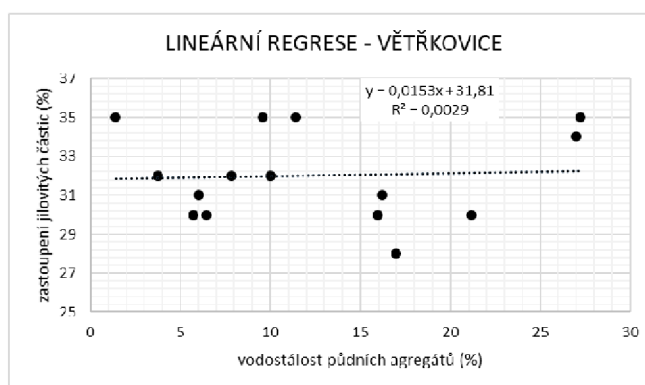
Během posledních desetiletí bylo zjištěno široké spektrum půdních charakteristik, které ovlivňují vznik a vývoj půdní krusty. Jednou z významných charakteristik je půdní textura. Půdní krusta se vytváří zejména na povrchu hlinitých a jílovitých půd při jejich nesprávném obhospodařování. Heil et al. (1997) zdůraznil význam hlinité a jílovité frakce jako hlavní ukazatel vývoje půdní krusty, protože jsou důležité pro velikost agregátů, sílu a stabilitu.

V rámci práce byla testována pomocí korelační a regresní analýzy těsnost vztahu mezi zjištěnou stabilitou půdních agregátů půdní krusty a zjištěným obsahem jílovitých částic půdní krusty. Testování výsledků bylo rozděleno do dvou skupin,

podle lokalit experimentálních ploch. První skupinou byla lokalita Větrkovice. Bylo zde odebráno z 8 experimentálních ploch, půdním druhem byla kambizem dystrická, která je nejrozšířenějším půdním druhem v České republice. Druhou skupinou byla lokalita Čejkovice a Hustopeče. Zde bylo odebráno z 5 experimentálních ploch, půdním druhem obou lokalit byla černozem na spraši.

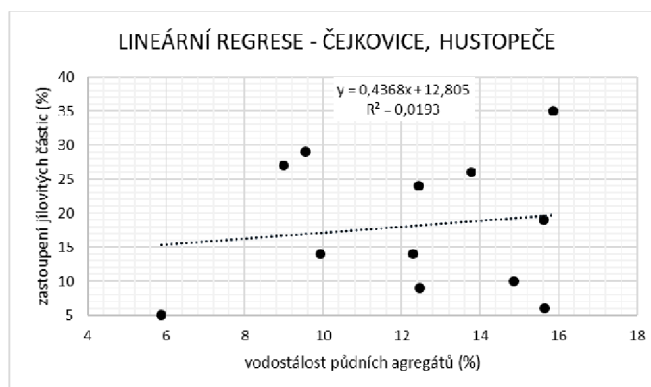
Korelační analýza a regresní analýza pro lokalitu Větrkovice byla provedena z hodnot stanovených pro půdní krustu z tabulek Tab. 20 a Tab. 29. Pearsonův korelační koeficient byl vypočten $r = 0,05367$. Lineární regresní analýza je graficky zpracována v grafu Graf. 23.

Graf. 23 Lineární regresní závislosti hodnot zrnitostní frakce < 0,01 mm v % a hodnot vodostálosti půdních agregátů v % pro lokalitu Větrkovice



Korelační analýza a regresní analýza pro lokality Čejkovice a Hustopeče byla provedena z hodnot stanovených pro půdní krustu z tabulek Tab. 21, 22 a Tab. 30. Pearsonův korelační koeficient byl vypočten $r = 0,1388$. Lineární regresní analýza je graficky zpracována v grafu Graf. 24.

Graf. 24 Lineární regresní závislosti hodnot zrnitostní frakce < 0,01 mm v % a hodnot vodostálosti půdních agregátů v % pro lokality Čejkovice a Hustopeče



V obou případech byly na sobě testované veličiny statisticky nezávislé. Matematický popis pomocí lineární regresní analýzy byl nepřesný. Na formování půdní krusty má obsah jílovitých částic významný vliv. Gallardo-Carrera et al. (2007) uvádí, že na formování půdní krusty na povrchu půdy závisí nejen velikost půdních agregátů, ale i jejich citlivost k rozplavení, která je závislá na textuře a momentální vlhkosti půdy. Strukturní půdní krusta vzniká z mikro-částic, které jsou produkovány rozbitím půdních agregátů ve vodním prostředí (Gallardo-Carrera et al., 2007). Assouline, Ben-Hur (2006) uvádí, že na proces zalepení půdy a následný vznik půdní krusty má vliv mnoho faktorů, mezi které patří i intenzita dešťových srážek, sklon a délka svahu. Pro testování vzájemného vztahu mezi vodostí půdních agregátů a obsahem jílovitých částic by bylo vhodnější provádět pouze laboratorní testy, kdy bude zajištěna stále stejná teplota, intenzita srážek a doba jejich trvání a jednotný sklon a délka svahu.

5.3 Infiltrace

Mnoho vědců po celém světě se zabývá infiltrací srážkové vody do půdy, erozí a ochranou před ní. Vsakování neboli infiltrace vody do půdy ovlivňuje značnou měrou vodní režim půdy, intenzitu povrchového odtoku a zásoby podzemní vody. (Kutílek, 1966). Infiltrace vody do půdy je přímo úměrná stabilitě půdní struktury (Tisdall a Adem 1986), velikosti, objemu a struktuře pórů (Patel a Singh 1981; Ankeny et al., 1990). Struktura povrchové vrstvy podstatným způsobem ovlivňuje rychlost vsakování vody do půdy a má tedy rozhodující vliv na vznik povrchového odtoku a tím i na erozi půdy (Tippl et al., 2001).

V rámci práce byla infiltrační schopnost půdy opakovaně měřena pomocí dvouválcové metody, minidiskového infiltrometru a modifikovaného simulátoru deště dle Kamphorsta. Na experimentálních plochách, na nichž byly infiltrační testy prováděny, se vyskytovala půdní krusta, která nebyla před započítáním měření z povrchu odstraněna. Cílem měření bylo změřit a vyhodnotit infiltrační schopnost půdy, která má na svém povrchu půdní krustu v terénních podmínkách. V kapitole je jednotné značení výsledků číslicí 1 pro zónu akumulace, 2 pro zónu transportní a 3 pro zónu eluvia.

5.3.1 Momentální vlhkost

Před započítáním infiltračních testů byly odebrány neporušené půdní vzorky pro stanovení momentální vlhkosti. V každém odběrném místě byly odebrány tři vzorky, z výsledků byl vypočítán aritmetický průměr. Výsledky středních hodnot pro lokalitu Větrkovice jsou shrnuty v tabulce Tab. 40, pro lokalitu Čejkovice tabulce Tab. 41 a Hustopeče jsou shrnuty v tabulce Tab. 42.

Tab. 40 Momentální vlhkost v % obj. pro lokalitu Větrkovice

plocha	datum	1 - 10 cm	1 - 30 cm	2 - 10 cm	2 - 30 cm	3 - 10 cm	3 - 30 cm
B	15.06.2013	31,9	33,3	30,5	31,9	33,2	34,2
B	19.07.2013	15,5	17,9	15,0	15,0	13,5	14,2
B	03.08.2013	16,8	19,0	14,8	16,7	13,5	15,1
C	15.06.2013	32,5	35,0	33,1	35,7	35,5	39,3
C	19.07.2013	16,6	17,4	17,3	19,0	14,8	17,3
C	03.08.2013	19,3	21,5	6,6	17,4	32,5	35,5
D	31.05.2014	17,6	18,6	18,4	19,6	19,6	20,9
D	04.07.2014	18,4	19,6	18,8	21,4	21,37	21,56
D	02.08.2014	11,2	14,0	10,7	11,9	12,4	15,1
E	31.05.2014	17,6	18,6	20,4	23,1	20,6	23,1
E	04.07.2014	20,8	24,9	20,4	23,4	22,7	25,7
E	02.08.2014	9,1	12,6	10,5	11,2	12,4	15,1
F	28.06.2014	17,63	18,67	18,37	19,64	19,65	20,96
F	12.07.2014	18,37	19,56	18,68	21,43	21,37	21,56
F	03.08.2014	22,56	21,17	28,14	23,56	20,96	29,99
G	01.06.2015	10,2	12,7	10,9	18,2	11,5	12,4
G	03.07.2015	8,3	8,5	8,9	8,9	8,2	8,3
H	03.07.2015	7,2	7,1	7,2	8,0	8,9	8,9

Tab. 41 Momentální vlhkost v % obj. pro lokalitu Čejkovice

plocha	datum	1 - 10 cm	1 - 30 cm	2 - 10 cm	2 - 30 cm	3 - 10 cm	3 - 30 cm
B	05.05.2013	16,11	20,15	10,13	14,61	12,50	19,12
B	02.07.2013	13,32	15,72	13,58	14,09	13,85	13,15
B	27.09.2013	11,03	12,06	10,70	10,81	7,06	14,27
C	07.06.2014	10,28	14,44	10,22	10,37	15,92	19,93
C	20.07.2014	11,57	13,49	9,54	12,87	10,11	12,34
C	06.09.2014	28,35	30,13	24,42	28,77	22,76	26,47
D	11.05.2015	13,45	17,76	11,82	13,54	7,67	10,78
D	01.07.2015	5,67	5,94	2,83	3,45	1,42	1,70
D	25.09.2015	14,59	15,61	14,05	17,53	17,59	21,56

Tab. 42 Momentální vlhkost v % obj. pro lokalitu Hustopeče

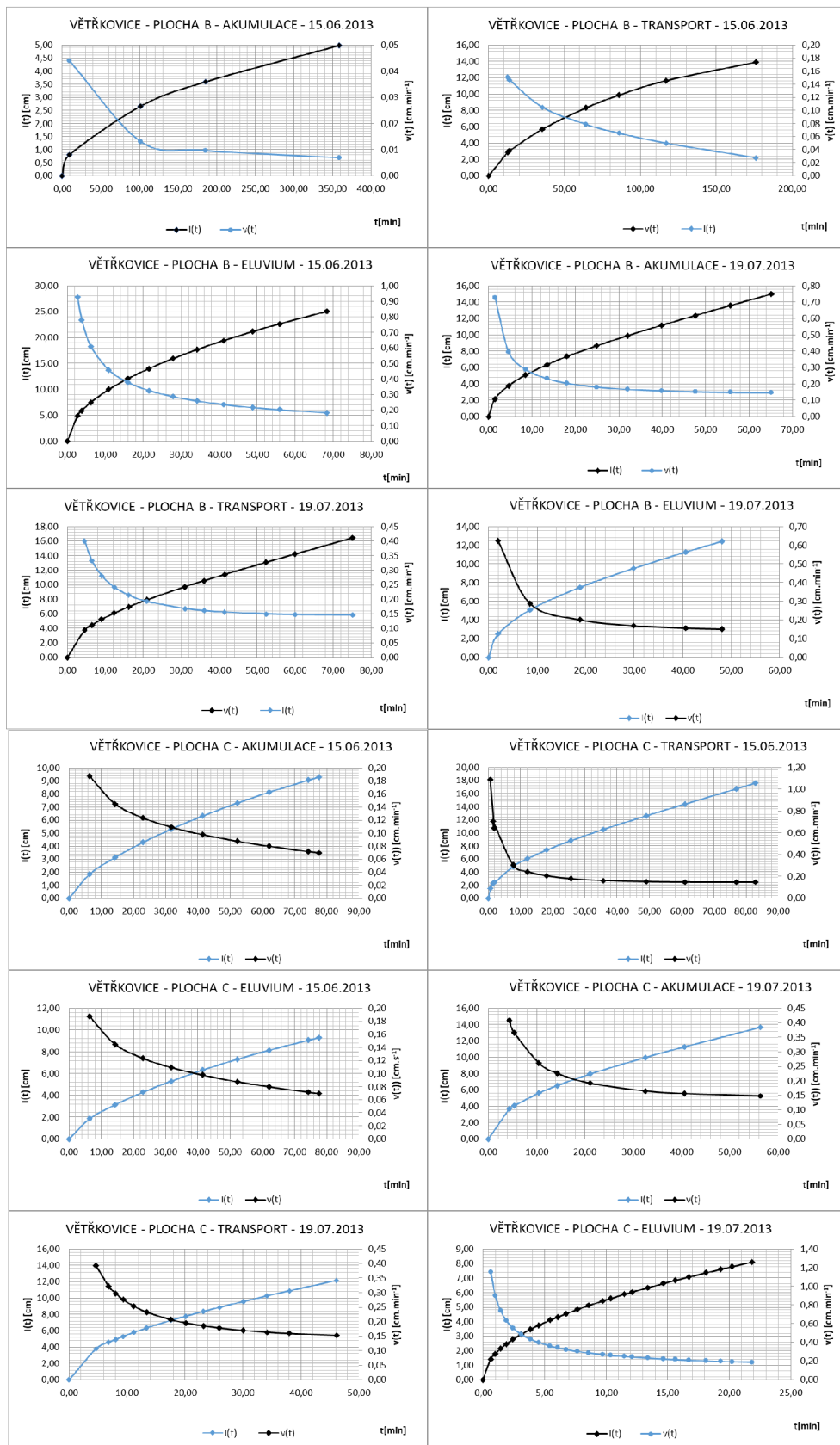
datum	1 - 10 cm	1 - 30 cm	2 - 10 cm	2 -30 cm	3 - 10 cm	3 -30 cm
05.05.2013	24,39	27,85	22,23	30,05	29,87	32,33
02.07.2013	18,60	19,75	18,14	20,57	17,34	21,62
27.09.2013	22,19	24,21	20,10	24,30	14,28	20,57
01.10.2013	32,25	31,46	28,53	32,85	34,60	38,57
19.04.2014	35,59	33,45	32,97	36,54	31,12	37,87
20.07.2014	16,54	17,45	15,97	14,56	13,25	17,34
20.09.2014	15,67	18,45	24,83	25,64	31,56	30,59
11.05.2015	12,23	14,56	11,57	13,56	9,57	9,23
01.07.2015	5,56	7,41	6,03	6,98	4,33	4,99
25.09.2015	9,98	10,35	9,03	11,26	5,56	7,14

Průběh infiltrace, hlavně v počáteční fázi, je funkcí momentální vlhkosti (Kutílek, 1978). Zvýšená vlhkost půdy zmenšuje intenzitu infiltrace. Vlhkost půdy má vliv na objem uzavřeného vzduchu a na stabilitu polostabilních agregátů, takže hodnoty rychlosti vsaku se podstatněji mění v čase u suché půdy než u půdy vlhké (Kutílek, 1966). Na všech sledovaných lokalitách byl stejný trend rozložení vlhkosti v roce. V jarních měsících byla vlhkost vyšší oproti letním měsícům a nejnižší byla na konci vegetačního období. Bedrna, 1984; Fulajtár, 1986 uvádí, že výskyt letních minim vlhkosti ve vegetačním období je od června do srpna a ten je významný a mnoha autory komentovaný. Srážky a teplota jsou jedny z nejdůležitějších faktorů ovlivňujících momentální vlhkost. Nejnižší hodnoty byly zaznamenány v roce 2015, který byl srážkově podprůměrný a teplotně nadprůměrný.

5.3.2 Dvouválcová metoda

Hodnoty z měření infiltrace dvouválcovou metodou byly vyhodnoceny pomocí tříparametrické rovnice Philipova typu, byla vypočítána infiltrační rychlost $v(t)$ (9) a kumulativní infiltrace $I(t)$ (10). V každém odběrném místě byly provedeny dvě měření, z nichž byl vypočítán aritmetický průměr. Grafy Graf. 25 popisují průběh kumulativní infiltrace $I(t)$ a infiltrační rychlosti $v(t)$.

