

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra pedologie a ochrany půdy



**Fakulta agrobiologie,
potravinových a přírodních zdrojů**

**Dlouhodobý vliv eroze půdy na hydraulické vlastnosti půd
v černozemní oblasti**

Diplomová práce

Kristýna Bahenská

Hodnocení a ochrana půdy

**Ing. Antonín Nikodem, Ph.D., DiS.
Konzultant: Ing. Miroslav Fér, Ph.D.**

© 2023 ČZU v Praze

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že svou diplomovou práci "Dlouhodobý vliv eroze na hydraulické vlastnosti půd v černozemní oblasti" jsem vypracovala samostatně pod vedením vedoucího diplomové práce a s použitím odborné literatury a dalších informačních zdrojů, které jsou citovány v práci a uvedeny v seznamu literatury na konci práce. Jako autorka uvedené diplomové práce dále prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušila autorská práva třetích osob.

V Praze dne 14. 4. 2023

Poděkování

Toto poděkování patří mému vedoucímu diplomové práce Ing. Antonínu Nikodemovi, Ph.D., DiS. za pomoc při psaní diplomové práce, za cenné rady a čas, který mi věnoval a že byl vždy nápomocen při nejasnostech, které mě při psaní práce potkaly. Dále bych ráda poděkovala svým blízkým, rodině a přátelům za to, že mě vždy při studiu podporovali a dodávali mi odvahu a motivaci.

Dlouhodobý vliv eroze půdy na hydraulické vlastnosti půd v černozemní oblasti

Souhrn

Diplomová práce „Dlouhodobý vliv eroze půdy na hydraulické vlastnosti půd v černozemní oblasti“ se zabývá zhodnocením vlivu vodní eroze na hydrofyzikální a hydraulické půdní vlastnosti. Rešeršní část práce se zabývá problematikou vody v půdním prostředí, erozní činností a popisuje hydraulické vlastnosti půdy.

V experimentální části práce byla popsána lokalita Brumovice (Česká republika), na které probíhal odběr porušených a neporušených půdních vzorků ze čtyř odběrových sond S2, S3, S5 a S6. Byla sledována transformace původních černozemí, které v dané oblasti dominují, na různé půdní typy podle stupně erodovatelnosti. Ve sledované oblasti se nacházejí erodované černozemě, regozemě (na nejstrmějších a silně erodovaných částech území) a koluvizemě. Na porušených půdních vzorcích byly určeny základní půdní vlastnosti podle standartních laboratorních metod. Byly stanoveny obsahy organického uhlíku, zdánlivá hustota pevných částic a zrnitostní složení. Na neporušených vzorcích byly stanoveny hydrofyzikální a hydraulické vlastnosti pomocí přetlakového aparátu a Tempských cel. Měřené body retenčních čar z přetlakového aparátu byly využity k proložení retenčních čar půdních vlhkostí pomocí programu RETC, který využívá rovnice van Genuchtena. Měřená data z Tempských cel byla použita při matematické inverzní optimalizaci v programu HYDRUS-1D. Byly zobrazeny křivky hydraulických vodivostí pro jednotlivé půdní sondy. V této práci byly následně stanoveny charakteristiky zaměřující se na popis systému půdních pórů a fyzikální kvality půdy. Veškeré měřené půdní vlastnosti byly statisticky vyhodnoceny a byly porovnány jednotlivé vlastnosti mezi sledovanými sondami.

Výsledky získané z přetlakového aparátu a Tempských cel ukazují, že dochází ke změnám hydrofyzikálních i hydraulických vlastností půd, které byly ovlivněny erozní činností. Průběhy retenčních čar půdní vlhkosti a křivky hydraulických vodivostí se v jednotlivých sledovaných půdních profilech výrazně odlišují. Vodní eroze ovlivnila také další půdní vlastnosti, především obsah organického uhlíku (C_{ox}) a zrnitostní složení půdy. Nejnižší obsah C_{ox} byl naměřen u půdního typu regozemě (sonda S6) a nejvyšší u černozemě (sonda S5). Nejrozdílnější zrnitostní složení vykazovala sonda S2 (koluvizem), u které byl naměřen nejvyšší obsah písčité frakce. I přesto, že z výsledků vyplývá, že se půdní vlastnosti vlivem eroze mění, rozdíly některých zkoumaných veličin sondy S3 (nasyčená hydraulická vodivost), S5 (jíl, prach, písek, reziduální vlhkost, nasycená hydraulická vodivost, pórovitost, objemová vlhkost $\theta_{70}-\theta_s$, polní vodní kapacita a gravitační voda) a sondy S6 (jíl, prach, písek, nasycená vlhkost, reziduální vlhkost, parametr α , parametr n , objemová vlhkost θ_{70} , objemová vlhkost $\theta_{70}-\theta_s$ a gravitační voda) nejsou statisticky průkazné.

Klíčová slova: půda, eroze, hydraulické vlastnosti, fyzikální kvalita půdy

Long-term soil erosion impact on soil hydraulic properties in the Chernozem area

Summary

The thesis "Long-term soil erosion impact on soil hydraulic properties in the chernozem area" is concerned with assessing the effect of water erosion on hydrophysical and hydraulic soil properties. The literature research part of the work deals with water issues in the soil environment, erosion activities and describes the hydraulic properties of the soil.

The experimental part of the work described the locality of Brumovice (Czech Republic) on which the collection of damaged and intact soil samples from the four sampling probes S2, S3, S5 and S6 took place. The transformation of the original chernozems, which dominate the area, into different soil types according to the degree of erodability was monitored. In the area of interest there are eroded chernozems, regosols (on the steepest and most strongly eroded parts of the locality) and colluvial soils. On damaged soil samples, the basic soil properties were determined according to standard laboratory methods. Organic carbon levels, apparent particle density and granular composition have been determined. Hydrophysical and hydraulic properties were determined on intact samples using pressure plate apparatus and Tempe cells. The measured retention curves points from the pressurized apparatus were used to intersperse the retention curves of soil moisture with the RETC program, which uses the van Genuchten equation. Measured data from Tempe cells were used in mathematical inverse optimization in the HYDRUS-1D program. Hydraulic conductivity curves for individual soil probes were displayed. This work subsequently set out characteristics focusing on the description of the soil pore system and the physical quality of the soil. All soil characteristics measured were statistically evaluated. By using this statistical method, the individual properties between the probes were compared.

The results obtained from the pressure plate apparatus and Tempe cells show that changes in the hydrophysical and hydraulic properties of soils that have been affected by erosion activities are occurring. The retention curves of soil moisture and hydraulic conductivity curves differ significantly in the individual soil profiles observed. Water erosion also affected other soil properties, most notably the organic carbon (C_{ox}) and the granular composition of the soil. The lowest C_{ox} content was measured for soil type regosol (probe S6) and the highest for chernozem (probe S5). The S2 probe (colluvial soil) had the most different granular composition, with the highest sand particle fraction measured. Even though the results indicate that the soil properties change due to erosion, the differences of some of the S3 probe's variables studied (saturated hydraulic conductivity), S5 probe's (clay, dust, sand, residual moisture, saturated hydraulic conductivity, porosity, moisture by volume $\theta_{70}-\theta_s$, and field water capacity and gravitational water) and the S6 probe's (clay, dust, sand, saturated moisture, residual moisture, parameter α , parameter n , moisture by volume θ_{70} , moisture by volume $\theta_{70}-\theta_s$, and gravitational water) are not statistically conclusive.