Graf. 25 Průběh kumulativní infiltrace $I(t)$ v cm a rychlosti infiltrace $v(t)$ v $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$ měřené pomocí dvouválcové metody v lokalitě Větrkovice



Hlavním půdním druhem na experimentálních plochách byla klasifikována písčitohlinitá a hlinitá půda. Rychlost infiltrace se pohybovala průměrně okolo $5 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ na začátku pokusu až po hodnoty okolo $1,2 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ na konci pokusu.

Vičanová et al. (2008) prováděli v roce 2008 terénní měření na kambizemích, půdním druhem byly půdy hlinitopísčité. Měřením byla porovnáována rychlost infiltrace na orné půdě a na TTP pomocí dvouválcové výtopové metody. Rychlost infiltrace vody do půdy na orné půdě nepřesáhla $6 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$. Také Mašíček et al. (2011) měřili v roce 2009 na orné půdě na kambizemích, hlinitých až písčitohlinitých půdách. Při prvním výjezdu byla průměrná rychlost infiltrace $0,4\text{--}0,5 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$, při druhém výjezdu se rychlost pohybovala v rozmezí $1,6\text{--}2,0 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$, při třetím výjezdu se hodnoty pohybovaly mezi $0,25\text{--}0,85 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$, u čtvrtého výjezdu byla průměrná rychlost infiltrace $0,85\text{--}2,0 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$. Kameníčková (2009) posuzovala infiltrační schopnost u klasické a minimalizační technologie zpracování půdy. Měření byla charakteristická svou vyrovnaností a rozptyl hodnot byl mezi $0,5\text{--}1,5 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$. Rozdíl mezi klasickým a minimalizačním zpracováním byl $0,5 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$.

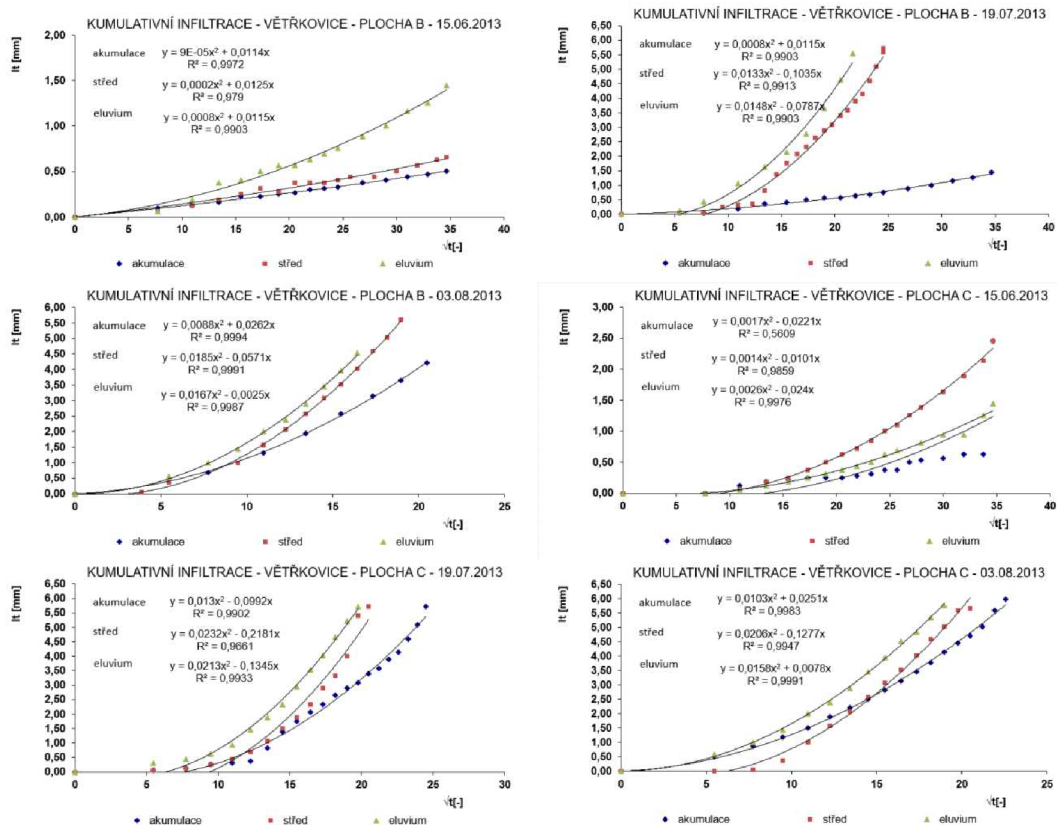
Od měření kumulativní infiltrace touto metodou se v dalších letech měření ustoupilo. Na pozemcích všech experimentálních ploch se vyskytovala půdní krusta. Zapuštění dvou válců do půdy bylo na pozemcích s půdní krustou velmi problematické. Docházelo k rozrušení půdní krusty na povrchu půdy a tím ke zkreslení výsledků vlivem vzniklých preferenčních cest. Při správném založení pokusu byla rychlost infiltrace zpočátku vysoká a poté se rychle snižovala, docházelo k utěsnění povrchu půdy a velmi zdlouhavému, několikahodinovému měření, proto bylo nemožné zajistit měření infiltrací tak, aby byly všechny body měření testovány ve stejném stavu. Na pozemcích hospodaří různé subjekty s vlastními plány agrotechnických operací, mohlo by se stát, že jeden pozemek by byl měřen před agrotechnickým zásahem a další po určité agrotechnické operaci. Pro stanovení kumulativní infiltrace byly proto prováděny infiltrační měření pomocí minidiskového infiltrometru. Použití tenzních infiltrometrů pro měření a stanovení kumulativní infiltrace na pozemcích s půdní krustou na povrchu provádí celá řada autorů (Malam Issa et al., 2004).

5.3.3 Minidiskový infiltrometr

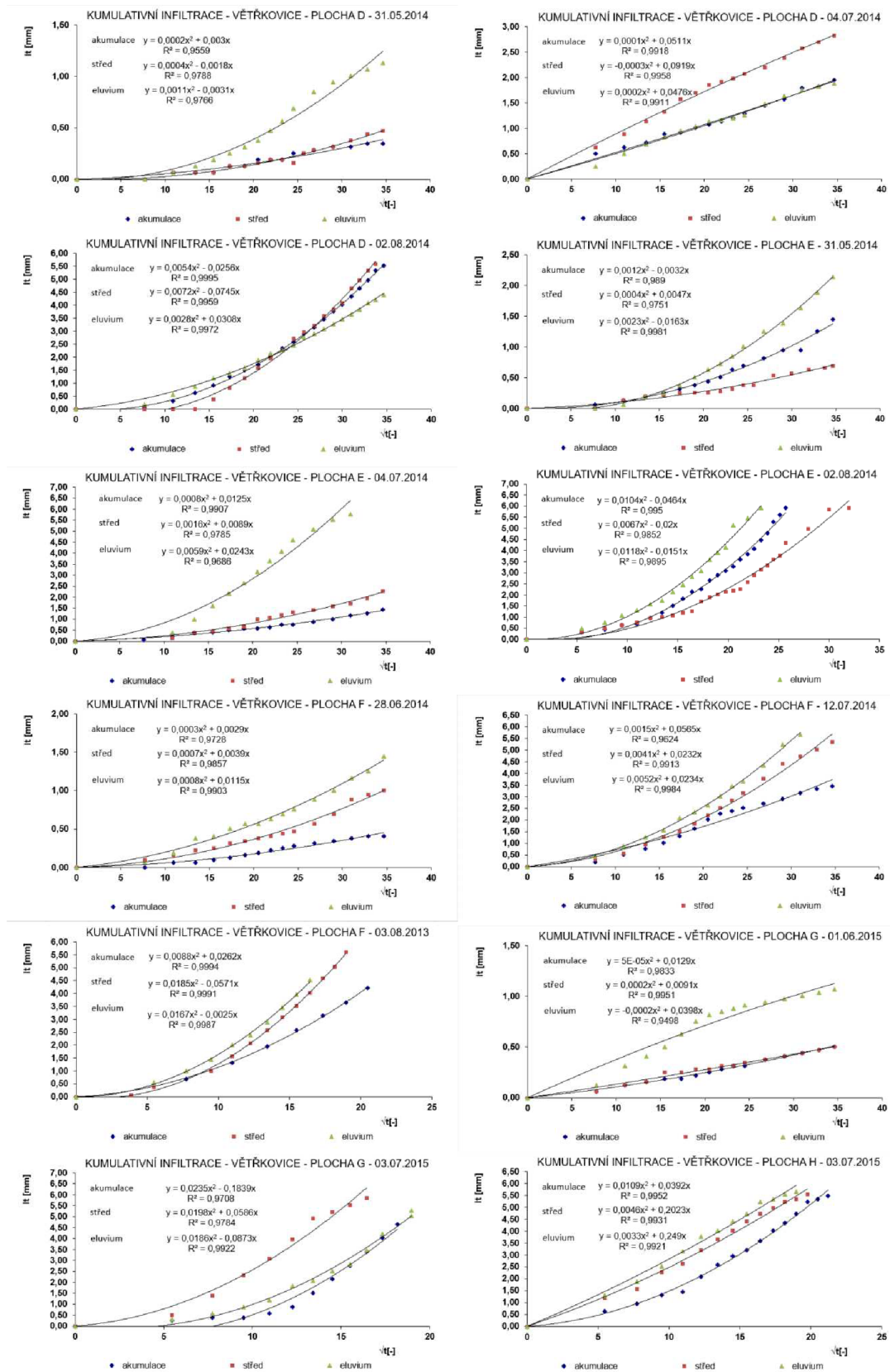
Hodnoty z měření metodou minidiskových infiltrometrů byly vyhodnoceny pomocí tabulkového procesu Excel vycházejícího ze Zhangovy metody (1997) zpracovaného firmou Decagon Devices Inc. Z těchto hodnot byla stanovena kumulativní infiltrace (přepočítaná ze zainfiltrovaného objemu pomocí infiltrační plochy). Následně byla vynesena grafická závislost kumulativní infiltrace na druhé mocnině času. Parametr C_1 potřebný pro výpočet nenasyčené hydraulické vodivosti byl stanoven proložení bodů grafu polynomickou funkcí 2. stupně. Zároveň byla zobrazena hodnota spolehlivosti R . V každém odběrném bodě proběhla tři měření, výsledky jsou prezentovány jako aritmetický průměr z jednotlivých měření.

Grafy zobrazené v Graf. 26 – Graf. 29 popisují průběhy kumulativních infiltrací $I(t)$.

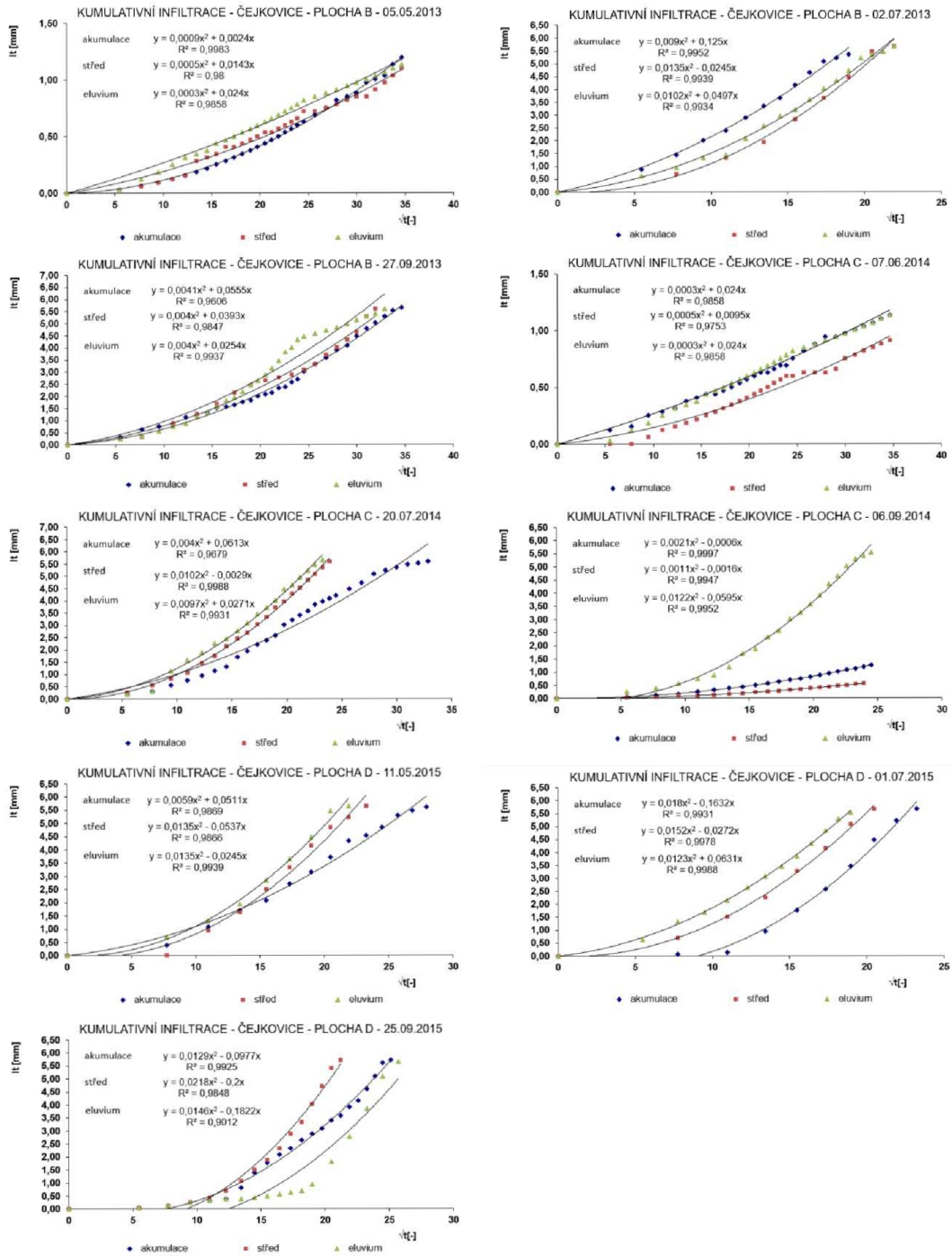
Graf. 26 Průběh kumulativní infiltrace $I(t)$ v cm měřené pomocí minidiskového infiltrometru v lokalitě Větrkovice