Keywords: soil, erosion, hydraulic properties, physical quality of soil

Obsah

1 Úvod	8
2 Vědecká hypotéza a cíle práce	9
3 Literární rešerše	10
3.1 Vznik půdy	10
3.2 Voda v půdě	11
3.2.1 Půdní roztok	11
3.2.2 Pohyb vody v půdě	12
3.2.2.1 Retenční čára půdní vlhkosti	13
3.2.2.2 Křivka hydraulických vodivostí	14
3.2.2.3 Variabilita hydraulických půdních vlastností	15
3.2.2.4 Metody stanovení hydraulických vlastností	15
3.2.2.5 Hydrolimity	16
3.3 Eroze	17
3.3.1 Vodní eroze	18
3.3.2 Pozemkové úpravy	20
3.4 Půdy sledované oblasti	21
3.4.1 Černozemě	21
3.4.2 Regozemě	21
3.4.3 Koluvizemě	21
4 Metodika	23
4.1 Lokalita Brumovice	23
4.2 Stanovení půdních vlastností	26
4.2.1 Stanovení obsahu organického uhlíku (<i>Cox</i>) a humusu	26
4.2.2 Stanovení zdánlivé hustoty pevných částic	26
4.2.3 Stanovení zrnitostního složení	27
4.2.4 Stanovení hydraulických vlastností	27
4.2.4.1 Retenční čára půdní vlhkosti	27
4.2.4.2 Fyzikální kvalita půdy	28
4.2.4.3 Stanovení charakteristik popisující půdní pórový systém	29
4.2.4.4 Půdní hydrolimity	30
4.2.4.5 Parametry křivek hydraulických vodivostí	30
5 Výsledky	32
5.1 Základní vztahy mezi vlastnostmi půdy	32
5.2 Obsah organického uhlíku (<i>Cox</i>) a humusu	33
5.3 Výsledky zdánlivé hustoty pevných částic	34
5.4 Výsledky zrnitostního složení	36

5.5	Výsledky hydraulických vlastností.....	39
5.5.1	Výsledné parametry retenčních čar půdní vlhkosti.....	39
5.5.1.1	Výsledné retenční čáry půdní vlhkosti	43
5.5.2	Stanovení fyzikální kvality půdy	46
5.5.3	Výsledky charakteristik popisující půdní pórový systém.....	47
5.5.4	Půdní hydrolicity	50
5.5.5	Nasyčená hydraulická vodivost a křivky hydraulických vodivostí	52
5.5.6	Porovnání vlastností orničního horizontu sledovaných půd.....	55
6	Diskuze.....	58
7	Závěr	61
8	Literatura.....	62
9	Seznam obrázků.....	70
10	Seznam tabulek	71
11	Seznam použitých zkratk a symbolů.....	72

1 Úvod

Povrch zemský, tedy půda, patří mezi nejdůležitější části planety a plní několik důležitých funkcí, jednou z nich je poskytnout obživu lidské společnosti. Dalším důvodem, proč je pro společnost půda tak důležitá je fakt, že slouží jako komodita, kvalitní a úrodná zemina určuje cenu pozemků na trhu. Jedná se o ekonomické pojetí půdy, ve kterém je půda brána jako výrobní prostředek, který by neměl být opotřebováván, ale pouze zlepšován (Vlček a kol., 2020). A proto vyvstala potřeba půdu chránit a nedevastovat, jako tomu bylo v dobách kolektivizace. Jelikož došlo k velkým zásahům do krajiny a zemědělství nebylo šetrné, docházelo k postupné devastaci půdní hmoty. Degradace půdy je častěji se vyskytující a probíraný pojem moderní společnosti. Pod tímto slovem se nachází spousta zákoutí, avšak její význam je jasný: je to proces, při kterém dochází ke snížení produkční a ekologické funkce půdy.

Mezi fyzikální způsoby degradace patří eroze, pedokompakce, sealing, zamokření a desertifikace. Do skupiny chemických způsobů degradace, při kterých se mění chemické vlastnosti půdy spadá kontaminace, acidifikace, eutrofizace a salinita (Pavlů, 2018). Pedokompakce a sealing jsou problémy celosvětového rázu. Pedokompakcí se rozumí utužování půdy především vlivem pojezdů techniky při nevhodných vlhkostech, či špatná orba a pěstování monokultur. Utužení půdy znesnadňuje infiltraci povrchové vody a dochází ke zvyšování ohrožení erozí. Soil sealing neboli zastavování půdy spočívá v zakrytí povrchu zemského nepropustnými materiály. Důvodem je finanční nevýhoda rekonstrukcí, proto se vyplatí postavit novou budovu a zabrat novou plochu. Soil sealing způsobuje výrazné omezení infiltrace a ztrátu biodiverzity. Zamokření se týká pouze lokálních oblastí a způsobuje nevyvážený poměr kyslíku a vody v půdním profilu, rostliny pěstované na zamokřených lokalitách nemají dostatečný přístup k půdnímu vzduchu (www.eagri.cz).

Poslední z procesů, které vznikají změnou fyzikálních vlastností je desertifikace. Dle etymologie slova znamená desertifikace „výroba pouště“. A tak tento pojem i chápeme, desertifikace je rozšiřování pouště a snížení produktivity suchých oblastí (Verstraete, 1986).

Pojmem kontaminace se rozumí zvýšený obsah potencionálně rizikových prvků, například pesticidů, těžkých kovů a ostatních chemikálií. Vlivem kontaminace může docházet ke snížení produkce a změnám základních vlastností půdy. Při acidifikaci dochází k poklesu pH a půdní prostředí je kyselé, salinita vymezuje množství rozpustných solí v půdě. Obě formy degradace vedou ke snížení produkčních schopností půdy (www.eagri.cz). Eutrofizace je proces, při kterém dochází ke zvyšování živin v prostředí. Do prostředí a vod je vypouštěn nadbytek sloučenin fosforu a dusíku. Při velkém množství těchto sloučenin dochází k přemnožení mikroorganismů (Pavlů, 2018).

Všechny typy degradace spolu souvisejí, vzájemně se doplňují a ovlivňují. Nedá se říct, která z uvedených degradací má nejhorší dopad na půdu a zemědělství, a která je považována za nejmenší hrozbu. Existuje však jedna forma degradace, která je v posledních letech probírána velice často, a tou je eroze. Eroze může způsobit škody na majetku i na zdraví, ať už se jedná o jakoukoli její formu. V současnosti je problémem odnos obrovského množství erozního materiálu, v některých případech eroze dosahuje až kritických hodnot. I přesto, že je eroze považována za velmi vážný problém, jediné řešení, jak se erozi vyhnout jsou pozemkové úpravy a zodpovědný přístup zemědělců a hospodářů.

2 Vědecká hypotéza a cíle práce

Cílem předkládané diplomové práce na téma „Dlouhodobý vliv eroze půdy na hydraulické vlastnosti v černozemní oblasti“ je posouzení změny hydraulických vlastností u půdních typů sledovaných sond v katastrálním území obce Brumovice vlivem erozních činitelů, především vodní eroze silně probíhající na daném území. Cílem této práce je pomocí různých metod stanovit a popsat změnu hydraulických vlastností v jednotlivých horizontech sledovaných půdních profilů. Dále bude diplomová práce zaměřena na zrnitostní změny a změny obsahu organického uhlíku vlivem erozní činnosti a akumulace materiálu ve spodních částech svahu sledovaného území. Dalším cílem diplomové práce je zjistit, jak může vodní eroze měnit sledované půdní vlastnosti.

Stanovená vědecká hypotéza říká, že hydraulické vlastnosti půdy v oblastech silně zasaženými vodní erozí se mohou výrazně lišit. Cílem je pomocí statistického zpracování výsledků posoudit změna fyzikálních vlastností v jednotlivých odběrových sondách.

3 Literární rešerše

3.1 Vznik půdy

Vývoj pedosféry je zapříčiněn stykem a vzájemným působením čtyř odlišných sfér, a těmi jsou atmosféra, hydrosféra, litosféra a biosféra. Všechny zmíněné sféry, společně s pedosférou, na sebe vzájemně působí, udržují vzájemnou rovnováhu a vytváří funkční ekosystém. Samostatná půda se vyvíjí vlivem působení půdotvorných procesů a vývoj půdy může být rozdělen na tři fáze (Vlček a kol., 2020):

- vznik půdy – je tvorba půdy do okamžiku, při kterém získává své typické složení vlivem pedogenetických činitelů,
- evoluce půdy – je změna již utvořené půdy vlivem času,
- metamorfóza půdy – je změna půdy ovlivněná změnou půdotvorného faktoru.