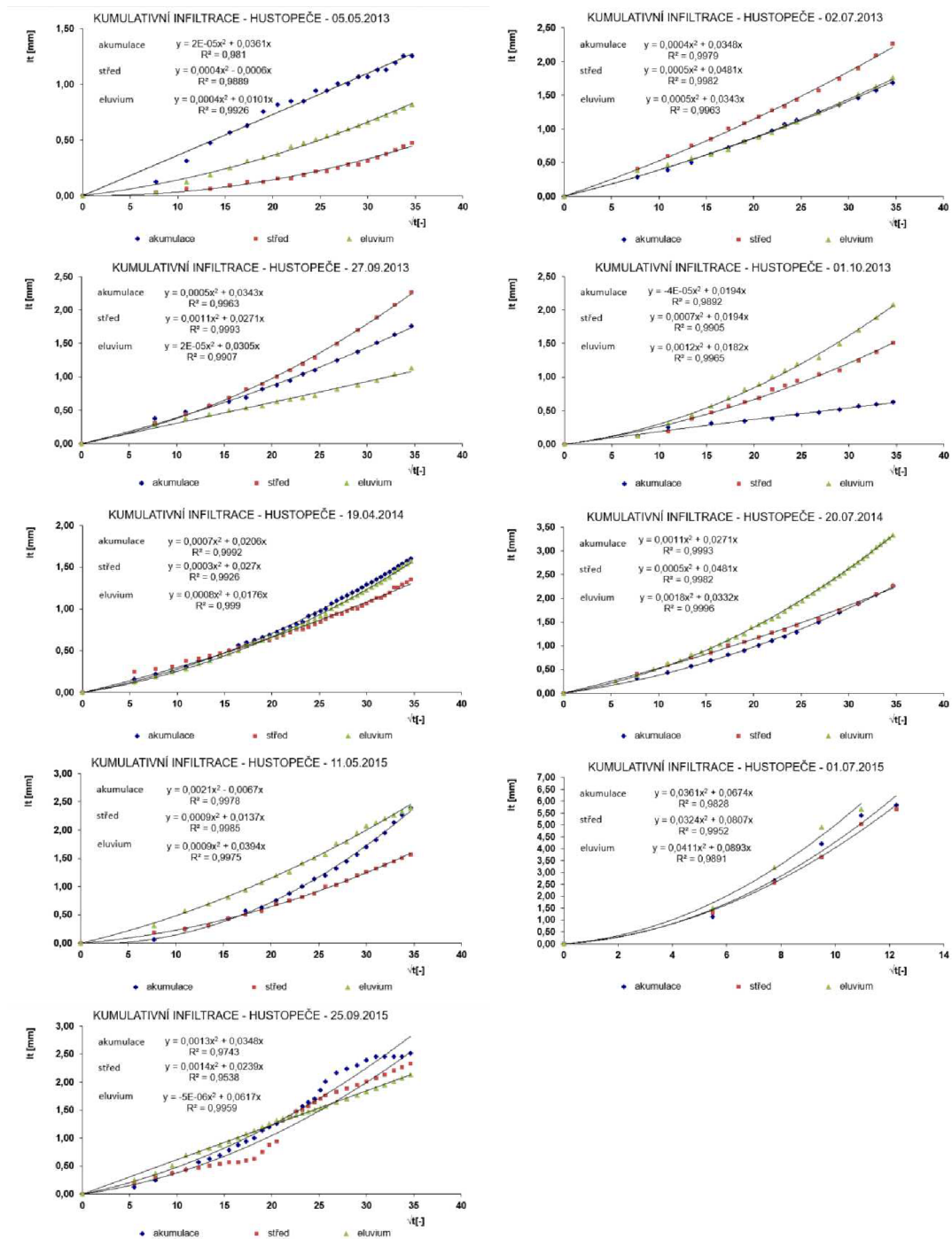
Graf. 27 Průběh kumulativní infiltrace $I(t)$ v cm měřená pomocí minidiskového infiltrometru v lokalitě Větrkovice



Graf. 28 Průběh kumulativní infiltrace $I(t)$ v cm měřené pomocí minidiskového infiltrometru v lokalitě Čejkovice



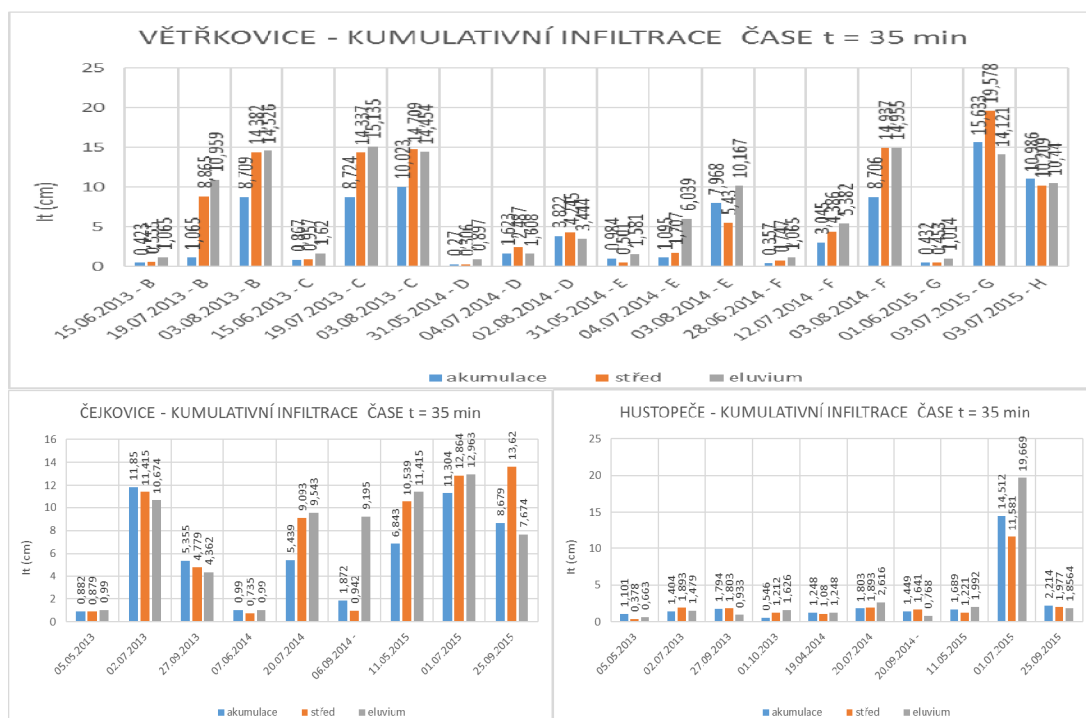
Graf. 29 Průběh kumulativní infiltrace $I(t)$ v cm měřená pomocí minidiskového infiltrometru v lokalitě Hustopeče



Grafy Graf. 30 zobrazují kumulativní infiltraci (přepočítaná ze zainfiltrace objemu pomocí infiltrační plochy) v čase zasakování $t = 35$ min. Toto grafické zobrazení bylo zvoleno pro lepší prezentaci a srovnání výsledků. Čas měření $t = 35$ min byl stanoven z výsledků měření Assouline et. al (2016), která uvádí, že při

měření infiltrace na půdě s půdní krustou se infiltrované množství vody drasticky redukuje od 35 minut a infiltrační křivky mají pomalejší průběh.

Graf. 30 Kumulatvní infiltrace $I(t)$ v cm (přepočítaná ze zainfiltrovaného objemu pomocí infiltrační plochy) v čase zasakování $t = 35$ min



Pomocí analýzy rozptylu bylo ověřeno, na hladině významnosti 0,05, zda hodnoty kumulativních infiltrací v čase $t = 35$ minut mají statisticky významný vliv na rok odběru, termín odběru a místo odběru. Podrobné výsledky statistické analýzy jsou součástí přílohy č. 8. V tabulkách Tab. 43 – Tab. 45 jsou uvedeny hodnoty chyby prvního druhu p a statistická významnost mezi testovanými veličinami. Tam, kde bylo možné konstatovat, že rozdíly alespoň mezi dvěma skupinami existují byly provedeny dvouvýběrové t -testy popisující významné statistické rozdíly mezi jednotlivými skupinami a jsou obsaženy v příloze 9.

Tab. 43 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Větrkovice

Vliv	p	statistická významnost
ročníku	0,016265	významný rozdíl
termínu	$9,28 \cdot 10^{-08}$	vysoce významný rozdíl
krajinné polohy	0,01416418	významný rozdíl
technologie zpracování	0,79032	není rozdíl

Tab. 44 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Čejkovice

Vliv	p	statistická významnost
ročníku	0,003913	významný rozdíl
termínu	0,743283	není rozdíl
krajinné polohy	0,002696	vysoce významný rozdíl

Tab. 45 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Hustopeče

Vliv	p	statistická významnost
ročníku	0,012265	významný rozdíl
termínu	0,920162	není rozdíl
krajinné polohy	0,011693	vysoce významný rozdíl

Kumulativní infiltrace se v jednotlivých letech měření lišila. Rozdíly byly statisticky významné. Každý rok je jinak srážkově a teplotně průměrný. V půdě se vyskytuje rozdílné množství vody. Vlivem objemových změn půdy se tvoří rozdílná struktura půdy, což se promítá do rychlosti a množství zasáklé vody. Stabilita agregátů ovlivňuje zásoby vody, pohyb vody v půdě (Liebig et al., 2004), provzdušnění, erozi (Du Preeze et al., 2011). Douváběrové t-testy prokázaly statisticky významný rok 2015, který byl výrazně srážkově podprůměrný a teplotně nadprůměrný. V tomto roce byla na všech experimentálních plochách zjištěna nejvyšší kumulativní infiltrace.

Naměřené hodnoty kumulativní infiltrace byly v průběhu roku vyrovnané. Na začátku vegetačního období byly na všech odběrných místech hodnoty o něco nižší než v průběhu a na konci vegetaci. Tyto rozdíly nebyly statisticky významné.

Jako statisticky velmi významné rozdíly se ukázaly hodnoty měření v různých krajinných polohách svahu. V zóně eluvia byly zjištěny vyšší hodnoty oproti zóně

akumulace. Z tabulek Tab. 21 a Tab. 22 je patrné, že v lokalitě Hustopeče a Čejkovice došlo k překumulování půdních horizontů, půdní druh se zde změnil z písčitohlinité půdy (eluvium) na hlinitopísčitou (akumulace). V horní části svahu byl materiál hrubozrnější oproti spodní části svahu. V lokalitě Větrkovice byl po celé délce svahu stejný půdní druh, ale křivky zrnitosti ukazují větší zastoupení jílovitých částic ve spodní části svahu. Assouline, Ben-Hur (2006) ve své studii uvádí, že plošná eroze způsobuje oddělení a transport půdních částic vlivem dešťových kapek a jejich přenos. Tato skutečnost je následkem plošné eroze, kdy dochází ke změně zrnitostního složení půdy směrem po svahu. V horní části svahu je materiál hrubozrnější, v dolní části převažuje jemnozrný materiál. Toto rozdělení způsobuje nerovnoměrné rozložení vlhkosti po svahu. Horní, hrubozrnější část vysychá podstatně dříve a snadněji infiltuje vodu než jemné sedimenty v dolní části svahu. Nižší horizonty s obvykle menším obsahem organické hmoty a s menší propustností v dostatečné míře neinfiltují srážkovou vodu, půdní profil je ochuzen o zásobu vláhy, což se projevuje v suchých obdobích na vývoj vegetace. Ke stejným závěrům dospěli i Badorreck et al. (2013), kteří uvádí, že v horní části svahu bylo zjištěno více písčité frakce a vyšší kumulativní infiltrace oproti spodní části svahu. Rozložením vlhkosti po svahu a jejich vlivem na kumulativní infiltraci a nenasycenou hydraulickou vodivost se zabýval i Malam Issa et al. (2004), kteří popisují nižší hodnoty obou veličin ve spodních částech svahu.

Na lokalitě Větrkovice bylo možné vyhodnotit vliv klasické a minimalizační technologie na hodnotu kumulativní infiltrace. Hodnoty byly vesměs vyrovnané, statisticky neprůkazné. Na plochách s minimalizační technologií zpracování půdy byly naměřeny vyšší hodnoty kumulativní infiltrace než na plochách zpracovaných klasickou technologií. Mnoho výzkumů potvrdilo, že infiltrace vody do půdy je vyšší v systému bezorebného zpracování půdy ve srovnání s konvenčním systémem právě z důvodu existence makropórů (Ehlers 1975; Edwards 1988) a tím, že se netvoří půdní krusta dopadem dešťových kapek na povrch půdy (Burch et al., 1986; Freese et al., 1993). V lokalitě Větrkovice byly krátkodobě použity minimalizační technologie, na všech experimentálních plochách se vyskytovala půdní krusta a fyzikální vlastnosti půdy vykazovaly známky degradace půdního profilu.

Pomocí Zhangovy metody (1997) lze z měření minidiskovými infiltrometry stanovit hodnotu nenasyčené hydraulické vodivosti $K(h)$ (13). Na přístroji byl nastaven sací tlak – 2 cm, výsledké hodnoty $K(-2)$ jsou uvedeny v tabulce Tab. 46, Tab. 47 a Tab. 48.

Tab. 46 Nenasyčená hydraulická vodivost $K(h)$ v $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$ - Větrkovice

K(-2) [$\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$]				
		eluvium	střed	akumulace
B	15.06.2013	$1,41\cdot 10^{-5}$	$3,12\cdot 10^{-5}$	$1,24\cdot 10^{-4}$
	19.07.2013	$1,59\cdot 10^{-3}$	$5,78\cdot 10^{-4}$	$1,09\cdot 10^{-4}$
	03.08.2013	$1,59\cdot 10^{-3}$	$1,5\cdot 10^{-3}$	$3,44\cdot 10^{-4}$
C	15.06.2013	$3,59\cdot 10^{-4}$	$7,81\cdot 10^{-5}$	$1,00\cdot 10^{-4}$
	19.07.2013	$3,12\cdot 10^{-4}$	$3,55\cdot 10^{-4}$	$4,01\cdot 10^{-4}$
	03.08.2013	$3,73\cdot 10^{-4}$	$3,83\cdot 10^{-4}$	$2,13\cdot 10^{-4}$
D	31.05.2014	$1,38\cdot 10^{-4}$	$1,27\cdot 10^{-4}$	$2,98\cdot 10^{-5}$
	04.07.2014	$3,74\cdot 10^{-4}$	$1,20\cdot 10^{-4}$	$1,20\cdot 10^{-4}$
	02.08.2014	$1,40\cdot 10^{-5}$	$1,41\cdot 10^{-5}$	$1,30\cdot 10^{-4}$
E	31.05.2014	$1,38\cdot 10^{-4}$	$1,27\cdot 10^{-4}$	$2,98\cdot 10^{-5}$
	04.07.2014	$1,78\cdot 10^{-3}$	$0,98\cdot 10^{-3}$	$8,47\cdot 10^{-4}$
	02.08.2014	$1,33\cdot 10^{-3}$	$1,77\cdot 10^{-3}$	$1,59\cdot 10^{-3}$
F	28.06.2014	$1,79\cdot 10^{-3}$	$6,09\cdot 10^{-4}$	$4,53\cdot 10^{-4}$
	12.07.2014	$3,65\cdot 10^{-3}$	$3,62\cdot 10^{-3}$	$8,82\cdot 10^{-3}$
	03.08.2014	$3,90\cdot 10^{-4}$	$8,92\cdot 10^{-3}$	$4,09\cdot 10^{-3}$
G	01.06.2015	$6,22\cdot 10^{-3}$	$1,42\cdot 10^{-3}$	$2,02\cdot 10^{-3}$
	03.07.2015	$1,36\cdot 10^{-2}$	$9,15\cdot 10^{-2}$	$2,87\cdot 10^{-2}$
H	03.07.2015	$3,89\cdot 10^{-2}$	$3,16\cdot 10^{-2}$	$6,12\cdot 10^{-3}$

Tab. 47 Nenasyčená hydraulická vodivost $K(h)$ v $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$ - Čejkovice

K(-2) [$\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$]				
		eluvium	střed	akumulace
B	05.05.2013	$3,75\cdot 10^{-3}$	$2,23\cdot 10^{-3}$	$3,75\cdot 10^{-4}$
	02.07.2013	$7,76\cdot 10^{-3}$	$3,82\cdot 10^{-3}$	$1,95\cdot 10^{-2}$
	27.09.2013	$3,96\cdot 10^{-3}$	$6,14\cdot 10^{-3}$	$8,67\cdot 10^{-3}$
C	07.06.2014	$3,75\cdot 10^{-3}$	$1,48\cdot 10^{-3}$	$3,76\cdot 10^{-3}$
	20.07.2014	$4,23\cdot 10^{-3}$	$4,53\cdot 10^{-4}$	$9,57\cdot 10^{-5}$
	06.09.2014	$9,29\cdot 10^{-3}$	$2,50\cdot 10^{-4}$	$9,37\cdot 10^{-5}$
D	11.05.2015	$3,82\cdot 10^{-3}$	$8,39\cdot 10^{-3}$	$7,98\cdot 10^{-3}$
	01.07.2015	$9,85\cdot 10^{-3}$	$4,25\cdot 10^{-3}$	$2,55\cdot 10^{-2}$
	25.09.2015	$2,84\cdot 10^{-2}$	$3,12\cdot 10^{-2}$	$1,52\cdot 10^{-2}$