Půdní genezi řadíme mezi jeden z nejdelších procesů na planetě Zemi. Existuje několik faktorů, kterým podléhá vznik půdy. Mezi jednotlivé faktory jsou řazeny klimatické podmínky, matečná hornina, konfigurace terénu, biologický faktor a ovlivnění lidskou společností, tedy člověkem a čas (Tomášek, 2003). Prvním půdotvorným faktorem je matečná hornina. Matečná hornina a minerály v ní obsažené určují základní vlastnosti půdotvorného substrátu. Dochází k procesu zvětrávání vlivem vnějších sil, jako je voda, vítr, změna teploty či gravitační síly. Půdotvorný substrát, který vzniká z matečné horniny, nakonec určuje vlastnosti samotné půdní hmoty, jako je pH, barva a soudržnost půdy (Rejšek a Vácha, 2018). Druhým faktorem je klima, které ovlivňuje půdotvorné procesy v půdě. Vznik je ovlivněn lokální teplotou, která má vliv hlavně na rychlost zvětrávacích procesů a zároveň ovlivňuje biologickou aktivitu. Změny v počasí jako jsou srážky, led a pohyb vody ovlivňují akumulaci půdních koloidních částic. S vodou v půdě je spjato i fyzikální a chemické zvětrávání, které je součástí všech procesů vedoucích ke vzniku půdní hmoty (Tripathy a Raha, 2019). Jako třetí velmi významný faktor můžeme označit rostliny a živočichy, kteří jsou významným poskytovatelem organické hmoty, ať už vylučováním exkrementů nebo rozkladem jejich samotných těl. Podle Jennyho (1994) je úloha organismů v půdě poměrně nejasná, někteří je označují pouze za závislou proměnnou na ostatních půdotvorných faktorech než za faktor samotný. Za čtvrtý půdotvorný faktor považujeme reliéf a nadmořskou výšku, která ovlivňuje ostatní faktory. Nadmořská výška má vliv na výskyt rostlinstva a obsah organické hmoty, ovlivňuje odtokové poměry na území a rozložení vody v krajině (Bunting, 2020). Dalším faktorem je čas. Formování půdy je proces zdoluhavý, na vytvoření dostatečného množství půdní hmoty v odpovídající kvalitě je potřeba dostatek času. Půdy mladé mají své vlastnosti velmi podobné matečné hornině, ale časem se jejich vlastnosti mění, či získávají nové díky dalším faktorům vstupujícím do geneze půdy (Tripathy a Raha, 2019). Faktor vlivu člověka je v posledních stovkách let jeden z nejintenzivnějších a nejrychleji se projevujících faktorů. Pod tímto pojmem si představujeme zemědělskou činnost, tedy zpracovávání půdy, meliorace a různé formy postřiků. Díky probíhající kultivaci a zemědělské činnosti může docházet k významným změnám v půdních fyzikálních vlastnostech a prostorovém uspořádání půd. Vlivem hnojiv a postřiků se může měnit i chemismus půdy a jsou ovlivněny její základní funkce, především produkční

a infiltrační schopnosti (Vlček a kol., 2020). Vlivem zemědělství a modernizace společnosti je vývoj půdy v dnešních podmínkách ztížen, a to především díky erozi, která se stala v 21. století jedním z nejdůležitějších faktorů znehodnocování půdy.

3.2 Voda v půdě

Veškerou vodu, kterou můžeme najít v půdě a v půdním profilu, ať už je v jakémkoli skupenství, nazýváme jako vodu půdní. Půdní voda zahrnuje vodu v kapalném skupenství, vodu, která je součástí půdních plynů i vodu ve skupenství pevném, tedy led (Rejšek a Vácha, 2018). Půdní voda se nachází převážně v aeračním pásmu, ale může se vyskytovat i v zóně trvalé hladiny podzemní vody. Půdní voda podmiňuje všechny fyzikální, chemické a biologické procesy a je nezbytná pro růst rostlin a výskyt živočichů. Podle sil, kterými je půda vázána rozlišujeme tři základní typy půdní vody (Pavelková Chmelová a Frajer, 2013):

- adsorpční voda – je vázána adsorpčními silami o velké velikosti, ale dosah sil je malý. Adsorpční síly vznikají díky půdním zrnům a částicím z hornin. Na povrchu pevných částic se nachází voda hygroskopická, která je pro rostliny nepřístupná a je připoutána největší silou,
- kapilární voda – je vázána kapilárními silami a nachází se v kapilárách o velikosti 1 mm nebo v puklinách o velikosti 0,25 mm. Kapilární voda je přístupná rostlinám. U tohoto typu půdní vody dochází ke kapilárnímu vztlínání a vyskytuje se především u hladiny podzemní vody,
- gravitační voda – je v půdním profilu krátkou dobu, v období deště nebo při tání sněhové pokrývky a je přístupná rostlinám. Gravitační voda půdním profilem protéká mimo kapilární póry a dochází k odnosu látek do nižších částí půdního profilu, až se dostane k hladině podzemní vody a doplňuje zásoby podzemní vody.

3.2.1 Půdní roztok

Půdní roztok je veškerá voda nacházející se v půdním profilu. Voda do profilu vniká díky srážkovým úhrnům, ale jedná se i o vodu podzemní, která se dostává do profilu kapilárním vztlínáním (Vlček a kol., 2020). V půdním prostředí nelze nalézt dokonale čistou vodu, vždy je obohacena rozpuštěnými látkami anorganického i organického původu. Pro půdní roztok je typické, že se s časem velmi mění, reaguje s prostředím, mění se jeho koncentrace a obsahy jednotlivých látek (Rejšek a Vácha, 2018).

Půdní roztok může být označen jako hnací motor půdy, zajišťuje transportní procesy látek, pohání chemické a biochemické reakce a je zdrojem živin pro organismy žijící v půdním prostředí. Minerální a organický podíl v půdním roztoku je závislý na klimatických podmínkách. Ve vlhkých oblastech s dostatečným množstvím srážek převládá organický podíl, ale v semiaridním a aridním klimatu začíná převládat minerální podíl látek (Pavlu, 2018). Mezi nejběžnější kationty, které se vyskytují v půdním roztoku patří vápník (Ca^{2+}), hořčík (Mg^{2+}), sodík (Na^+), draslík (K^+), hliník (Al^{3+}) a železo (Fe^{2+} , Fe^{3+}). Mezi aniontové formy

vyskytujících se látek patří uhličitany (CO_3^{2-}), dusičnany (NO_3^-), fosfátové anionty (H_2PO_4^- , HPO_4^{2-}) a anionty chlóru (Cl^-) (Vlček a kol., 2020).

3.2.2 Pohyb vody v půdě

Půda je považována jako jeden z největších přírodních rezervoárů vody. Voda může být v půdním prostředí zadržena velmi dlouho, a proto je k dispozici rostlinám i v suchých obdobích. Fyzikální vlastnosti půdy včetně schopnosti zadržovat vodu jsou spojeny s procentuálním obsahem pevné části půdy a podílem, který je zastoupen množstvím pórů (Hanks a Ashcroft, 1980). Nejvíce používanou veličinu, která vyjadřuje míru nasycení pórů vodou je objemová vlhkost θ (Kutílek a kol., 2004):

$$\theta = \frac{V_w}{V} \quad 3.1$$

kde: V_w je objem vody v půdním prostředí
 V je objem půdy

Vlhkost, tedy obsah vody v půdním prostředí se dá také vyjádřit pomocí hmotnostních veličin, tedy hmotnostní vlhkosti půdy w , která se určuje především u porušených půdních vzorků (Vlček a kol., 2020):

$$w = \frac{m_w}{m_z} \quad 3.2$$

kde: m_w je hmotnost vody ve vzorku
 m_z je hmotnost vysušeného vzorku

Voda v půdním prostředí se vždy pohybuje z místa s vyšší vlhkostí do místa s nižší vlhkostí (z místa s vyšším potenciálem do místa s nižším potenciálem). Zasakování vody do půdního prostředí je ovlivněno mnoha vlastnostmi půdy, vegetačním krytem na povrchu a na množství srážkového úhrnu. Půdy písčitéjší nebo půdy s vyšším obsahem organických látek jsou propustnější než těžké jílovité půdy. Pohyb vody je také odlišný v podmínkách nasyceného půdního prostředí a nenasyčeného půdního prostředí (Šimek, 2019).

Nasycené půdní prostředí je prostředí, ve kterém jsou všechny póry zaplněny vodou. Proudění vody v nasyceném prostředí je popsáno Darcyho zákonem, který vyjadřuje závislost mezi rychlostí proudění a hydraulickým gradientem. Rovnice Darcyho zákona zní (Pavlů, 2018):

$$v = -Ks \times \text{grad } H \quad 3.3$$

kde: v je pomyslná rychlost
 Ks je nasycená hydraulická vodivost
 H je celkový potenciál vody

Nenasycené proudění vody probíhá v půdním prostředí, ve kterém je část pórů zaplněna vodou a část plynnou složkou. Nenasycená hydraulická vodivost je nižší než nasycená, a pokud klesá vlhkost, klesá i nenasycená hydraulická vodivost (Vlček a kol., 2020). K popsání proudění v nenasyceném prostředí je využíván tzv. Darcy-Buckinghamův zákon (Šráček a Kuchovský, 2003):

$$q_z = -k(\theta) \times \frac{dh}{dz} \quad 3.4$$

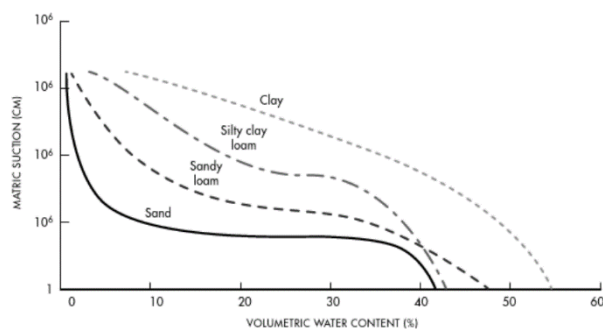
kde: q_z je specifický průtok proudění vody
 $k(\theta)$ je nenasycená hydraulická vodivost
 h je tlaková výška
 z je geodetická výška

3.2.2.1 Retenční čára půdní vlhkosti

Retenční čára je považována za jednu ze základních charakteristik vlastností půdy, protože vyjadřuje schopnost vody se udržet v půdě. Retenční čáry zobrazují vztah mezi objemovou vlhkostí (θ) a tlakovou výškou (h). Tlaková výška dosahuje záporných hodnot. Retenční čára má tři části – část s maximální vlhkostí, která probíhá až do bodu vstupní hodnoty vzduchu, část přechodné vlhkosti probíhající do bodu zbytková vlhkost a poslední část je část se zbytkovou vlhkostí (Duchan a kol., 2014).

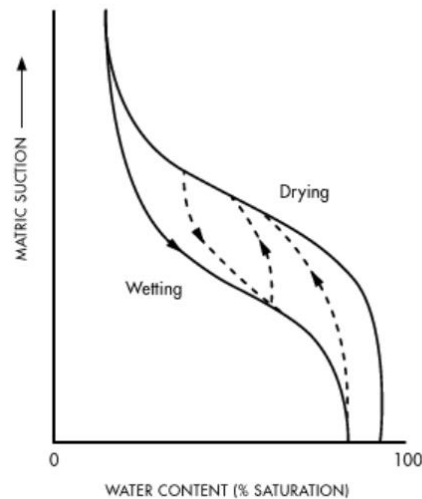
Tvar křivky je podmíněn velikostí pórů. Obecně je možné říct, že u písčitéch půd dochází rychleji k poklesu vody než u půd jílových, protože mají relativně velké póry a voda rychleji proteče (Robinson a Ward, 2017). Pakliže dochází ke zvlhčování suchého prostředí, nejprve se zaplňují póry nejmenší až po největší. Pokud dochází k vyprazdňování, póry se vyprazdňují od největších po nejmenší. Při obou procesech, prázdnění i plnění, náleží každé půdní vlhkosti i určitá tlaková výška (Cislerová a Vogel, 1998). Protože se retenční čáry mění pro jednotlivé půdy, k jejich stanovení dochází experimentálním způsobem a využívá se několika různých metod (Duchan a kol., 2014).

Obrázek 1 zobrazuje retenční čáry pro jednotlivé půdní druhy. U písčitéch materiálů díky rychlému vyprazdňování vody dochází k většímu zahnutí retenčních křivek, ale u půd, ve kterých nacházíme větší množství jílnatých částic a větší rozložení pórů o různých velikostech jsou retenční čáry rovnější. V půdním systému se zádržná schopnost vody mění podle tlakových kroků. Při nízkých hodnotách tlaků je zadržování vody závislé primárně na povrchovém napětí, ale se zvyšujícími se hodnotami se zadržování vody stává důsledkem adsorpce (Robinson a Ward, 2017).



Obrázek 1: Zobrazení jednotlivých retenčních čar pro určité půdní druhy (Robinson a Ward, 2017)

U retenčních křivek dochází k jevu zvaném hystereze. Retenční čára není zobrazena pouze jako jedna křivka, proces drénování a zvlhčování neprobíhá po jedné křivce, ale jako soubor zvlhčovacích a drenážních větví (Císlarová a Vogel, 1998). Drénovací a zvlhčovací větve tvoří jakousi „obálku“ (viz Obrázek 2), ve které může dojít k jakýmkoli vlhkostem spojených s jakoukoli potenciální tlakovou výškou (Hanks a Ashcroft, 1980).



Obrázek 2: Hystereze – drenážní a zvlhčovací větve (Robinson a Ward, 2017)

3.2.2.2 Křivka hydraulických vodivostí

Křivka hydraulických vodivostí je křivka, která zobrazuje vztah mezi hydraulickou vodivostí a tlakovou výškou. Někdy může být vyjádřena jako vztah hydraulické vodivosti a objemové vlhkosti půdy (Kodešová, 2015). Křivka hydraulických vodivostí vyjadřuje, jak půdní prostředí dokáže vést vodu (Císlarová a Vogel, 1998). Hydraulické vodivosti jsou využívány pro modelování proudění vody a transportu rozpuštěných látek, zavlažování a drénování. Nasycená hydraulická vodivost je měřena v nasyceném půdním prostředí a popisuje proudění vody, pakliže jsou všechny póry zaplněny vodou (Shwetha a Varija, 2015).

Hydraulická vodivost v mnoha případech bývá největší, pokud je půda v nasyceném stavu nebo v jeho blízkosti, a následně dochází k rychlému poklesu se zvyšující se tlakovou výškou. K tomuto jevu dochází díky pohybu vody v půdě po již existujících filmech vody mezi půdními zrny, a při nasycení půdy slouží pórovité prostory jako vodivý systém. V nenasyčeném půdním prostředí jsou póry zaplněné vzduchem nevodivé, proto se snižuje plocha, kterou může voda téct. Pokud dojde ke snížení účinnosti vodivého systému, zmenšuje se hodnota hydraulických vodivostí (Robinson a Ward, 2017).

Hydraulická vodivost a její stanovení je jednodušší než určení nenasyčené hydraulické vodivosti, proto je často od nenasyčené hydraulické vodivosti upouštěno. Ke stanovování nasycené hydraulické vodivosti se využívá aparátů s konstantním či proměnným spádem. Principem stanovení je nasycení vzorku vodou a následně nastavení počátečního gradientu. Gradient se může s časem měnit a je využita rychlost proudění. Obě metody využívají Darcyho zákona (Kodešová, 2015).

3.2.2.3 Variabilita hydraulických půdních vlastností

Retenční čáry půdní vlhkosti a křivky hydraulických vodivostí jsou nezbytnou součástí posuzování vodních režimů v půdě, které ovlivňují růst a vývoj rostlin, výnosy a transport látek půdním prostředím (Nikodem a kol., 2021). Půdní hydraulické vlastnosti mohou vykazovat časovou variabilitu, při které dochází ke změnám vlastností především během vegetačního cyklu rostliny (Alletto a Coquet, 2009; Schwen a kol., 2011). Změny vlastností půdy jsou ovlivněny především biologickou aktivitou, růstem a vývojem kořenů a také vlhkostními podmínkami, především obdobím dešťů a sucha (Villarreal a kol., 2020). Časová variabilita hydraulických vlastností obdělávaných půd závisí na způsobu obdělávání a klimatických a biologických podmínkách (Cassel, 1983). Časová variabilita byla prokázána i u nasycené hydraulické vodivosti v důsledku obdělávání půdy (Jirků a kol., 2013). Jako druhou složkou půdní variability je variabilita prostorová. Některé půdní vlastnosti mohou úzce souviset s prostorovým uspořádáním půd v terénu. Mezi vlastnosti, které jsou touto variabilitou nejčastěji ovlivněny spadá obsah organické uhlíku (Moore a kol., 1993; Mayer a kol., 2019). Prostorová variabilita půdních typů může být ovlivněna vodní erozí. Vlivem akumulčních procesů může dojít ke změnám původně se vyskytujících půd na velmi rozličné půdní jednotky (Zádorová, 2011a). Prostorovou i časovou variabilitou je ovlivněna i strukturní a texturní vlastnosti půdy (Strudley a kol., 2008).

3.2.2.4 Metody stanovení hydraulických vlastností

Veškeré půdní vlastnosti, včetně hydraulických, jsou ovlivňovány mnoha faktory, jako je zemědělská činnost, která může vést k různým formám degradací. Formy degradace jako je zhutnění či eroze vedou k změnám pórovitosti půdy, která je úzce spojena s hydraulickými vlastnostmi, a dochází ke změnám v celém půdním profilu. (Kodešová a kol., 2011). Hydraulické vlastnosti jsou nejčastěji stanovovány na neporušených půdních vzorcích odebraných *tzv.* Kopeckého válečky o objemu 100 cm³.

Retenční čáry je možné v laboratoři stanovovat pomocí podtlakových a přetlakových aparátů (Kodešová, 2012). Mezi podtlakové přístroje patří pískový a jílový tank. Principem těchto přístrojů je nádoba vyplněná dvěma vrstvami písku, případně jílu nasycených vodou, a půdní vzorky jsou do tanku vloženy nasyceny a postupně drénovány v jednotlivých tlakových krocích. Přetlakovým přístrojem je přetlakový aparát. Při použití této metody dochází opět k postupnému drénování půdních vzorků, místo vrstev písku je však použita keramická polopropustná membrána. Tempská cela je přístroj, který umožňuje stanovení retenční čáry pomocí přetlaku i podtlaku. Součástí je opět polopropustná keramická membrána a půdní vzorky je možno drénovat nebo sytit (Kodešová, 2015). Další možností, jak stanovit retenční čáry v laboratoři je test kapilárního vztlínání. Metoda je prováděna na porušených vzorcích, proto je možné tento test provádět pouze na nestrukturních materiálech. Dále je možné určit retenční čáru pomocí TDR senzorů na měření vlhkostí v půdě a tenzometrů, které měří tlakové výšky. Tyto metody slouží k určení retenčních čar v terénu (Kodešová, 2012).