Tab. 48 Nenasycená hydraulická vodivost $K(h)$ v $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$ - Hustopeče

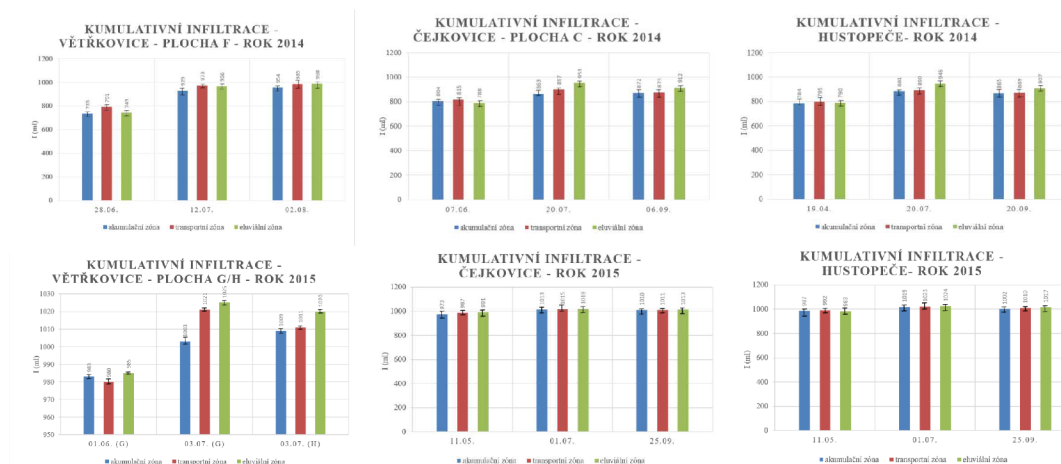
K(-2) [$\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$]				
		eluvium	střed	akumulace
2013	05.05.2013	$1,57\cdot 10^{-3}$	$9,37\cdot 10^{-5}$	$5,64\cdot 10^{-3}$
	02.07.2013	$5,36\cdot 10^{-3}$	$7,52\cdot 10^{-3}$	$5,43\cdot 10^{-3}$
	27.09.2013	$4,76\cdot 10^{-3}$	$4,23\cdot 10^{-3}$	$5,35\cdot 10^{-3}$
	01.10.2013	$2,87\cdot 10^{-3}$	$3,03\cdot 10^{-3}$	$3,03\cdot 10^{-3}$
2014	19.04.2014	$2,75\cdot 10^{-3}$	$4,22\cdot 10^{-3}$	$3,21\cdot 10^{-3}$
	20.07.2014	$5,18\cdot 10^{-3}$	$7,52\cdot 10^{-3}$	$4,23\cdot 10^{-3}$
	20.09.2014	$3,06\cdot 10^{-3}$	$1,04\cdot 10^{-3}$	$5,20\cdot 10^{-3}$
2015	11.05.2015	$6,15\cdot 10^{-3}$	$2,14\cdot 10^{-3}$	$1,05\cdot 10^{-3}$
	01.07.2015	$1,40\cdot 10^{-2}$	$1,26\cdot 10^{-2}$	$1,05\cdot 10^{-2}$
	25.09.2015	$9,64\cdot 10^{-3}$	$3,73\cdot 10^{-3}$	$5,43\cdot 10^{-3}$

Nenasycená hydraulická vodivost $K(h)$ je jednou z hydraulických vlastností a závisí na propustnosti půdního prostředí a objemové vlhkosti půdy. Tenzní infiltrometry jsou zařízení, která se běžně používají ke stanovení hydraulické vodivosti v terénu. Výsledky statistického vyhodnocení nenasycená hydraulická vodivosti $K(h)$ korespondují s výsledky infiltrace a nejsou součástí práce.

5.3.4 Dešťový simulátor

Infiltrovaná voda do půdy z měření dešťovým simulátorem byla stanovena dosazením příslušných hodnot do vztahu (14). V každém odběrném bodě proběhla tři měření, výsledky jsou prezentovány ve sloupcových grafech Graf. 31 jako aritmetický průměr z jednotlivých měření se zobrazením intervalu maximálních a minimálních naměřených hodnot.

Graf. 31 Kumulativní infiltrace $I(t)$ v cm měřená pomocí dešťového simulátoru



Simulátory deště se stávají stále více populárními přístroji pro studium infiltrace a pro určení hydrologických vlastností půdy při simulovaných dešťových podmínkách (Mohanty, Singh, 1996). Jsou dobrou pomůckou při výzkumu srážko-odtokových a erozních jevů, protože umožňují aplikaci umělého deště, velmi podobnou přirozeným srážkám, podle potřeb výzkumu. Podle Fulajtára, Jánského (2001) hlavní výhody použití simulátorů deště při experimentech spočívají v jejich rychlosti, větší výkonnosti, lehčí zvládnutelnosti a přizpůsobivosti, než při výzkumu využívajícím jen přirozené srážky. Zadešťovacími metodami nezjišťujeme skutečnou erozi, ale pouze erodovatelnost půdy za určitých podmínek (Drgoňová, 2014). Takto zjišťovaná erodovatelnost se oproti erodovatelnosti zjišťované jinými metodami nejvíce přibližuje skutečnosti, proto je možné tuto metodu v erodologickém výzkumu upřednostnit (Zachar, 1970). Nutnost rychlého ověřování nových technologií ochranného obhospodařování půdy přímo vyžaduje použití metody simulovaných srážek (Janeček et al., 2012). Zdokonalení konstrukčního řešení dešťových simulátorů umožňuje použití stejného přístroje při polních i laboratorních experimentech, což umožňuje minimalizaci nesrovnalostí vyplívajících z použitého přístrojového vybavení (Šurda, Antal, 2008).

Simulátorem deště byla infiltrační schopnost půdy měřena pouze dva roky. Rok 2015 byl srážkově podprůměrný a teplotně nadprůměrný. Při všech měřeních byla nastavena konstantní doba zadešťování 4 min s poměrně vysokou aplikovanou intenzitou $6 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$. Došlo ke značnému rozptylu naměřených hodnot v roce 2014 a 2015, proto nebylo možné výsledky měření podrobit statistické analýze.

Výsledky kumulativní infiltrace $I(t)$ stanovené z měření dešťovým simulátorem byly, tak jako výsledky kumulativní infiltrace $I(t)$ stanovené z měření minidiskovým infiltrometrem, rozdílné po délce svahu. V zóně eluvia byly zjištěny vyšší hodnoty oproti zóně akumulace.

6 ZÁVĚR A PŘÍNOS DISERTAČNÍ PRÁCE

Půda patří k nenahraditelnému přírodnímu bohatství, tvoří charakteristickou složku krajiny. Má dominantní postavení v hydrologickém cyklu krajiny. Stav a množství vody mezi půdním povrchem a hladinou podzemní vody bezprostředně ovlivňuje řadu procesů (odtok vody z povodí, úrodnost půdy, zásobení zdrojů podzemních vod). Půda má určité sklony, které jí předurčují hospodaření s vodou. Tyto vlastnosti jsou dominantně dány texturou půdy, která ovlivňuje pohyb vody v půdě, její infiltraci, propustnost, retenci. Degradací půdního profilu, například utužením je omezen pohyb vody a snížená retenční a akumulační schopnost. Degradace může být velmi rychlá, přitom proces tvorby a regenerace je pomalý, tvorba 1 cm půdy trvá stovky let.

V disertační práci byl v letech 2012 – 2015 sledován vliv vodní eroze na vybrané fyzikální vlastnosti půdy. Byly odebírány porušené a neporušené půdní vzorky na lokalitách Větrkovice, Čejkovice a Hustopeče. Utužením půdy jsou náchylnější lokality s výskytem kambizemí, proto byla do práce zahrnuta i lokalita Větrkovice, na které se vyskytovaly kambizemě dystrické. Na lokalitách Čejkovice a Hustopeče se vyskytovaly černozemě. Celkem bylo odebráno 972 neporušených půdních vzorků do Kopeckého válečků o objemu 100 cm³ pro stanovení fyzikálních vlastností půdy. Tyto vzorky byly vyhodnoceny podle platných metodik v pedologické laboratoři Ústavu vodního hospodářství krajiny, Vysokého učení technického v Brně.

Z fyzikálních vlastností půdy byly vyhodnoceny objemová hmotnost redukovaná ρ_d a celková pórovitost P . Tyto dvě fyzikální vlastnosti ukazují míru utužení půdního profilu. Celková pórovitost velmi úzce souvisí s objemovou hmotností. Toto tvrzení bylo v práci potvrzeno. Většina výsledků překračovala kritické hodnoty stanovené Lhotským (1984) a poukazovala na probíhající degradaci půdního profilu. Výsledky sledování obou veličin ukazovaly určitý vliv ročníku, což je způsobeno srážkovými a teplotními poměry v daném roce. Objemová hmotnost redukovaná ρ_d i celková pórovitost P se dynamicky vyvíjely v průběhu roku, na začátku vegetačního období byly hodnoty na všech lokalitách ρ_d nižší a P vyšší než na konci vegetačního období, což je dáno přirozeným sleháváním půdy. Dále lze z dosažených výsledků obou veličin konstatovat, že se hodnoty na všech lokalitách podle míst odběru významně

nelišily a byly v celém svahu vyrovnané. Ve spodní části svahu (akumulační zóně) byly hodnoty ρ_d vyšší a P nižší než v horní části svahu. V půdní krustě a ornici bylo dosaženo ρ_d nižších a P vyšších hodnot než v podornici, které nebývá tak náchylné na zásahy při zpracování půdy. Výsledky neukazují významné rozdíly v půdní krustě a ornici vrstvě. Ve vzorcích s půdní krustou na povrchu byly hodnoty ρ_d nepatrně vyšší a P nižší než vzorky bez půdní krusty. Na lokalitě Větrkovice bylo možné sledovat vliv půdoochranných technologií na hodnoty ρ_d . Pozemky zpracované minimalizační technologií dosahovaly lepších hodnot ρ_d a P , které zřídka překračovaly kritické hodnoty stanovené Lhotským (1984).

Zrnitostní složení odebraných půdních vzorků bylo stanoveno Casagrandeho hustoměrnou metodou a metodou laserové difrakce. Vzorky z lokality Větrkovice byly klasifikovány jako prach a prachovitá hlína, z lokality Čejkovice jako písčité hlína, hlína a prachovitá hlína, a z lokality Hustopeče jako hlinitý písek, písčité hlína, hlína a prachovitá hlína. Na lokalitách Čejkovice a Hustopeče křivky zrnitosti ukazují, že došlo vlivem vodní eroze k transportu částic, ze zóny eluvia do zóny akumulace, což potvrzovala i změna barvy půdy. Tato změna textury půdy má za následek nerovnoměrné rozdělení vody a vzduchu v půdním profilu.

V rámci práce bylo provedeno srovnání výsledků zrnitostního složení půdních vzorků stanovených Casagrandeho hustoměrnou metodou a metodou laserové difrakce. Výsledné hodnoty se od sebe nepatrně lišily, což může být způsobeno rozdílnou přípravou vzorku, nebo chybou způsobenou lidským faktorem při odečítání na hustoměru a okolním prostředím. Standardní metody stanovení zrnitostního složení půdy, mezi které patří i Casagrandeho hustoměrná metoda, jsou v zahraničí postupně nahrazovány laserovou difrakční metodou. Její výhodou je krátký čas analýzy, použití malého vzorku půdy, využití výsledků pro účely v různých klasifikačních systémech a široký rozsah měření a třídění frakcí. Laserová difrakční metoda, na rozdíl od standardních metod, je schopná vyhodnotit i procentuální zastoupení velmi malých jílovitých částic. Toto je důležité pro další studium půdní krusty, která je složená hlavně z jemných částic.

Struktura půdy byla hodnocena podle vypočítaného koeficientu strukturnosti, který čím je vyšší, tím je vyšší podíl agronomicky hodnotných agregátů a půdu můžeme považovat za strukturní. Stanovené hodnoty koeficientu strukturnosti byly

nízké, nejnižší hodnoty koeficientu strukturnosti vykazovala půdní krusta. Vodostálost půdních agregátů byla posuzována podle schopnosti půdních agregátů odolávat rozplavení. Vodostálost agregátů půdní krusty byla výrazně nižší než orniční a podorniční vrstva, jednooborová analýza rozptylu ukázala, že hloubka odběru má vysoce významný vliv na vodostálost půdních agregátů. Na všech lokalitách hodnoty koeficientu strukturnosti a vodostálosti půdních agregátů neprokazovaly významné statistické rozdíly vztahené ke krajinné poloze svahu (akumulaci, transportní a eluviální zóně). Z dosažených výsledků na lokalitě Větrkovice vyplývá, že není statisticky významný rozdíl mezi vodostálostí půdních agregátů na pozemcích zpracovaných klasickou a minimalizační technologií.

Půdní krusta vzniká rozrušením půdních agregátů na povrchu půdy kapkami vody. Nestrukturní půda podléhá rychlému rozplavení a k přesunu jemnějších částic půdy. Jemné částice půdy, hlavně jílovité částice, se v rozplavené půdě rychle pohybují a ucpávají půdní póry. Dochází k procesu zalepování půdních pórů a vytváří se kašovitá hmota na povrchu půdy. Když půdní povrch vyschne, vytvoří se z ní tenká, nepropustná souvislá vrstva – půdní krusta. S opakujícími se dešti se opakuje proces zalepování pórů a tvorby půdní krusty a utváří se vrstevnatý, nepropustný půdní profil s půdní krustou na povrchu. Neinfiltrovaná voda rychle odteče po povrchu a soustředí se v drahách soustředěného odtoku a bez užitku (způsobující silnou vodní erozi) odteče do vodních toků. Zobrazení půdní krusty pomocí elektronového mikroskopu potvrdilo obsah mnoha jemných částic s minimem prostoru pro půdní póry. Spektrální analýza zobrazila široké spektrum zastoupení různých prvků, což vypovídá o nehomogenitě. Dosažené výsledky prokazatelně potvrdily, že půdní krusta obsahuje agregáty, které podléhají snadnému rozplavení ve vodě a vyšší obsah jílovitých částic. Na formování půdní krusty má obsah jílovitých částic významný vliv. Těsnost vztahu mezi zjištěnou stabilitou půdních agregátů a zjištěným obsahem jílovitých částic byly testovány pomocí korelační a regresní analýzy. Testované veličiny byly na sobě statisticky nezávislé. Matematický popis pomocí lineární regresní analýzy by byl značně nepřesný. Na proces formování půdní krusty mají vliv i další faktory jako je momentální vlhkost, intenzita dešťových srážek, sklon a délka svahu.

Posledním dílčím cílem práce bylo najít vhodné zařízení pro měření infiltrační schopnosti půdy s půdní krustou na povrchu, která nebyla před započítáním měření z povrchu odstraněna. Byla snaha změřit a vyhodnotit infiltrační schopnost půdy, která má na svém povrchu půdní krustu v terénních podmínkách. Infiltrační testy probíhaly pomocí dvouválcové metody, minidiskových infiltrometrů a mobilního simulátoru deště. Od měření kumulativní infiltrace dvouválcovou metodou se ustoupilo. Zapuštění dvou válců do půdy bylo na pozemcích s půdní krustou velmi problematické. Docházelo k rozrušení půdní krusty na povrchu půdy a tím ke zkreslení výsledků vlivem vzniklých preferenčních cest. Při správném založení pokusu docházelo k utěsnění povrchu půdy a velmi zdoluhavému, několikahodinovému měření, proto bylo nemožné zajistit měření infiltrací tak, aby byly všechny body měření testovány ve stejném stavu. Vhodnějším zařízením ve výzkumu infiltrační schopnosti půdy s půdní krustou na povrchu byly minidiskové infiltrometry. Tyto malé přístroje je možné umístit přímo na povrch půdy, voda začne vytékat v míře, která je dána hydraulickými vlastnostmi půdy. Nejvhodnějším přístrojem pro měření infiltrační schopnosti půdy s půdní krustou na povrchu byl mobilní simulátor deště. Simulátory deště umožňují aplikaci deště podle potřeb výzkumu srážko - odtokových a erozních jevů. Pro potřeby této disertační práce byl na Ústavu vodního hospodářství, Vysokého učení technického v Brně modifikován mobilní simulátor deště dle Kamphorsta. Tento modifikovaný přístroj je možný využít i k dalším výzkumům.

Kumulativní infiltrace se v jednotlivých letech měření lišila, protože každý rok je jinak srážkově a teplotně průměrný. V půdě se vyskytuje rozdílné množství vody. Naměřené hodnoty kumulativní infiltrace byly v průběhu roku vyrovnané. Na začátku vegetačního období byly na všech odběrných místech hodnoty o něco nižší než v průběhu a na konci vegetace. Jako statisticky velmi významné rozdíly se ukázaly hodnoty měření v různých krajinných polohách svahu. V zóně eluvia byly zjištěny vyšší hodnoty oproti zóně akumulace. Následkem plošné eroze dochází ke změně zrnitostního složení půdy směrem po svahu. V horní části svahu je materiál hrubozrnější, v dolní části převažuje jemnozrný materiál. Toto rozdělení způsobuje nerovnoměrné rozložení vlhkosti po svahu. Horní, hrubozrnější část vysychá podstatně dříve a snadněji infiltruje vodu než jemné sedimenty v dolní části svahu.

Získané výsledné hodnoty a použité metody mohou být podnětem pro další vědecký výzkum v oblasti týkající se eroze půdy, zjišťování degradace půdního profilu a výzkumu půdní krusty.

Tato práce vznikla za podpory projektu QJ1230066 „Degradace půdy a její vliv na komplex půdních vlastností včetně návrhu nápravných opatření k obnově agroekologických funkcí půdy“; za podpory projektu QJ1320157 „Erozní procesy a jejich vliv na produkční schopnost půd a navrhování protierozních opatření v procesu pozemkových úprav“. Práce vznikla i za podpory specifického výzkumu na VUT v Brně reg. č. FAST-J-23-2005 „Vznik a vývoj půdní krusty u variantních agrotechnologií v kontextu vybraných hydro-pedologických charakteristik“; reg. č. FAST-J-14-2295 „Účinek intenzity deště na vodní erozi v rámci svahu na pozemcích s půdní krustou na povrchu“; reg. č. FAST-J-15-2792 „Stanovení půdní erodovatelnosti na experimentální ploše pomocí dešťového simulátoru“.

7 SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ

ABIVEN, S., MENASSERI, S., CHENU, C. The effects of organic inputs over time on soil aggregate stability – A literature analysis. In *Soil biology and biochemistry*. 2009. vol. 41. p. 1-12. ISSN 0038-0717.

ABU-AWWAD, A. M. Water infiltration and redistribution within soils affected by surface crust, In *Journal of Arid Environments*. 1997. vol 37. p. 231-242. ISSN 0140-1963.

AGASSI, M., MORIN, J., SHAINBERG, L. Effect of raindrop impact and water salinity on infiltration rate of sodic soils. In *Soil Science Society of America Journal*. 1985. vol. 46. p. 189-190. ISSN 0361-5995.

ANONYMOUS. Rangeland Soil Quality— Physical and Biological Soil Crusts: Soil Quality Information Sheet. In: USDA, Natural Resources Conservation Service [online]. 2001 [cit. 2012-07-10].

Dostupné z: <http://soils.usda.gov/sqi/management/files/rsqis7.pdf>

AMÉZKETA, A. Soil aggregate stability. In *A review. Journal of Sustainable Agriculture*. 1997. vol. 14 (2-3). p. 83 - 151. ISSN 1044-0046.

ALVARES, R., STEINBACH, H. S. A review of the effect of tillage systems on some soil physical properties, water content, nitrate availability and crops yield in the Argentine Pampas. In *Soil and Tillage Research*. 2009. vol. 104. p. 1-5. ISSN 0167-1987.

ANKENY, M. D., KASPAR, T. C., HORTON, R. Charakterization of tillage and traffic effect on unconfined infiltration measurements. In *Soil Science Society of America Journal*. 1990. vol. 54. p. 837-840. ISSN 0361-5995.

ARSHAD, M. A., MERMUT, A. R. Micromorphological and physico-chemical characteristic of soil crust types in Northwestern Alberta, Canada. In *Soil Science Society of America Journal*. 1988. vol. 52. p. 724-729. ISSN 0361-5995.

ASSOULINE, S., BEN-HUR, M. Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing. In *Catena*. 2006. vol. 66. p. 211-220. ISSN 0341-8162.

ASSOULINE, S., HOPMANS, J. W., PARLAMGE, J. Y. Infiltration into Seale or Crusted Soils. In *The Handbook of Groundwater Engineering*: CRC Press Taxlorand Francis Group. 3 ed. 2016. p. 191-202. ISBN 9781498703048.

ASSOULINE, S. Rainfall-induced soil surface sealing: a critical review of observations, conceptual models and solutions. In *Vadose Zone Journal*. 2004. vol 3 (2). p. 570 – 591. ISSN 1539-1663.

ASSOULINE, S., MUALEM, Y. Modeling the dynamics of soil seal formation: analysis of the effect of soil and rainfall properties. In *Water Resources Research*. 2000. vol. 36 (8). p. 2341-2349. ISSN 1944-7973.

ASSOULINE, S., MUALEM, Y. Modeling the dynamics of seal formation and its effect on infiltration as related to soil and rainfall characteristics. *Water Resources Research*. 1997. vol. 33. p. 1527–1536. ISSN 1944-7973.

ASSOULINE, S. Rainfall-induced soil surface sealing: A critical review of observation, conceptual models and solution. In *Vadose Zone J.* 2004. vol. 3. p. 570-591. ISSN 1539-1663.

AWAD, M. M., HUSSEIN, M. H., ABDUL-JABBAR, A. S. Crust development under natural rainfall on an Aridisol in northern Iraq. In *Mezopot Journal Agricultural*. 1992. vol. 24 (2). p. 31-36. ISSN 1303-2429.

BADALÍKOVÁ, B., KŇÁHAL, Z. Vliv zpracování půdy na půdní strukturu. In *Úroda*. 2001. Dostupné z: <http://uroda.cz/vliv-zpracovani-pudy-na-pudni-strukturu/>

BADORRECK, A., GERKE, H. H., HÜTTL, R. F. Morphology of physical soil crust and infiltration patterns in an artificial catchment. In *Soil and Tillage Research*. 2013. vol. 129, p. 1-8. ISSN 0167-1987.

BARTLOVÁ, J., BADALÍKOVÁ, B. Water stability of soil aggregates in different systems of Chernozem tillage. In *Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendeleianae Brunensis*, 2011. vol. 59. issue. 6. p. 25 – 303. ISSN 1211-8516.

BEDRNA, Z. *Poda. Příroda*. 1. vyd. Bratislava. 1984, 209 s.

BELNAP, J., LANGE, O. *Biological soil crusts: structure, function, and management*. 1. ed., rev. 2. Berlin [u.a.]: Springer. 2002. 503 s.

BELNAP, J. The potential roles of biological soil crust in dryland hydrologic cycles. In *Hydrological Processes*. 2006, vol. 20, p. 3159-3178. ISSN 0885-6087.

BELNAP, J. The world at your feet: desert biological soil crusts. In *Frontiers in Ecology and the Environment*. 2003. vol. 1. p. 181–189. ISSN 1540-9309.

BEVEN, K., GERMANN, P. Macropores and water flow in soils. In *Water Resources Research*. 1982. vol. 18. p. 1311-1325. ISSN 1944-7973.

BOFFIN, J. Stages and time-dependancy of soil crusting in situ. In *Assesment of soil surface sealing and crusting*, University of Ghent, Ghent; 91-98. 1986.

BOGUZAS, V., KAIRYTE, A., JODAugIENE, D. Soil physical properties and earthworms as affected by soil tillage systems, straw and green manure management. In *Zemdirbyste-Agriculture*. 2010. vol. 97 (3). p. 3-14. ISSN 1392-3196.

BRADFORD, J. M., FOSTER, G. R. Interrill soil erosion and slope steepness factor. In *Soil Science Society of America Journal*. 1996. vol. 603. p. 909-915. ISSN 0361-5995.

BRADFORD, J. M., HUANG, C. Mechanism of crust formation: physical components. In *Soil crusting: Chemical and Physical Processes*. Advances in Soil Science, Lewis Publishers. p. 55-72. 1992.

BRESSON, L. M., LE BISSONNAIS, Y., ANDRIEUX, P. Soil surface crusting and structure slumping in Europe, In *Soil Erosion in Europe*. Physical and Regional Geography Research Group. Katholieke Universiteit Leuven. GEO-Institute. Belgium. 2006. ISBN 9780470859209.

BURCH, G. J., MASON, I. B., FISCHER, R. A. Tillage effect on soils: physical and hydraulic responses to direct drilling. In *Australian Journal of Soil Research*. 1986. vol. 24. p. 377-391. ISSN 1838-675X.

CANNELL, R. Q., HAWES, J. D. Trends in tillage practices in relation to sustainable crop production with special reference to temperate climates. In *Soil and Tillage Research*. 1994. vol. 30 (2-4). p. 245-282. ISSN 0167-1987

CANTÓN, Y., SOLÉ-BENET, A., ASENSIO, C., CHAMIZO, S., PUIGDEFÁBREGAS, J. Aggregate stability in range sandy loam soils relationships with runoff and erosion. In *Catena*. 2009. vol. 77. p. 192-199. ISSN 0341-8162.

CHAPLOT, V. A. M., LE BISSONNAIS, Y. Runoff features for interrill erosion at different rainfall intensities, slope length, and gradients in an agricultural loessial hillslope. In *Soil Science Society of America Journal*. 2003. vol. 67. p. 844-851. ISSN 0361-5995.

DECAGON DEVICES INC. *Mini disk infiltrometer user's manual*. 2016. Dostupné na: http://manuals.decagon.com/Manuals/10564_Mini%20Disk%20Infiltrrometer_Web.pdf

DREES, L. R., KARATHANASIS, A. D., WILDING, L. B., BLEVINS, R. L. Micromorphological characteristic of long-term no-tillage and conventionally tilled soils. In *Soil Science Society of America Journal*. J. 1994. vol. 58. p. 508-517. ISSN 0361-5995.

DRGOŇOVÁ, K., ANTAL, J. Využitie dažďového simulátora vo výskume vodnej erózie, *Veda Mladých 2014. IX. Mezinárodná vedecká konferencia*. 1. Nitra, Slovenská poľnohospodárska iniversita v Nitre. 2014. p. 88-83. ISBN 978-80-552-1189-3.

DUMBROVSKÝ, M. *Vliv eroze na produkční schopnost půd a půdní vlastnosti*. Praha, 1992. Disertační práce. VÚMOP.

DUMBROVSKÝ, M. Redakčně upravená zpráva projektu MZe NAZV QJ1230066 „*Degradace půdy a její vliv na komplex půdních vlastností včetně návrhu nápravných opatření k obnově agroekologických funkcí půdy*“. Brno: VUT v Brně, leden 2014, 195s.

DU PREEZE, CH. C., VAN HUYSSSTEEN, C. W., MNKENI, P. N. S. Land use and soil organic matter in South Africa 2: A review on the influence of arable crop

production. In *South African Journal of Science*. 2011. vol. 107 (5-6), pp. 8. ISSN 0038-2353.

DUVAL, Y., BOIFFIN, J. La dynamique de formation des croûtes de battance. In *Implantation de la betterave industrielle*. 1994. INRA. Paris. p. 67-86.

EDWARDS, C. A. The importance of integration in sustainable agricultural systems. In Edwards c.a., Lal r., Madden p., Miller r.h., House, g. (Eds.) *Sustainable agricultural systems. Soil and water conservation society*. Ankeny, Iowa, USA. 1998. p. 249-264. ISBN 093573421.

EHLERS, W. Observations on earthworm channels and infiltration on tilled and untilled loess soils. In *Soil Science*. 1975. vol. 199. p. 242-249. ISSN 1365-2389.

ELLISON, W. D. Studies of raindrop erosion. In *Agricultural Engineering*. 1944. vol. 25 (131-136). p. 181 -182. ISSN 1212-9151.

ELLISON, W. D. Some effects of raindrops and surface flow on soil erosion and infiltration. Trans. In Am. Geophys. Union. 1945. vol. 26. p. 415 – 429.

EL-SWAIFY, S. A., WALKER, T. S., VIRMANI, S. M. *Dryland Management Alternatives and Research Needs for Alfisols in the Semi-arid tropics*. Patancheru, P. O. Andhra Pradesh. 1984. India: Institute for the Semi-Arid Tropics, p. 38

EPPERLEIN, J. *Development of the biological activity in different tillage systems. Conservation agriculture: Environment, farmers experiences, innovations, socio-economy, policy*. Madrid. 387-393. 2003. ISBN 1-4020-1106-7.

FARRES, P. The role of time aggregate stability size in the crusting proces. In *Earth Surface Processes and Landforms*. 1978. vol. 3 (3). p. 243 – 254. ISSN 1096-9837.

FISCHER, T., VESTE M., EISELE A., BENS O., HÜTTL R. F.. Small scale spatial heterogeneity of Normalized Difference Vegetation Indices (NDVIs) and hot spots of photosynthesis in biological soil crusts. In *Flora*. 2012. vol. 3, issue 207, p. 159-167. ISSN 0367-2530.

FOX D., M., BRYAN R. B., FOX C. A. Changes in pore characteritics with depth for structural crust. In *Geoderma*. 2004. vol. 120. p. 109-120. ISSN 1972-6259.

FREEBAIRN, D. M., GUPTA, S. C., RAWLS, W. J. Influence of aggregate size and microrelief on development of surface soil crust. In *Soil Science Society of America Journal*. 1991. vol. 55. p. 188-195. ISSN 0361-5995.

FREESE, R. C., CASSEL, D. K., DENTON, H. P. Infiltration in a piedmont soil under three tillage systems. In *Journal of Soil and Water Conservation*. 1993. vol. 48. p. 214-218. ISSN 2455-7145.

FRITSCH. Laserový přístroj na analýzu částic. 2016. [online]. [cit. 2016.06.10.] Dostupné na:

http://www.ilabo.cz/UserFiles/File/eshop/672/d_ANALYSETTE%2022%20CZ.pdf

FULAJTÁR, E. *Fyzikálne vlastnosti pôd Slovenska, ich úprava a využitie*. 1. vyd. Bratislava: Veda. 1986. 155 s. ISBN 978-80-89128-54-9.

FULAJTÁR, E., JANSKÝ, L. *Vodná erózia pôdy a protierózna ochrana*. Bratislava: Výskumný ústav pôdoznanectva a ochrany pôdy. 2001. 310s. ISBN 80-85361-85-X.

GALLARDO-CARRERA, A, LÉONARD, J., DUVAL, Y., DÜRR, C. Effect of seedbed structure and water content at sowing on the development of soil surface crusting under rainfall. In *Soil and Tillage Research*. 2007. vol. 95. p. 207 – 217. ISSN 0167-1987

GOVERS, G., EVERAERT, W., POESEN, J., RAUWS, G., DE PLOEY, J., LAUTRIDOU, J. P. A long flume study of the dynamic factors affecting the resistance of loamy soil to concentrated flow erosion. In *Earth Surface Process Landforms*. 1990. vol. 15. p. 313-328. ISSN 1096-9837.