Stanovení nasycených hydraulických vodivostí je možné provádět stejně jako u retenčních čar v laboratoři nebo v terénu. V laboratorním prostředí je nasycená hydraulická vodivost

stanovena pomocí přístrojů s konstantním nebo proměnným spádem. (Matula, 2005). Vzorek je zpočátku nasycen vodou za působení konstantního tlaku na spodní okraj vzorku. Jakmile je vzorek nasycen, dochází k působení na horní okraj válečku vyšším tlakem a rozdíl tlaků způsobuje průtok vody vzorkem. Pokud dojde k rovnováze mezi tlakovými výškami a hladiny jsou ve stejné úrovni, hovoříme o přístroji s konstantním spádem. Pakliže se změní tlaková výška v horním okraji, jedná se o přístroj s proměnným spádem. Stanovení nasycených hydraulických vodivosti je prováděno i v terénu, využívá se především dvouválcová výtopová infiltrace, tlakový permeametr a Guelphský permeametr (Kodešová, 2012). Pakliže je v půdním profilu vysoká hladina podzemní vody a zasahovala by do měření, je možné využít jednosondovou metodu nebo piezometrickou metodu. Princip metod je skoro stejný, piezometrická metoda se více využívá pro stanovení nasycené hydraulické vodivosti jednotlivých vrstev. Guelphský permeametr využívá principu Mariotteovy láhve a měří čas poklesu hladiny vody, které je v rezervoáru (Kutílek a kol., 2004).

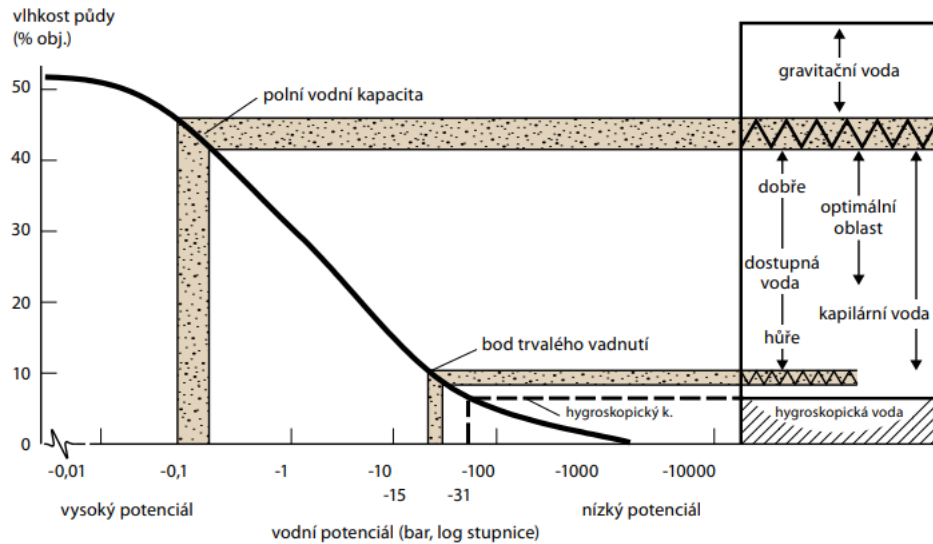
3.2.2.5 Hydrolimity

Vlhkost v půdě umožňuje nahlížet komplexnějším pohledem na interakce mezi klimatem, půdou a rostlinami. Při snaze vymezit jednotlivé vodní režimy v půdě vznikly půdní vlhkostní hydrolimity, ze kterých tyto vodní režimy vychází (Litschmann a kol., 2020). Hydrolimity vyjadřují také pohyblivost vody v půdním profilu a její přístupnost pro rostliny. Jsou také úzce spojeny s vlhkostním potenciálem (Šarapatka, 2014). Jednotlivé hydrolimity je možné zjistit právě ze stanovených retenčních čar a jsou definovány pomocí vlhkosti a hodnot pF křivky (Pavlů, 2018; Kubík, 2005).

Půdní hydrolimity se rozdělují na hydrolimity základní nebo aplikované. Hranice mezi půdními vlhkostmi nejsou pevně dány, protože vlhkost v půdním profilu dosahuje velkých rozpětí. Hydrolimity jsou vymezovány hlavně z praktického hlediska, protože vymezují hranice dostupné půdní vody pro rostliny. Mezi základní hydrolimity řadíme retenční vodní kapacitu, adsorpční vodní kapacitu a plnou vodní kapacitu. Retenční vodní kapacita je definována jako množství vody, které je zadrženo v půdním prostředí v kapilárních pórech (Rejšek a Vácha, 2018). Adsorpční vodní kapacita vyjadřuje maximum půdní vody udržené adsorpčními silami. Retenční vodní kapacita je velmi podobná polní vodní kapacitě, ale je vyjádřena v závislosti na delší časový úsek (Šarapatka, 2014). Plná vodní kapacita označuje vlhkostní stav, při kterém jsou veškeré póry zaplněny vodou a většinou je tento hydrolimit roven půdní pórovitosti. Základní hydrolimity se udávají, pokud dochází k výrazným předělům mezi kapilárními, gravitačními a adsorpčními silami a určují rozmezí energií kategorií vody (Brtnický a kol., 2015).

Existuje několik hydrolimitů (viz Obrázek 3), které řadíme mezi aplikované, ale mezi nejpoužívanější patří polní vodní kapacita, bod vadnutí a bod snížené dostupnosti (Rejšek a Vácha, 2018). Polní vodní kapacita určuje maximální množství vody, které je půda po zavlažení schopna udržet vlastními silami a je stanovena v terénu. Maximální kapilární kapacita vyjadřuje stejnou vlastnost jako polní vodní kapacita, avšak tato hodnota je stanovována v laboratorním prostředí (Brtnický a kol., 2015). Bod vadnutí je okamžik, při kterém rostliny vadnou, protože nejsou schopny odebírat poutanou vodu a je to nejnižší stav půdní vláhy, který může nastat (Litschmann a kol., 2020). Bod vadnutí odpovídá hodnotě $pF = 4,18$ a rostliny jsou

dlouhodobě nezasobeny vodou (Rejšek a Vácha, 2018). Jakmile je dosaženo bodu snížené dostupnosti, dříve nazývaný lentokapilární bod, dochází k omezení pohybu vody a voda se stává pro rostliny nepřístupnou a je vázána pouze v nejjemnějších pórech (Brtnický a kol., 2015).



Obrázek 3: Půdní hydrolimity a půdní voda (Sáňka a kol., 2018)

3.3 Eroze

Pojem půdní eroze můžeme chápat jako rozrušování či ničení půdního povrchu vlivem vnějších činitelů, nejčastěji vodou a větrem. Avšak eroze není způsobena jen vodou a větrem, vliv na míru eroze může mít i led, sníh, živočichové a v neposlední řadě člověk. Rozlišovat můžeme erozi přirozenou, jedná se o proces nerušený, probíhající bez vnějších zásahů člověka, a erozi zrychlenou, která podléhá nepřirozeným zásahům lidské společnosti. (Zachar, 1982). Pokud hovoříme o přirozené erozi, je to proces zahrnující půdotvorné procesy, přirozené proudění vody a vzduchu a přirozenou akumulaci materiálu. V tomto případě je eroze naprosto přirozeným procesem pro přírodu a zároveň jde o významný proces tvorby krajiny (Rejšek a Vácha, 2018). Zrychlená eroze je problémem lidské populace, tak i přírody. Dochází k ohrožování produkčních funkcí půdy a ztrát nejsvrchnější a nejúrodnější vrstvy půdního profilu, kterou nazýváme ornice. Eroze ohrožuje intravilány měst, půdní materiál zanášá odtoková zařízení ve městech, mění fyzikálně-chemické vlastnosti, snižuje obsah živin a humusu v půdním profilu a komplikuje pohyb zemědělské techniky po pozemcích (Janeček a kol., 2012).

Problém eroze vychází především z moderních technologií a pěstebních postupů využívaných v dnešních podmínkách. Výnosy a zisky předčily udržitelné a šetrné pěstování. Nejčastějšími příčinami erozních událostí je využívání konvenčních agrotechnologií, a to na 81,76 % zasažených půdních blocích. Důležitým faktorem jsou i sázené plodiny. Výzkumy prokazují, že mezi nejnebezpečnější plodinu z hlediska proběhlých erozních událostí je kukuřice, která způsobila přibližně 50 % erozních událostí (Kapička a Žižala, 2021).

Dle erozních činitelů můžeme erozi rozdělit na hydrickou erozi, způsobenou vodou, eolickou neboli vzdušnou erozi, kterou se rozumí rozrušování povrchu půdy vlivem větru, přesun uvolněných částic a jejich následná akumulace v jiných částech svahu či celé oblasti. Eolická eroze je velmi častým úkazem převážně v semiaridních a aridních oblastech a po vodní erozi hned druhá nejrozšířenější. Míru větrné eroze ovlivňuje úhrn srážek a povrch nekrytý dostatečným množstvím vegetace. V oblastech, ve kterých úhrny srážek dosahují minima a půda má nepříznivé fyzikální vlastnosti může docházet k přesunu velkého množství půdní hmoty a vznikají tzv. prachové bouře (Holý, 1994).

Dále rozlišujeme glaciální erozi způsobenou ledem a sněhovou erozi. S pojmem glaciální a nivální eroze se setkáváme především ve vyšších nadmořských výškách a horských oblastech, ve kterých se nachází sníh a led. Glaciální, ledovcová eroze vzniká působením a sunutím ledovce z vyšších nadmořských výšek do údolí. Působením váhy ledu dochází k erodování a obrušování podloží, ale také k sunutí materiálu před celým ledovcem (Holý, 1994). Existuje také pojem zoogenní eroze, fytogenní eroze a antropogenní eroze, která je v dnešních podmínkách velmi výrazná. Fytogenní neboli rostlinná eroze je eroze způsobena kořeny rostlin a rozrušováním půdy v celém půdním profilu. Jedná se o erozi přirozenou, nevyhnutelnou a z pedologického hlediska pozitivní. U zoogenní eroze dochází k rozrušování povrchu živočichy při hledání potravy, dělání nor a spásání (Zachar, 1982). Ke zvyšování půdní eroze přispívá člověk svým chováním, převážně formou obdělávání. Nátlak na výnosy způsobuje obdělávání velkých ploch bez respektu ke stávajícímu terénu a bez protierozních opatření, a proto v mnoha případech hovoříme o antropogenní erozi (Pacola, 2008). Někdy je společně s antropogenní erozí vyčleňována i eroze sklizňová, která je způsobena ztrátou půdy při sklizni plodin. Tento typ eroze může být výrazný například u cukrové řepy, které jsou po sklizni omyty, ale získaný půdní materiál není vrácen na místo sklizně, proto dochází ke ztrátě půdy (Šimek, 2019).

Ke všem zmíněným typům eroze je někdy řazen i pojem gravitační eroze. Jedná se o typ eroze vznikající na strmých svazích vlivem vlastní tíhy materiálu. Tento jev je rozšířený jak v horských, tak i v městských oblastech. Vznik gravitační eroze je podmíněn hydrologickými, geologickými a topografickými podmínkami. Tento druh eroze je ve většině případů spojen s erozí hydrickou, avšak jejich mechanismus vzniku se liší. Mezi jednotlivé formy gravitační eroze patří lavina, sesuv půdy, tvorba závrtů a proudění bahna (Xu a kol., 2015).

3.3.1 Vodní eroze

Vodní eroze je eroze způsobována kinetickou energií dopadajících dešťových kapek na povrch zemský. Následně je povrch Země rozrušován silou stékající vody a dochází k odnosu materiálu a jeho akumulaci ve spodních částech svahu. Vodní eroze může vznikat při silných přívalových srážkách nebo při dlouhodobém úhrnu (Pennock, 2019). Dopadání dešťových kapek při přívalových deštích způsobuje zachycování vzduchu uvnitř agregátů a dochází k jejich roztrhání vlivem tlaku, díky tomu je stabilita půdních agregátů narušena (Auerswald, 2008). V pobřežních oblastech vlivem mořské, jezerní a rybníční vody může docházet k tzv. pobřežní erozi. V těchto oblastech poměrně často dochází i k chemické erozi, tedy ke změně chemického složení vlivem erozní činnosti (Holý, 1994). Vodní eroze

je v České republice považována za nejvýznamnější degradační faktor půdy, hned po ní následuje ztráta organické půdní hmoty, která může být zapříčiněna právě erozní činností. Na území našeho státu je vodní erozi ohroženo více jak 50 % zemědělské půdy. Novotný (2017) dělí vodní erozi následovně:

- plošná eroze – způsobuje erozní činnost na celém svahu rovnoměrně. Voda se nedokáže dokonale soustředit do proudu, a proto dochází k plošnému odtoku a mocnost povrchových vrstev půdy se snižuje. Plošná eroze je selektivní formou eroze, protože dochází k odnosu především jemných zrn, které se akumulují ve spodních částech svahu. Tato forma plošné vodní eroze ovlivňuje zrnitostní složení půdy a obsah živin na celé ploše, zároveň dochází ke změnám chemických a fyzikálních vlastností, a to přímo souvisí s retenční schopností půdy. Mezi možná opatření, jak zamezit plošné vodní erozi jsou řazeny organizační a agrotechnická opatření;
- výmolná eroze – vzniká při soustředění vody v drahách povrchového odtoku a postupné vytváření zpočátku mělkých, ale stále se prohlubujících zářezů. Je typickým úkazem v místech členitého terénu a dále se dělí podle síly proudění:
 - rýžková eroze – je typická malým počtem rýžek, které svou hloubkou a šířkou dosahují délek 2–10 cm;
 - brázdová eroze – se vyznačuje tvorbou mělkých a širších brázd, velmi často zasahuje velké plochy;
 - rýhová eroze – je rozšířením eroze rýžkové, povrchová voda se dostává do větších hloubek, rýhy se spojují a vznikají zářezy o šířce a hloubce v rozmezí 10–30 cm;
 - výmolná eroze – je dalším stupněm rýhové eroze, vznikají trhliny o hloubkách větších než 30 cm. Tento typ eroze vzniká především v místech koncentrace vody, například v údolnicích, na cestách či úžlabinách;
 - stržová eroze – je klasifikována jako nejpokročilejší forma vodní eroze. Veškeré typy výmolné eroze vyžadují zásah agrotechnických a technických opatření v kombinaci s organizačními, a při stržové erozi je nutno použít i hrazenářské práce.

Vodní eroze zapříčiňuje již zmíněnou ztrátu půdní organické hmoty, klesá výrobní kapacita a infiltrace a retence vody. Může docházet i ke ztrátě semen a sazeniček, proto klesá produkční schopnost dané zemědělské plochy (Menšík a kol., 2020). Problémem vodní eroze není pouze znehodnocení půdního profilu, ale také znehodnocení okolí, na které eroze působí nepřímo. Díky transportu částic dochází k zanášení vodních toků a nádrží, znečišťování vodních zdrojů, znečišťování prostředí pro vodní organismy a zvyšování nákladů při nakládání s vodou (Novotný, 2017).

Aby bylo zabráněno formám jakékoli vodní eroze, využívá se protierozních opatření. Jejich účinnost se zjišťuje mnoha způsoby, například posouzením rýh na svahu či měření skutečného odnosu půdy. Pro výpočet ztráty půdy byla vytvořena Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE), jejíž autory jsou Wischmeier a Smith (Rejšek a Vácha, 2018). Tato rovnice vychází z velikosti jednotkového pozemku o délce 22,13 m a sklonu 9 %. Rovnice je stanovena následujícím způsobem (Janeček a kol., 2012):

$$G = R \times K \times L \times S \times C \times P \quad 3.5$$

kde:	<i>G</i>	je průměrná dlouhodobá ztráta půdy ($t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$)
	<i>R</i>	je faktor erozní účinnosti deště
	<i>K</i>	je faktor erodovatelnosti půdy
	<i>L</i>	je faktor délky svahu
	<i>S</i>	je faktor sklonu svahu
	<i>C</i>	je faktor ochranného vlivu vegetačního pokryvu
	<i>P</i>	je faktor účinnosti protierozního opatření

3.3.2 Pozemkové úpravy

Jedním z významných prostředků, který dokáže omezit půdní erozi jsou pozemkové úpravy a vytvoření plánu společných zařízení. Pozemkové úpravy jsou chápány jako racionální uspořádání pozemků a jejich vlastnických vztahů v rámci katastrálního území. Značná část pozemkových úprav se věnuje především odvedení povrchového odtoku a zamezování vodní a větrné erozní činnosti (Pozemkové úpravy „krok za krokem“, 2016). K pozemkovým úpravám je také přistupováno jako k významnému nástroji pro rozvoj venkovského prostoru.