HAMMAD, A., BØRRESEN, T., HAUGEN, L. E. Effects of rain characteristics and terracing on runoff and erosion under the Mediterranean. In *Soil and Tillage Research*. 2005. vol. 87 (1). p. 39-47. ISSN 0167-1987.

HAYNES, R. J., SWIFT, R. J. Stability of soil aggregates in relation to organic constituents and soil water content. In *European Journal of Soil Science*. 1990. vol. 41 (1). p. 73-83. ISSN 1365-2389.

HERYNEK, J. Vodohospodářské a lesotechnické meliorace a jejich vliv na průběh povodní. In *Povodně a krajina '97*. Brno. ICID. 1997. s.4/1-4/3.

HEIL, J.W., JUO, A. S. R., MCINNES, K. J. Soil properties influencing surface sealing of some sandy soils in the Sahel. In *Soil Science*. vol. 162 (7). p. 459-469. ISSN 1365-2389.

HILLEL, D. *Fundamentals of soil physics*. United States of America. 1980. Academic press, Inc., 413 str. ISBN 0-12-348560-6.

HLUŠIČKOVÁ, J., LHOTSKÝ, J. *Ochrana půdní struktury před technogenní degradací. Metodika*. Praha. 1994. Ústav zemědělských a potravinářských informací. 40 str. ISSN 0231-8470.

HOLLAND, J. M. The environmental consequence of adopting conservation tillage in Europe: reviewing the evidence. In *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2004. vol. 103. p. 1-25. ISSN 0167-8809.

HOLÝ, M. *Eroze a životní prostředí*. Praha: ČVUT, 1994.

HUANG, C. H., 1998. Sediment regimes under different slope and surface hydrologic conditions. In *Soil Science Society of America Journal*. 1998. vol. 62. p. 423-430. ISSN 0361-5995.

HUSSEIN, M. H., AWARD, M. M., ABDUL-JABBAR, A. S. Effect of Surface Crust on Rainfall Infiltration in an Aridisoiil in Northern Iraq. In *European Water*. 2010. vol. 3. p. 25-34. ISSN 1105-7580.

HŮLA, J., PROCHÁZKOVÁ, B., DRYŠLOVÁ, T., HORÁČEK, J., JAVŮREK, M., KOVAŘÍČEK, P., KROULÍK, M., KUMHÁLA, F., SMUTNÝ, V., TIPPL, M., WINKLER, J. *Dopad netradičních technologií zpracování půdy na půdní prostředí*. Uplatněná certifikovaná metodika. Praha. Výzkumný ústav rostlinné výroby v. v. i. 1984. 58 s. ISBN 978-8086884-53-0.

HŮLA, J., PROCHÁZKOVÁ, B. A KOL. *Minimalizace zpracování půdy*. Praha. Profi Press, s.r.o. 2008. 248 s.

HŮLA, J., PROCHÁZKOVÁ B., A KOL. *Vliv minimalizačních a půdoochranných technologií na plodiny, půdní prostředí a ekonomiku*. *Zemědělské informace*, č. 3/2002. Praha. ÚZPI. 2002. 103 s. ISBN 80-7271-106-7.

JANDÁK, J., POKORNÁ, E., PRAX, A. *Půdoznalství. Skriptum*. 2 vydání. Brno. MZLU v Brně. 2007. 142 s. ISBN 978-80-7157-559-7.

JANDÁK, J., PRAX, A., POKORNÝ, E. *Půdoznalství. Skriptum*. Brno. MZLU v Brně. 2004. 142 s. ISBN 80-7157-559-3.

JANEČEK, M. A KOL. *Ochrana zemědělské půdy před erozí: Metodika*. Praha. VÚMOP. 2007. 76 s. ISBN 978-80-254-0973-2.

JANEČEK, M. A KOL. *Ochrana zemědělské půdy před erozí. Metodika*. Praha. 2012. 76s .

JANEČEK, M. *Základy erodologie. Skriptum*. 1 vyd. Praha. ČZU, fakulta životního prostředí. 2008. 172 s. ISBN 978-80-213-1842-7.

JAVŮREK, M., VACH, M. Vliv dlouhodobého uplatňování půdoochranné technologie na sekvestraci uhlíku a dusíku a související charakteristiky ve středně těžké půdě typu luvisol. In *Úroda*. 2009. vol. 12. p. 361 - 365. ISSN 0139-6013.

KAMENČÍKOVÁ, I.: Vyhodnocení terénního měření infiltrace výtopou v k. ú. Horní Meziříčko. In: *XII. Mezinárodní vědecká konference*. CERM, Brno, 2009, s. 85 – 89.

KAMENČÍKOVÁ, I. *Návody do cvičení (VHK) Hydropedologie. Studijní opora*. Brno: VUT v Brně. 2013. 76 s.

KAMENČÍKOVÁ, I., LARIŠOVÁ, L., STOKLÁSKOVÁ, A. The impact of different tillage treatments on hydraulic conductivity of loamy soil. *Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendeleianae Brunensis*, 2012. vol. 60. issue. 5. p. 109 – 133. ISSN 1211-8516.

KANDELER, E. Aggregate stability. In: *Methods in Soil Biology*. Berlin, Springer-Verlag, 426 s. 1996. ISBN 3-540-59055-2.

KINNELL, P.I.A., CUMMINGS, D. Soil/Slope gradient interactions in erosion by rain-impacted flows. In *Trans. ASAE*. 1993. vol. 36. p. 381-387.

KINNELL, P.I.A. The effect of slope leght on sediment concentration associated with side-slope erosion. . In *Soil Science Society of America Journal*. 2000. vol. 64. p. 1004-1008. ISSN 0361-5995.

KONDRLOVÁ, E., IGAZ, D., HORÁK, J. Analýza distribúcie zrnitostných frakcií stredne ťažkých pôd laserovou difrakciou: metódy prípravy vzoriek na analýzu. In *Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra: 19. Posterový deň s medzinárodnou účasťou*. 2011. s. 345-354. ISBN 978-80-89139-26-2.

KOSTELANSKÝ, F., a kol. 2001: *Obecná produkce rostlinná*. Brno: MZLU v Brně. 212 s.

KUTÍLEK, M. *Vodohospodářská pedologie*. Praha: SNTL. 1966. 275 s.

KUTÍLEK, M. *Vodohospodářská pedologie*. Praha, Bratislava: SNTL/ALFA. 1978. 296 s.

KUTÍLEK M., NIELSEN D.R. *Soil Hydrology*. Catena: GeoEcology Publications. 1994. 364 p.

LAL, R. Soil degradation by erosion. In *Land Degradation & Development*. 2001. vol. 12(no. 6). p. 519–539. DOI: 10.1002/ldr.472.

LAL, R., MAHBOUBI, A. A., FAUSEY, N. R. Long-term tillage and rotation effects on properties of a central Ohio soil. In *Soil Science Society of America Journal*. 1994. vol. 58. p. 517-522. ISSN 0361-5995.

LARIŠOVÁ, L., DUMBROVSKÝ, M. Změna vybraných fyzikálních vlastností půdy vlivem vodní eroze na pozemcích s půdní krustou na povrchu. *Časopis Pozemkové úpravy MZe ČR – ÚPU, 2004*. 2014. 19(74). p. 1–7. ISSN 1214-5815.

LE BISSONNAIS, Y. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. In *European Journal of Soil Science*. 1996. vol. 47. p. 425-437. ISSN 1365-2389.

LEGOUT. C., LEGUÉDOIS, S., LE BISSONNAIS, Y. Aggregate breakdown dynamics under rainfall compared with aggregate stability measurements. In *European Journal of Soil Science*. 2005. p. 225-237. ISSN 1365-2389.

LIEBIG, M. A., TANAKA, D. L., WIENHOLD, B. J. Tillage and cropping effects on soil quality indicators in the northern Great Plains. In *Soil and Tillage Research*. 2004. vol. 78. p. 131-141. ISSN 0167-1987.

LHOTSKÝ, J. *Soustava opatření k zúrodnování zhutnělých půd*. Metodika ÚVTIZ. Praha, 1984. 39s.

LEDVINA, R. a kol. *Geologie a půdoznalství*. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích. České Budějovice. 2000. 200 s.

LEDVINA, R., HORÁČEK, J. Negativní vliv antropologické činnosti na fyzikální režim půdy. In *Sborník z mezinárodní vědecké konference České půdoznalecké společnosti*. 1997. ČPS. p. 17-18.

LOCH, R. J., FOLEY, J. L. Measurement of Aggregate Breakdown under rain: comparison with tests of water stability and relationships with field measurements of infiltration. In *Australian Journal of Soil Research*. 1994. vol. 32. p. 701-720. ISSN 0004-9573.

LUXMOORE, R. J. Micro, meso and makroporosity of soils. In *Soil Science Society of America Journal*. 1981. vol. 45. p. 71. ISSN 0361-5995.

MAESTRE, F. T., HUESCA, M., ZARDI, E., BAUTISTA, S., CORTINA, J. Infiltration, penetration resistance and microphytic crust composition in contrasted microsites within a Mediterranean semi-arid steppe. In *Soil Biology and Biochemistry*. 2002. vol. 34. p. 895-898. ISSN 00380717.

MALAM ISSA, O., COUSIN, I., LE BISSONNAIS, Y., QUÉTIN, P. Dynamic evolution of the unsaturated hydraulic conductivity of a developing crust. In *Earth Surface Processes and Landforms*. 2004. vol. 29. p. 1131-1142. ISSN 0197-9337.

MAŠÁT, K., NĚMEČEK, J., TOMIŠKA, Z. *Metodika vymezení a mapování bonitovaných půdně ekologických jednotek*. Praha: VÚMOP. 2002. 113 s.

MAŠÍČEK, T., TOMAN, F., VIČANOVÁ, M. Infiltrační schopnost půdy v porostech rychle rostoucích dřevin. In: Středová, H., Rožnovský, J., Litschmann, T. (Eds). *Mikroklima a mezoklima krajinných struktur a antropogenních prostředí*. 1. vyd. Praha: Česká bioklimatická spol. 2011. s. 52. ISBN 9788086690872.

MC GUINNESS, J. L., HARROLD, L. L., EDWAERS, W. M. Relation of rainfall energy streamflow to sediment yield from small and large watersheds. In *Journal of Soil and Water Conservation*. 1971. vol. 6. p. 233-235. ISSN 2455-7145.

MIŠTINA, T., KOVÁČ K., A KOL. *Ochranné obrábání pôdy*. Piešťany: VÚRV Piešťany. 1993. 167 s. ISBN 80-7137-125-4

MOHAMED, D., KOHL, R. A. Infiltration response to kinetic energy. *Transactions of the ASAE*. 1987. vol. 30. p. 108 – 111.

MOHANTY, S., SINGH, R. Determination of soil hydrologic properties under simulated rainfall conditions. In *Agricultural Water Management*. 1996. Vol. 29. Issue 3. P. 267-281. ISSN 03783774.

MORIN, J., BENYAMINI, Y. Rainfall infiltration into bare soils. In *Water Resour. Res.* 1977. vol. 13. p. 813–817. ISSN 0920-4741.

MUALEM, Y., ASSOULINE, S. Soil sealing, infiltration and runoff. p. 131–181. In *Runoff, infiltration and subsurface flow of water in arid and semi-arid regions*. Water Science and Technology Libr. 21. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 1996. ISBN 978-94-017-2929-1.

NĚMEČEK J. a kol. *Taxonomický klasifikační systém půd České republiky*. Praha: ČZU, 2001, 78 s.

NĚMEČEK, J., SMOLÍKOVÁ, L., KUTÍLEK, M. *Pedologie a Paleopedologie*. 1. vyd. Praha: Academia. 1990. 552 s. ISBN 80-200-0153-0

NICHOLS, K. A., TORO, M. A. Whole soil stability index (WSSI) for evaluating soil aggregation. In *Soil and Tillage Research*. 2011. vol. 111. p. 99-104. ISSN 0167-1987.

PÁNEK, T., BUZEK, L. *Základy pedologie a pedogeografie*. Ostravská univerzita v Ostravě, Ostrava 2002. 159 stran. ISBN 80-7042-827-9.

PATEL, M. S., SINGH, N. T. Changes in bulk density and water intake rate of a coarse textured soil in relation to different levels of compaction. In *J. Indian Soc. Soil Sci.* 1981. vol. 29. p. 110-112. ISSN 0974-0228.

PIERZYNSKI, G. M., J. SIMS a G.F.VANCE. *Soils and environmental quality*. 2nd ed. Boca Raton: CRC Press. 2000. ISBN 0849300223.

POESEN, J. , NEARING, M.A. *Spoil surface sealing and crusting*. Catena, vol. Suppl. n24. Catena-Verlag, Cremlingen-Destedt, Germany. 1993. ISBN 978-3-923381-33-3

POKORNÝ, E., FILIP, J., LÁZNIČKA, V. *Rekultivace*. Brno: Skriptum MZLU v Brně. 2001. 128 s. ISBN 80-7157-489-9

PROCHÁZKOVÁ B., a kol. Impact of the different straw management upon yields of cereal crops and upon the modification of soil environment parameters. In *Proc. Of International Symposium Agro environ 2004*, Udine (Italy): University of Udine. October 2004.

PROCHÁZKOVÁ, B., a kol. *Minimalizační technologie zpracování půdy a možnosti jejich využití při ochraně půdy a krajiny*: uplatněná certifikovaná metodika. Mendelova univerzita v Brně. 2011. ISBN 978-80-7375-524-9.

PRAX, A., JANDÁK, J., POKORNÝ, E. *Půdoznalství*. MZLU Brno. 1995. 156 s.

RIEDL, D., ZACHAR, D. *Lesotechnické meliorace*. 1. vyd. Praha: Státní zemědělské nakladatelství. 1973. 568 s.

REHÁK, Š., JANSKÝ, L. *Fyzika pôdy*. 1. vyd. Bratislava: Univerzita Komenského Bratislava. 2000. 105 s. ISBN 80-223-1544-3.

ROMKENS, M. J. M. Soil crusting – when crusts form and quantifying their effects. In *Infiltration Research Planning Workshop, Part I. State of the art reports, USDA-ARS*. 1979.

ROMKENS, M. J. M., HELMING, K., PRASAD, S. N. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness and soil water regimes. In *Catena*. 2002. vol. 46. p. 103-123. ISSN 03418162.

ROTH, C. H., EGGERT, T. Mechanismus of aggregate breakdown involved in surface sealing, runoff generation and sediment concentration on loess soils. In *Soil & Tillage Research*. 1994. vol. 32. p. 253-268. ISSN 0167-1987.

ROTH, C. H., MEYER, B., FREDE, H. G., DERPSCH, R. Effect of mulch rates and tillage systems on infiltrability and other soil physical properties of an Oxisol in Parana, Brazil. In *Soil & Tillage Research*. 1988. vol. 11(1). p. 81-91. ISSN 0167-1987.

SANGÜESA, C., C. ARUMÍ PIZARRO, R., LINK, O. A rainfall simulator for the in situ study of superficial runoff and soil erosion. In *Chilean Journal of Agricultural Research*. 2010. vol. 70, issue. 1. p. 178-182. ISSN 0718-5820.

SANETRNÍK, J., TOMAN, F. *Materiály a konstrukce – terénní úpravy. Skriptum*. Brno. MZLU v Brně. 1996. 106 s. ISBN 80-7157-215-2.

SÁŇKA, M., MATERNA, J. Indikátory kvality zemědělských a lesních půd ČR. In *Edice Planeta-odborný časopis pro životní prostředí*. 2004. vol. 12(11). p. 39. ISSN 1210-4124.