V evropských zemích je scelování pozemků vždy demokratické, společenské a participativní. Pozemkové úpravy se v principu zaměřují na žití a obnovu dané komunity tak, aby docházelo k jejímu ekonomickému a politickému rozvoji, aby byla schopna využít potenciál všech zdrojů daného území. V České republice je velmi důležitou součástí pozemkových úprav hlavně vyrovnání majetkových vztahů kvůli konfiskaci majetku, která proběhla v minulých režimech. Výsledkem byly velké bloky půdy špatně obdělávatelné, a vlastníci nejasní či hned několik majitelů (Podhrázská a kol., 2015).

Do procesu pozemkových úprav se projektanti snaží velmi často zařadit i pozemky, které patří státu. Hlavním důvodem je možnost pozemky vhodně směnit či prodat veřejnosti, neméně důležité je využití státního majetku na výstavbu staveb z plánu společných zařízení. Jedná se o výstavbu nové infrastruktury, doplnění prvků podporující ekologickou stabilitu území a dalších hydrologických a protierozních opatření (Veršinskas a kol., 2021). Projekty pozemkových úprav mohou být velmi odlišné z důvodu různých cílů, potřeb obyvatel či regionálních a národních potřeb. Z tohoto důvodu se ke každé pozemkové úpravě přistupuje individuálně, a proto existuje několik typů pozemkových úprav. Nejúčinnější a nejpoužívanější je bezesporu komplexní pozemková úprava, ale existuje i zjednodušená forma pozemkových úprav, pozemkové úpravy dobrovolné a individuální (Demetriou, 2014). V České republice jsou využívány jen dvě formy pozemkových úprav:

- jednoduché pozemkové úpravy (JPÚ) – řeší pouze vybranou část katastrálního území, ve kterém se nachází daný problém, například vyřešení lokálního protierozního opatření, výstavba komunikace či její rekonstrukce,
- komplexní pozemkové úpravy (KPÚ) – řeší celé katastrální území komplexně, zpřístupnění pozemků, vodohospodářská a protierozní opatření a zabývají se systémem ekologické stability. Při komplexních pozemkových úpravách se vždy zhotovuje plán společných zařízení (Pozemkové úpravy, 2010).

Vodohospodářská opatření jsou využívána především k odvedení povrchových vod, zaměřují se na ochranu a řešení protipovodňové ochrany a zabývají se aktuální retenční schopností území a jejím zvýšením. Mezi stavby vodohospodářského opatření náleží svodné příkopy a průlehy, retenční nádrže, ochranné hráze a kompletní revitalizace vodních toků. Mezi nejčastější protierozní opatření využívající se na území našeho státu jsou řazeny zasakovací pásy, ochranné zatravnění, protierozní meze a hrázky. Proti větrné erozi je možné chránit půdu pomocí proudových, poloproudových či neproudových větrolamů, které jsou účinné nejen proti erozi, ale také poskytují útočiště živočichům nebo slouží jako biokoridory (Pozemkové úpravy „krok za krokem“, 2016).

3.4 Půdy sledované oblasti

3.4.1 Černozemě

Černozemě jsou půdní jednotky patřící do referenční třídy černosolů společně s černicemi. Tyto půdní typy spojuje vysoký stupeň humifikace. Původní vegetací, pod kterou se tyto půdní typy tvořily, byly stepi a lesostepi. Proto se tyto půdy nacházejí v sušších a teplejších klimatických podmínkách. U černosolů musí být splněn poměr humínových kyselin a fulvokyselin větší než 1. Černozemě se od černic odlišují množstvím vody v profilu, zatímco u černozemí voda v profilu patrná není, profil černice je více nasycen vodou (Rejšek a Vácha, 2018). Černozem je tedy hlubokohumózní půdní typ, pro které je typický černický horizont Ac. Černozemě se nacházejí na karbonátových sedimentech, spraších a slínech. Černozemě jsou typické vysokým obsahem humusu okolo 2–4,5 % (Němeček a kol., 2011). Tyto půdy jsou obecně velmi kvalitní, mají dostatek organické hmoty, dobré fyzikální vlastnosti a příznivou stabilitu půdních agregátů. Tyto půdní typy jsou také ideálním prostředím pro rozvoj a vysokou diverzitu organismů. Vysoké zastoupení makroedafonu způsobuje, že se v půdách tvoří krotoviny (Pavlů a kol., 2018). Roční úhrny srážek se v oblastech, ve kterých se černosoly vyskytují, pohybují okolo 250–600 mm za rok (Strouhalová a kol., 2019).

3.4.2 Regozemě

Regozem je jediný půdní typ patřící do referenční třídy regosolů. Tato půda je typická tím, že vzniká na nezpevněných substrátech, jako je štěrk nebo písek, tyto substráty jsou minerálně velmi chudé. V některých případech mohou vzniknout i na spraších. Typické pro ně je to, že mají velmi mělký horizont A, protože je zde krátký půdotvorný proces nebo mohou vznikat při erozní činnosti z černozemí. Existuje několik subtypů regozemí, například regozem oglejená typická svým mramorováním, regozem karbonátová, u které jsou v celém profilu více jak 3 % uhličitánů (Pavlů a kol., 2018; Němeček a kol., 2011; Rejšek a Vácha, 2018).

3.4.3 Koluvizemě

Koluvizemě jsou jedním ze dvou půdních typů referenční skupiny fluvisoly společně s fluvizemí. Půdní typy v této referenční skupině jsou typické svým různorodým chemickým složením. Dalším společným znakem je proces postupného ukládání sedimentárních částic.

U fluvizemí je typické ukládání převážně vodních sedimentů, koluvizemě vznikají postupným ukládáním erozního materiálu (Pavlů, 2018). Při vzniku koluvizemí však dochází k modifikaci původních půdních jednotek, z kvalitní černozemě modální může dojít až k obnažování substrátu a vznikají regozemě či pararendziny jen díky intenzivní erozní činnosti (Novotný, 2017).

Koluvizem je definována jako deluviální akumulace podsvahového typu, která vzniká v důsledku svahových pohybů a následným uvolňováním částic, které jsou odnášeny dráhami soustředného odtoku do spodních vrstev svahu (Obršlík, 2006). Proces koluvie je pojem spojen s přenosem materiálu z horních částí svahů do nižších a jeho ukládání. Při dlouhodobé a intenzivní koluviální činnosti vznikají půdní horizonty typické pro daný půdní typ a následně až zmíněná koluvizem. Usazovaný materiál je velmi bohatý na půdní organickou hmotu. Z pohledu krajinného inženýrství chápeme koluvizemě a proces jejich vzniku jako komplexní indikátor změn v krajině (Zádorová, 2010). Proces koluvie je velmi variabilní, v geologicky, klimaticky a historicky odlišných lokalitách vznikají velmi rozličné koluviální profily. Každý klasifikační systém chápe koluvizemě jiným způsobem, ale i přesto je tento půdní typ silně zakořeněn v jednotlivých půdních klasifikacích (Zádorová a Penížek, 2021). V současnosti bude vyvstávat větší potřeba znalostí o koluvizemích především z důvodu eroze jako jednoho z nejvýznamnějších destruktivních činitelů povrchu Země. Koluvizem je považována jako mladý půdní typ, a proto bude nutné tento půdní typ zmapovat a prozkoumat, jak se díky erozi změnil celý ráz krajiny (Obršlík, 2006).

Koluvizem jako půdní typ není morfologicky výrazná půda se stratigrafií Ap – Az (Az označuje naakumulovanou vrstvu sedimentů). Tyto půdy vznikají především ve spodních částech svahů, v depresních lokalitách a terénních průlezech. Dle Taxonomického klasifikačního systému půd ČR (Němeček a kol., 2011) by měla mocnost akumulovaného materiálu přesahovat minimálně 0,50 cm, aby bylo možné klasifikovat půdní profil jako koluvizem. U koluvizemě můžeme vymezit pět půdních subtypů a tři variety.