SAPKOTA, T. K. *Conservation tillage impact on soil aggregation, organic matter turnover and biodiversity*. In *Organic fertilisation, soil quality and human health*. 2012. 352 pp. ISBN 2210-4429.

SCOTT, H. D. *Soil Physics: Agriculture and Environmental Applications*. 1. vydání. Iowa: Iowa state university press. 2000. 422 str. ISBN 0-8138-2087-1.

SHARMA, D. P., AGRAWAL, R. P. Seedling emergence behavior of bajra, cotton and guar as affected by surface crust strenght. In *Mysore Journal Agricultural Science*. 1974. vol. 13. p. 400-404. ISSN 0047-8539.

SINGH, B., CHANASYK, D.S., MCGILL, W.B., NYBORG, M.P.K. Residue and tillage management effects on soil properties of a typic Cryoboroll under continuous barley. In *Soil & Tillage Research*. 1994. vol. 32(2-3). p. 117-133. ISSN 01671987.

SEMANČÍKOVÁ, E., A KOL. *Monitorování a vyhodnocení vlivu agroenvironmentálních opatření HRDP na erozi půdy a retenční schopnosti území. Závěrečná zpráva*. České Budějovice: BF JU. 2006.

SKLENIČKA, P. *Základy krajinného plánování*. Praha: Naděžda Skleničková. 2003. 321 s. ISBN 80-903206-1-9.

SNYDER, V. A., VÁZQUEZ, M. A. *Structure*. In: *Hillel and Hatfield: Encyclopedia of Soils in the Environment*. Academic Press. 2005. pp. 54-58. ISBN 978-0-12-348530-4.

SOBOTKOVÁ, V., *Volumetrická kvantifikace projevů vodní eroze a jejich vliv na komplex vybraných půdních charakteristik*. Brno. 2012. Disertační práce. Vysoké učení technické v Brně.

SOLÉ-BENET, A., CALVO, A., CEDRA, A., LAZARO, R., PINI, R., BARBERO, J. Influence of micro-relief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Sabin). In *Catena*. 1997. vol. 31. p. 23-28. ISSN 03418162.

SPRAGUE, G. B., TRIPLETT, M. A. *No-tillage and surface-tillage agriculture*. John Wiley and Sons. Canada. 1986.

SUMNER, M., STEWART, B. *Soil crusting: chemical and physical processes*. Boca Raton: Lewis Publishers. 1992. 372 s.

ŠIMEK, M. *Základy nauky o půdě: 1. Neživé složky půdy*. Skriptum. České Budějovice, Jihočeská univerzita, Biologická fakulta. 2005. 160 s.

ŠURDA, P., ANTAL, J. Zhodnotenie účinkov aplikácie agrotexílie na povrch pôdy v rámci protieróznej ochrany pôdy. In *Bioklimatologické aspekty hodnocení procesů v krajině: sborník příspěvků z mezinárodní konference*, Mikulov. Česká bioklimatologická společnost. 2008. ISBN 978-80- 86690-55-1.

TIPPL, M., JANEČEK, M., BOHUSLÁVEK, J., PIVCOVÁ, J. *Vliv půdní krusty na povrchový odtok a erozi*. Vědecké práce VÚMOP Praha.

TIPPL, M., JANEČEK, M., KAČER, M. *Vliv zpracování půdy na velikost povrchového odtoku a ztrátu půdy erozí*, s. 63-82. In Hůla J., a kol., 2005: Redakčně upravená zpráva projektu MZe ČR 1G57042 „Péče o půdu v podmínkách se zvýšenými nároky na ochranu životního prostředí“. Praha: VÚZT, prosinec 2005, 198 s.

TISDALL, J. M., ADEM, H. H. Effect of water content of soil and tillage on sizedistribution of aggregatesand infiltration. In *Aust. J. Exp. Agric.* 1986. vol. 26. p. 193-195. ISSN 0307-692X.

TISDALL, J. M., OADES, J. M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. In *European Journal of Soil Science*. 1982. vol. 33. p. 141-163. ISSN 1365-2389.

TEBRÜGGE, F., ABELSOVA, J. Bioporen fördern die Versickerung. Landtechnik. In *Landtechnik Agricultural engineering*. 1999. vol. 54. p. 13-16. ISSN 121-9151.

TRUMAN, C., C., FRANZMEIER, D., P. *Structure, pedological concepts and water flow*. In *Encyclopedia of soil science*. United States of America, s. 1263-1269. 2002. ISBN 0-8247-0634-X.

VACH, M., JAVŮREK, M. *Efektivní technologie obdělávání půdy a zakládání porostů polních plodin*. Metodika pro praxi. Výzkumný ústav rostlinné výroby v. v. i., Praha, 26 s. 2011. ISBN 97880-7427-079-6.

VALENTIN, C., Surface crusting, runoff, and erosion on steplands and coarse material. In *IBSRAM Tech. Notes*. 1989. vol. 3.

VALLA, M., KOZÁK, J., DRBAL, J. *Cvičení z půdoznalectví – II*. Skriptum. VŠZ Praha, 280 s. 1980.

VIČANOVÁ, M., MAŠÍČEK, T., TOMAN, F., STEJSKAL, B., POKORNÁ, J.: Průběžné výsledky měření infiltrace vody do půdy na lokalitě Vatín. In: *Bioklimatologické aspekty hodnocení procesů v krajině: sborník abstraktů a příspěvků z mezinárodní konference: Mikulov*. 2008. p. 1 – 7. ISBN 97880866690551.

VOPRAVIL, J., KHEL, T., VRABOVÁ, T., HAVELKOVÁ, L., PROCHÁZKOVÁ, E., NOVOTNÝ, I., NOVÁK, P., FUČÍK, P., DUFFKOVÁ, R., JACKO, K., TYLOVÁ, J., HODEK, T. *Vliv činnosti člověka na krajinu českého venkova s důrazem na vodní režim a zadržování vody v krajině*. VÚMOP, Praha, 77 str. 2010. ISBN 978-80-87361-06-1.

Vyhláška Ministerstva zemědělství 275/1998 Sb., ze dne 12. listopadu 1998 o agrochemickém zkoušení zemědělských půd a zjišťování půdních vlastností lesních pozemků.

WATSON, D. A., LAFLÉN, J. M. Soil strength, slope, and rainfall intensity effects on interrill erosion. In *Trans. ASAE*. 1986. vol. 29. p. 98-102

WISCHMEIER, W. H., SMITH, D. D. *Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. Agricultural. Handbook*. No. 537. 1978. US Department of Agriculture, Washington, DC.

WHALEN, K., SAMPEDRO, L. *Soil ecology and management*. Cambridge, MA: CABI Publishing. 2009. ISBN 978-1845935634.

WHITE, R. E. The influence of macropores on the transport of dissolved and suspended matter through soil. In *Advances in Soil Science*. Springer-Verlag New York Inc. vol. 3. 1985. ISBN 978-4612-5090-6.

ZÁDOROVÁ, T., JAKŠÍK, O., KODEŠOVÁ, R., PENÍŽEK, V. Influence of Terrain Attributes and Soil Properties on Soil Aggregate Stability. In *Soil and Water Res*. 2011. vol. 6. p. 111-119. ISSN 1801-5395.

ZACHAR, D. *Erózia pôdy*. 2. vyd. Bratislava: SAV. 1970. 528 s. ISBN 0-444-99725-3.

ZBÍRAL, J. a kol., *Analýza půd III*. Ústřední kontrolní a zkušební ústav zemědělský. Brno. 2004. 199 stran. ISBN 80-86548-60-0.

ZEJUN, T., TINGWU, L., QINGWEN, Z., JUN, Z. The Sealing Process and Crust Formation at Soil Surface under the Impact of Raindrops and Polyacrylamide. In *12th ISCO Conference*. 2002. p. 7.

8 SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1 Stacionární infiltrace vody do půdy s krustou na povrchu	22
Obr. 2 Infiltrační křivky pro strukturní a nestrukturní půdu	24
Obr. 3 Zájmové území Větrkovice (Zdroj: vlastní)	29
Obr. 4 Plošná lokalizace aktualizovaných BPEJ	30
Obr. 5 Přehledná situace území v měřítku 1 : 25 000 s vyznačením experimentálních ploch (Zdroj: vlastní).....	31
Obr. 6 Odběrná místa na jednotlivých experimentálních plochách (Zdroj: vlastní).....	31
Obr. 7 Zájmové území Čejkovice (Zdroj: vlastní).....	32
Obr. 8 Plošná lokalizace aktualizovaných BPEJ (Zdroj: https://mapy.vumop.cz)	33
Obr. 9 Přehledná situace území v měřítku 1 : 40 000 s vyznačením experimentálních ploch (Zdroj: vlastní).....	34
Obr. 10 Odběrná místa na jednotlivých experimentálních plochách (Zdroj: vlastní).....	34
Obr. 11 Zájmové území Hustopeče – Starovice (Zdroj: vlastní)	35
Obr. 12 Plošná lokalizace aktualizovaných BPEJ (Zdroj: https://mapy.vumop.cz)	36
Obr. 13 Přehledná situace území v měřítku 1 : 40 000 s vyznačením experimentální plochy (Zdroj: vlastní).....	37
Obr. 14 Odběrná místa na experimentální ploše (Zdroj: vlastní)	37
Obr. 15 Plošná kategorizace ztráty půdy podle USLE2D, McCoola (McCool, 1989) s vyznačením odběrných míst na jednotlivých experimentálních plochách v lokalitě Větrkovice (Zdroj: vlastní).....	38
Obr. 16 Plošná kategorizace ztráty půdy podle USLE2D, McCoola (McCool, 1989) s vyznačením odběrných míst na jednotlivých experimentálních plochách v lokalitě Čejkovice (Zdroj: vlastní)	39
Obr. 17 Plošná kategorizace ztráty půdy podle USLE2D, McCoola (McCool, 1989) s vyznačením odběrných míst na experimentální ploše v lokalitě Hustopeče (Zdroj: vlastní).....	39

Obr. 18 Klasifikace zrnitosti půd podle Nováka (a). Trojúhelníkový diagram pro stanovení druhu půdy podle obsahu jílu, prachu a písku v % hmotnostních (b) (Němeček et al., 2001)	41
Obr. 19 Dispergační přístroj pro stanovení stability agregátů mokou cestou od firmy Ejkelkamp (převzato z http://www.ekotechnika.cz/)	46
Obr. 20 Dvouválcová metoda	47
Obr. 21 Minidiskový infiltrometr.....	49
Obr. 22 Dešťový simulátor (Zdroj: vlastní)	53
Obr. 23 Trojúhelníkový diagram pro stanovení druhu půdy podle obsahu jílu, prachu a písku v % hmotnostních a) pro lokalitu Větrkovice; b) pro lokalitu Čejkovice c) pro lokalitu Hustopeče (Zdroj: vlastní)	76
Obr. 24 Zobrazení půdního druhu dle Novákovy klasifikace (Zdroj: vlastní).....	77
Obr. 25 Trojúhelníkový diagram pro stanovení druhu půdy podle obsahu jílu, prachu a písku v % hmotnostních a) pro lokalitu Větrkovice; b) pro lokalitu Hustopeče (Zdroj: vlastní).....	78
Obr. 26 Spektrální analýza metodou SEM půdní krusty odebrané z plochy F v lokalitě Větrkovice, akumulární zóna (Zdroj: vlastní)	99
Obr. 27 Spektrální analýza metodou SEM půdní krusty odebrané z plochy F v lokalitě Větrkovice, transportní zóna (Zdroj: vlastní).....	100
Obr. 28 Spektrální analýza metodou SEM půdní krusty odebrané z plochy F v lokalitě Větrkovice, eluviální zóna (Zdroj: vlastní)	101
Obr. 29 Spektrální analýza metodou SEM půdní krusty odebrané z plochy C v lokalitě Čejkovice, akumulární zóna (Zdroj: vlastní).....	102
Obr. 30 Spektrální analýza metodou SEM půdní krusty odebrané z plochy C v lokalitě Čejkovice, transportní zóna (Zdroj: vlastní)	103
Obr. 31 Spektrální analýza metodou SEM půdní krusty odebrané z plochy C v lokalitě Čejkovice, eluviální zóna (Zdroj: vlastní).....	104

9 SEZNAM TABULEK

Tab. 1 Kritické hodnoty objemové hmotnosti v g.cm^{-3} v závislosti na půdním druhu (Lhotský, 1984).....	13
Tab. 2 Kritické hodnoty pórovitosti v % v závislosti na půdním druhu (Lhotský, 1984).....	14
Tab. 3 Hodnocení strukturního stavu humusového horizontu podle pórovitosti (vyhláška č. 275/1998 Sb., o agrochemickém zkoušení zemědělských půd a zjištění půdních vlastností lesních pozemků, ve znění pozdějších předpisů).....	15
Tab. 4 Popis experimentálních ploch.....	30
Tab. 5 Popis experimentálních ploch.....	33
Tab. 6 Popis experimentální plochy.....	37
Tab. 7 Hodnoty parametru A_2 pro rozdílnou výšku h_0	51
Tab. 8 Výsledky středních hodnot objemových hmotností redukovaných (g.cm^{-3}) v lokalitě Větrkovice.....	56
Tab. 9 Výsledky středních hodnot objemových hmotností redukovaných (g.cm^{-3}) v lokalitě Čejkovice.....	56
Tab. 10 Výsledky středních hodnot objemových hmotností redukovaných (g.cm^{-3}) v lokalitě Hustopeče.....	57
Tab. 11 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Větrkovice.....	60
Tab. 12 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Čejkovice.....	60
Tab. 13 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Hustopeče.....	60
Tab. 14 Výsledky středních hodnot pórovitostí (% obj.) - Větrkovice.....	63
Tab. 15 Výsledky středních hodnot pórovitostí (% obj.) - Čejkovice.....	63
Tab. 16 Výsledky středních hodnot pórovitostí (% obj.) - Hustopeče.....	64
Tab. 17 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Větrkovice.....	67
Tab. 18 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Čejkovice.....	67

Tab. 19 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Hustopeče	67
Tab. 20 Zařazení výsledků rozboru dle Novákovy klasifikace pro lokalitu Větrkovice	74
Tab. 21 Zařazení výsledků rozboru dle Novákovy klasifikace pro lokalitu Čejkovice..	75
Tab. 22 Zařazení výsledků rozboru dle Novákovy klasifikace pro lokalitu Hustopeče .	75
Tab. 23 Zařazení výsledků rozboru dle Novákovy klasifikace pro lokalitu Větrkovice	84
Tab. 24 Zařazení výsledků rozboru dle Novákovy klasifikace pro lokalitu Hustopeče .	84
Tab. 25 Regresní závislost a hodnota spolehlivosti R^2 pro hodnoty zrnitostní.....	86
Tab. 26 Koeficient strukturnosti pro lokalitu Větrkovice	88
Tab. 27 Koeficient strukturnosti pro lokalitu Čejkovice.....	90
Tab. 28 Koeficient strukturnosti pro lokalitu Hustopeče.....	91
Tab. 29 Zjištěná vodostálost půdních agregátů pro lokalitu Větrkovice	93
Tab. 30 Zjištěná vodostálost půdních agregátů pro lokalitu Čejkovice a Hustopeče	94
Tab. 31 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Větrkovice	95
Tab. 32 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Čejkovice	95
Tab. 33 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Hustopeče	95
Tab. 34 Chemické složení zkoumaných spekter půdní krusty.....	99
Tab. 35 Chemické složení zkoumaných spekter půdní krusty.....	100
Tab. 36 Chemické složení zkoumaných spekter půdní krusty.....	101
Tab. 37 Chemické složení zkoumaných spekter půdní krusty.....	102
Tab. 38 Chemické složení zkoumaných spekter půdní krusty.....	103
Tab. 39 Chemické složení zkoumaných spekter půdní krusty.....	104
Tab. 40 Momentální vlhkost v % obj. pro lokalitu Větrkovice	108
Tab. 41 Momentální vlhkost v % obj. pro lokalitu Čejkovice.....	108
Tab. 42 Momentální vlhkost v % obj. pro lokalitu Hustopeče	109
Tab. 43 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Větrkovice	117

Tab. 44 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Čejkovice	117
Tab. 45 Analýza rozptylu ($\alpha=0,05$) pro lokalitu Hustopeče	117
Tab. 46 Nenasycená hydraulická vodivost $K(h)$ v $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$ - Větrkovice.....	119
Tab. 47 Nenasycená hydraulická vodivost $K(h)$ v $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$ - Čejkovice	119
Tab. 48 Nenasycená hydraulická vodivost $K(h)$ v $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$ - Hustopeče	120

10 SEZNAM GRAFŮ

Graf. 1 Průměrné hodnoty objemové hmotnosti redukované v g.cm^{-3} v lokalitě Větrkovice.....	58
Graf. 2 Průměrné hodnoty objemové hmotnosti redukované v g.cm^{-3} v lokalitě Čejkovice.....	59
Graf. 3 Průměrné hodnoty objemové hmotnosti redukované v g.cm^{-3} v lokalitě Hustopeče.....	59
Graf. 4 Průměrné hodnoty pórovitosti v % obj. v lokalitě Větrkovice.....	65
Graf. 5 Průměrné hodnoty pórovitosti v % obj. v lokalitě Čejkovice	66
Graf. 6 Průměrné hodnoty pórovitosti v % obj. v lokalitě Hustopeče	66
Graf. 7 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst	69
Graf. 8 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst	70
Graf. 9 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst	71
Graf. 10 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst	72
Graf. 11 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst	73
Graf. 12 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst	79
Graf. 13 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst	80
Graf. 14 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst	81
Graf. 15 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst	82
Graf. 16 Srovnání křivek zrnitosti stanovených ze vzorků jednotlivých odběrných míst	83

Graf. 17 Regresní závislosti hodnot zrnitostní frakce < 0,01 mm v % s lineárním, exponenciálním, mocninovým a polynomickým trendem pro lokalitu Větrkovice.....	85
Graf. 18 Regresní závislosti hodnot zrnitostní frakce < 0,01 mm v % s lineárním, exponenciálním, mocninovým a polynomickým trendem Hustopeče.....	86
Graf. 19 Srovnání odvozených a naměřených hodnot zrnitostní frakce < 0,01 mm pro	87
Graf. 20 Koeficient strukturnosti pro lokalitu Větrkovice.....	92
Graf. 21 Koeficient strukturnosti pro lokalitu Čejkovice.....	92
Graf. 22 Koeficient strukturnosti pro lokalitu Hustopeče.....	92
Graf. 23 Lineární regresní závislosti hodnot zrnitostní frakce < 0,01 mm v % a hodnot vodostálosti půdních agregátů v % pro lokalitu Větrkovice.....	106
Graf. 24 Lineární regresní závislosti hodnot zrnitostní frakce < 0,01 mm v % a hodnot vodostálosti půdních agregátů v % pro lokality Čejkovice a Hustopeče.....	106
Graf. 25 Průběh kumulativní infiltrace I(t) v cm a rychlosti infiltrace v(t) v cm.min ⁻¹ měřené pomocí dvouválcové metody v lokalitě Větrkovice.....	110
Graf. 26 Průběh kumulativní infiltrace I(t) v cm měřené pomocí minidiskového infiltrometru v lokalitě Větrkovice.....	112
Graf. 27 Průběh kumulativní infiltrace I(t) v cm měřené pomocí minidiskového infiltrometru v lokalitě Větrkovice.....	113
Graf. 28 Průběh kumulativní infiltrace I(t) v cm měřené pomocí minidiskového infiltrometru v lokalitě Čejkovice.....	114
Graf. 29 Průběh kumulativní infiltrace I(t) v cm měřené pomocí minidiskového infiltrometru v lokalitě Hustopeče.....	115
Graf. 30 Kumulatvní infiltrace I(t) v cm (přepočítaná ze zainfiltrovaného objemu pomocí infiltrační plochy) v čase zasakování t = 35 min.....	116
Graf. 31 Kumulatvní infiltrace I(t) v cm měřená pomocí dešťového simulátoru.....	120

11 SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK A SYMBOLŮ

Al	hliník	
Al ₂ O ₃	oxid hlinitý	
A ₂	parametr funkce (rovnice 13)	[-]
BPEJ	bonitovaná půdně ekologická jednotka	
CO ₂	oxid uhličitý	
CaCO ₃	uhličitan vápenatý	
CEmc	černozem modální, karbonátová	
CEm	černozem modální	
C	uhlík	
<i>C</i>	faktor ochranného vlivu vegetačního pokryvu (rovnice 1)	[-]
<i>c</i>	menisková korekce a oprava 0 čtení (rovnice 6)	[-]
<i>C₁</i>	odhad sorptivity (rovnice 9,10,11)	[cm.min ^{-1/2}]
<i>C₁</i>	parametr funkce vztažený k sorptivitě (rovnice 12)	[m.s ^{-1/2}]
<i>C₂</i>	parametr vyrovnávacího procesu (rovnice 9,10,11)	[cm.min ⁻¹]
<i>C₂</i>	parametr funkce vztažený k hydraulické vodivosti (rovnice 13)	[m.s ⁻¹]
<i>C₃</i>	parametr vyrovnávacího procesu (rovnice 9,10,11)	[cm.min ^{-3/2}]
Ca	vápník	
Cu	měď	
ČR	Česká republika	
<i>D</i>	průměr zrna (rovnice 7)	[mm]
DMT	digitální model terénu	
FAST	Fakulta stavební	
Fe	železo	
FeS ₂	disulfid železnatý - pirit	
Fe ₂ O ₃	oxid železitý	
<i>G</i>	průměrná dlouhodobá ztráta půdy za rok (rovnice 1)	[t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹]
<i>G_A</i>	hmotnost zeminy s původní okamžitou vlhkostí (rovnice 3)	[g]
<i>G_H</i>	hmotnost vysušené zeminy (rovnice 4)	[g]
<i>g</i>	gravitační zrychlení	[cm.s ⁻²]
<i>h₀</i>	sací výška infiltrometru	[m]
H	hlinitá půda	
HP	hlinitopísčité půda	
HPJ	hlavní půdní jednotka	
<i>H_r</i>	opravný koeficient (rovnice 7)	[cm]

$I(t)$	kumulativní infiltrace	[cm]
J	jíl	
JH	jílovitohlinitá půda	
JV	jílovitá půda	
K	draslík	
K	faktor erodovatelnosti půdy (rovnice 1)	[-]
$K(h)$	nenasyčená hydraulická vodivost	[cm.min ⁻¹]
K_s	hydraulická vodivost	[cm.min ⁻¹]
$K(-2)$	nenasyčená hydraulická vodivost při sacím tlaku -2 cm	[cm.min ⁻¹]
KS	koeficient strukturnosti	[-]
L	faktor délky svahu (rovnice 1)	[-]
LPIS	land parcel identification system	
m	teplotní korekce (rovnice 6)	[-]
$M1$	hmotnost misky (rovnice 8)	[g]
$M2$	hmotnost misky, stabilních agregátů a písku (rovnice 8)	[g]
$M3$	hmotnost misky a písku (rovnice 8)	[g]
Mg	hořčík	
MgO	oxid hořečnatý	
Mo	molybden	
m_s	hmotnost suspenze z povrchového odtoku (rovnice 14)	[g]
m_z	hmotnost splavené půdy (rovnice 14)	[g]
Na	sodík	
N_s	navážka zeminy na vzduchu vyschlá a přepočtená na sušinu	[g]
η	dynamická viskozita tekutiny (rovnice 7)	[g.s ⁻¹ .cm ⁻¹]
O	poměrný obsah částic v daném čase měření (rovnice 6)	[% hmotn.]
O ₂	kyslík	
P	písčítá půda	
PH	písčítohlinitá půda	
P	fosfor	
P	celková pórovitost	[%]
p	hodnota chyby prvního druhu	
P	faktor účinnosti protierozních opatření (rovnice 1)	[-]
P_{ma}	póry meziagregátové	
P_{va}	póry agregátové	
P_s	hmotnost pyknometru se suspenzí (rovnice 2)	[g]
P_v	hmotnost pyknometru s destilovanou vodou (rovnice 2)	[g]

R	čtení hustoměru (rovnice 6)	[-]
R	faktor erozní účinnosti dešťů (rovnice 1)	[MJ.ha ⁻¹ .cm.h ⁻¹]
R^2	součinitel spolehlivosti chyby měření	[-]
r	Pearsonův korelační koeficient	[-]
r_0	poloměr	[m]
ρ	hustota vody (rovnice 14)	[g.cm ⁻³]
ρ_d	redukováná objemová hmotnost	[g.cm ⁻³]
ρ_o	měrná hmotnost vody (rovnice 7)	[g.cm ⁻³]
ρ_s	měrná hmotnost zeminy	[g.cm ⁻³]
ρ_v	neredukovaná objemová hmotnost	[g.cm ⁻³]
S	síra	
S	faktor sklonu svahu (rovnice 1)	[-]
s	navážka zeminy přepočtena na sušinu (rovnice 6)	[g]
%SAS	procento stabilních agregátů (rovnice 8)	[%]
SEM	skenovací elektronový mikroskop	
SiO ₂	oxid křemičitý	
Si	křemík	
t	čas měření	[s]
t_0	počáteční čas měření	[s]
T	teplota suspenze	[°C]
Ti	titan	
USLE	Universal Soil Loss Equation	
ÚVHK	Ústav vodního hospodářství	
$v(t)$	infiltrační rychlost	[cm.min ⁻¹]
VUT	Vysoké učení technické v Brně	
V_S	objem fyzikálního válečku	[cm ³]
V_V	objem naváženého vzorku (rovnice 2)	[cm ³]
W	navážka vzorku (rovnice 8)	[g]

12 SEZNAM PUBLIKOVANÝCH PRACÍ

2012

KAMENÍČKOVÁ, I., LARIŠOVÁ, L., STOKLÁSKOVÁ, A. The impact of different tillage treatments on hydraulic conductivity of loamy soil. *Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendeleianae Brunensis*, 2012. vol. 60. issue. 5. p. 109 – 133. ISSN 1211-8516.

KAMENÍČKOVÁ, I., LARIŠOVÁ, L., STOKLÁSKOVÁ, A. Vliv různých agrotechnologií na nasycenou hydraulickou vodivost K_s hlinité půdy v lokalitě Bohaté Málkovice. *Littera Scripta*, 2012. vol. 5. issue. 2. p. 233-242. ISSN 1802-503X.

LARIŠOVÁ, L., DUMBROVSKÝ, M. Vyhodnocení účinnosti pozemkových úprav v k.ú. Hustopeče. In *Veda Mladých 2012. VII. Mezinárodní vědecká konference*. 1. Nitra, Slovenská poľnohospodárska universita v Nitre. 2012. p. 65-72. ISBN 978-80-552-0858-9.

2013

KAMENÍČKOVÁ, I., LARIŠOVÁ, L. Pedotransferové funkce pro určení bodů retenčních čar středních půd z lokality Bohaté Málkovice. *Acta Hydrologica Slovaca*. 2013. vol. 14. issue. 2. p. 473-478. ISSN 1335-6291.

LARIŠOVÁ, L., DUMBROVSKÝ, M. Infiltrace na erozně ohroženém bloku orné půdy s půdní krustou na povrchu. In *Veda Mladých 2013. VIII. Mezinárodní vědecká konference*. 1. Nitra, Slovenská poľnohospodárska universita v Nitre. 2013. p. 267-280. ISBN 978-80-552-1081-0.

2014

LARIŠOVÁ, L. Infiltrace měřená dvouválcovým infiltrometrem na pozemku s půdní krustou na povrchu. In *Juniorstav 2014. 16. Odborná konference doktorského studia*. 1. Brno, VUT v Brně. 2014. p. 263 - 267. ISBN 978-80-214-4851-3.

LARIŠOVÁ, L. Posouzení pozemkových úprav v katastrálním území Lichnov. In *Veda Mladých 2014. IX. Mezinárodní vědecká konference*. 1. Nitra, Slovenská poľnohospodárska universita v Nitre. 2014. p. 166-176. ISBN 978-80-552-1189-3.

LARIŠOVÁ, L. Terénní měření infiltrace minidiskovým infiltrometrem na pozemcích s půdní krustou na povrchu. In *Voda a krajina 2014. 5. Odborná konference*. 1. Praha. 2014. p. 155-122. ISBN 978-80-01-05533-5.

LARIŠOVÁ, L. Měření infiltrace a povrchového odtoku pomocí dešťového simulátoru. In *Konferencie mladých výzkumníků „KOMVY 2014“*. 3. ročník. 1. Bratislava, STU v Bratislave. 2014.

LARIŠOVÁ, L., DUMBROVSKÝ, M. Změna vybraných fyzikálních vlastností půdy vlivem vodní eroze na pozemcích s půdní krustou na povrchu. *Časopis Pozemkové úpravy MZe ČR – ÚPU, 2004*. 2014. 19(74). p. 1–7. ISSN 1214-5815.

2015

LARIŠOVÁ, L. Fyzikální vlastnosti půdy experimentální plochy v lokalitě Čejkovice. In *Juniorstav 2015. 17. Odborná konference doktorského studia*. 1. Brno, VUT v Brně. 2015. p. 263 - 267. ISBN 978-80-214-5091-2.

KAMENÍČKOVÁ, I., LARIŠOVÁ, L. Using two pedotransfer function to estimate soil moisture retention curves from one experimental site of South Moravia. *Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendeleiana Brunensis*, 2015. vol. 62. issue. 3. p. 501 – 506. ISSN 1211-8516.

KAMENÍČKOVÁ, I., LARIŠOVÁ, L. Comparison of predicted and laboratory measured soil moisture retention curves from three experimental sites of South Moravia. *Journal of Landscape Management*. 2015. vol. 6. issue. 2, p. 17-23. ISSN 1804-2821.

LARIŠOVÁ, L. Využití přenosného simulátoru deště ve výzkumu půdní krusty. *Příspěvek v pouterové sekci na konferenci Pedologické dny 2015*. 2015. Olomouc. ISBN 978-80-244-482-2.

2016

DUMBROVSKÝ, M., LARIŠOVÁ, L. The Influence of Different Technologies of Soil Processing on Infiltration Properties of Soil in the Cambisols Area of the Opava District. *Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendeliana Brunensis*. 2016. vol. 64, issue. 5. p. 1495–1505. ISSN 1211-8516.

13 SEZNAM PŘÍLOH

- PŘÍLOHA Č.1 Měrná hmotnost
- PŘÍLOHA Č.2 Analýza rozptylu hodnot objemové hmotnosti redukované na hladině významnosti 0,05
- PŘÍLOHA Č.3 Dvou výběrové t-testy hodnot objemové hmotnosti redukované
- PŘÍLOHA Č.4 Analýza rozptylu hodnot pórovitosti na hladině významnosti 0,05
- PŘÍLOHA Č.5 Dvou výběrové t-testy hodnot pórovitosti
- PŘÍLOHA Č.6 Analýza rozptylu hodnot vodostálosti půdních agregátů na hladině významnosti 0,05
- PŘÍLOHA Č.7 Dvou výběrové t-testy hodnot vodostálosti půdních agregátů
- PŘÍLOHA Č.8 Analýza rozptylu hodnot kumulativní infiltrace v čase $t=35$ min na hladině významnosti 0,05
- PŘÍLOHA Č. 9 Dvou výběrové t-testy hodnot kumulativní infiltrace v čase $t=35$ min