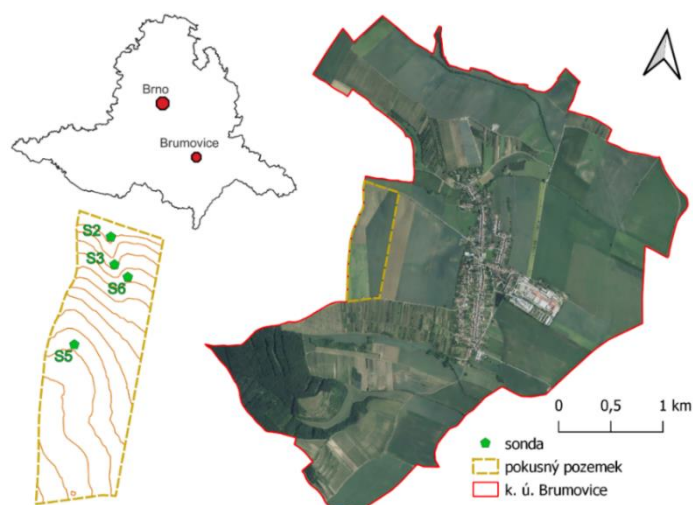
Koluvizemě nejsou však typické pro svůj profil či výskyt některých diagnostických znaků, ale jejich výskyt je udán především pozicí v terénu. Jejich umístění v krajině je velmi úzce spjato s erozně-sedimentační pedogeomorfickou katénou. Pojem katéna je vysvětlen jako zákonité řetězení půd na dané formě svahu. Mezi těmito půdními typy dochází ke koloběhu a přesunu látek v celé délce svahu (Zádorová, 2010). Chemické a fyzikální vlastnosti jsou u koluvizemí zkoumány především kvůli vztahu k erozním činitelům. Obsah organických látek, živin, skeletovitost a další vlastnosti závisí především na původním půdním typu, u kterého došlo k erozní činnosti. Proto i mocnost koluvizemí je dána mocností původního materiálu a pozicí v terénu (Zádorová a Penížek, 2021).

Nově bylo navrženo vymezení koluviálních půd. Jedná se o koluvizem a půdu na koluvii. Koluvizem je považována za nevyvinutou půdu vzniklou pouze akumulací humusového materiálu bez následné geneze a vývoje. Dominantním procesem je pouze přírůstek materiálu, nikoli vývoj pedogenetických znaků v půdním profilu. Zatímco jako půdy na koluvii označujeme takové půdy, u kterých dochází k dalšímu vývoji a rozvoji pedogenetických znaků. Tento rozvoj je způsoben například zalesněním nebo zatravněním, při kterém je zamezeno další akumulaci materiálu a půda se může vyvíjet směrem k ostatním vyvinutějším půdním typům (Zádorová a Penížek, 2018).

4 Metodika

4.1 Lokalita Brumovice

Pokusný pozemek se nachází v katastrálním území obce Brumovice (viz Obrázek 4). Tato obec se nachází v jihomoravském kraji v okrese Břeclav. Obec leží na území vrchoviny Chřiby a nadmořská výška celého katastrálního území je v průměru 199 metrů. Celková rozloha Brumovic je 1050 hektarů (Binek a kol, 2017). Průměrné roční srážky dosahují 500–600 mm a průměrné roční teploty 9–10 °C (údaje sledované Českým hydrometeorologickým ústavem v letech 1961–2013).



Obrázek 4: Lokalita Brumovice včetně vytyčených sond (zdroj: vlastní tvorba, podkladová mapa: Ortofoto)

Území obce je situováno ve sprašové oblasti a původními porosty dané oblasti byly stepi, lesostepi a otevřený les. Celé území obce Brumovice je tvořeno melasovou facií, *tzn.* kombinace slepence, opuky a pískovce. Dále je území tvořeno pískovci překryté pleistocenní vrstvou spraše. Původním půdním pokryvem dané oblasti byla černozem na spraši, ale vlivem silné eroze se půdní jednotky v rámci celého svahu mění a vznikají nové dle odlišné akumulace materiálu v různých částech svahu. Na lokalitě se nachází erodované černozemě (sonda S5), regozemě (viz Obrázek 6) na nejstrmějších a silně erodovaných částech území (sonda S6) a koluvizemě (viz Obrázek 5) v úpatí (sonda S2, S3) (Zádorová a kol., 2013; Němeček a kol., 2011). Zádorová a kol. (2013) provedli dataci profilů a bylo zjištěno, že sedimentace sahá daleko do minulosti, protože spodní sedimentované vrstvy odpovídají hlavnímu období sedimentace ve střední a západní Evropě. Jelikož se jedná o jedno z nejstarších evropských sídel, probíhá zde zemědělství již od poloviny holocénu, od tohoto okamžiku se zde rozvíjí eroze. Největší množství erozního materiálu však náleží posledním 70 letům, ve kterých probíhalo intenzivní zemědělství a konsolidace půdy.

Celé území obce je klasifikováno jako území náchylné k vodní a větrné erozi. Sledovaný pozemek Díly za Kostelem patří mezi nejohroženější místa v celém katastrálním území (Filipová, 2018). Pozemek Díly za Kostelem je poměrně rozsáhlý, a proto byla vybrána jen část o rozloze 6 ha pro požadovaná měření. Průměrný sklon pozemku je 12,7°, ale nejvyšší dosažený

sklon na sledované části pozemku je až 15°. Svah pozemku přechází do nivy řeky Haraska, která je však přerušena komunikací (Zádorová, 2010).

Tato lokalita byla vybrána v rámci projektu GAČR docentky Terezy Zádorové: Pedogeneze koluviálních půd: multidisciplinární přístup v modelování dynamiky vývoje v prostředí půda – krajina (GAČR: 21-11879S); 2021-2023. Lokalita byla vybrána kvůli členitému terénu a dlouhodobému zemědělskému využití, tudíž splňuje předpoklad pro tvorbu erozní činnosti a zároveň je zde půdotvorný materiál spraš, která přispívá k erozním procesům.

Na dané lokalitě byly vytyčeny 4 odběrové sondy a označeny jako sondy S2, S3, S5 a S6. Byly popsány jednotlivé půdní profily (viz Obrázek 7) a odebrány porušené i neporušené půdní vzorky na stanovení půdních vlastností z jednotlivých půdních horizontů. Odběr půdních vzorků proběhl v květnu roku 2021, v průběhu růstu tolíce vojtěšky (*Medicago stavita.*, L.).



Obrázek 5: Koluvizem v lokalitě Brumovice (zdroj: Antonín Nikodem)



Obrázek 6: Regozem v lokalitě Brumovice (zdroj: Antonín Nikodem)

Porušené půdní vzorky byly vysušeny na vzduchu při laboratorní teplotě a poté rozmělněny v třecí misce. Aby byla získána tzv. jemnozem I, byly vzorky prosety přes síto s průměrem 2 mm. Dále byla část vzorků proseta přes síto s oky o velikosti 0,25 mm, kterým byla získávána tzv. jemnozem II., která se používá na některé laboratorní metody, jako je například stanovení obsahu humusu (Pospíšilová a kol., 2016).

Z každého horizontu bylo odebráno 6 neporušených půdních vzorků do Kopeckého válečků (100 cm³), celkem bylo odebráno 114 neporušených půdních vzorků.

S2		S3		S5	
Ap	25 cm	Ap	27 cm	Ap	50 cm
A2	100 cm	A1	70 cm	Ck	70 cm
A3	150 cm	A2	120 cm		
A4	210 cm	A(g)3	170 cm		
A5	270 cm	A4	190 cm		
A6	300 cm	fA	250 cm		
fA	370 cm	Abg	300 cm		
Ck	>370 cm	Ckg	>300 cm		

S6	
Ap	30 cm
Ck	60 cm

Obrázek 7: Stratigrafie jednotlivých půdních sond S2, S3, S5 a S6

4.2 Stanovení půdních vlastností

4.2.1 Stanovení obsahu organického uhlíku (Cox) a humusu

Pro stanovení obsahu organického uhlíku byla použita modifikovaná Tjurinova metoda (Skjemstad a Baldock 2007).

Princip této metody byl založen na oxidaci organického uhlíku pomocí chromsírové směsi složené z dichromanu draselného a koncentrované kyseliny sírové. Do kádinek bylo naváženo 0,200 g jemnozeme II a následně bylo ke vzorkům přidáno 10 ml chromsírové směsi. Připravená směs se zakryla hodinovým sklíčkem a umístila do vyhřáté sušárny o teplotě 125 °C na 45 minut. Po uplynutí stanovené doby byly vzorky titrovány Mohrovou solí a měřeny galvanometrem (Zoubková, 2014; Shamrikova a kol., 2022).

Pro stanovení celkového obsahu humusu v půdním profilu bylo nutno obsah organického uhlíku vynásobit stanoveným faktorem 1,724 (Abdala a kol., 1998). Tento faktor vychází z podmínky, při které humínové kyseliny obsahují 58 % uhlíku, a proto je tento přepočít považován převážně za orientační (Pospíšilová a kol., 2016). Hodnocení je uvedeno v Tabulka 1:

Tabulka 1: Hodnocení obsahu organického uhlíku a humusu (Zbiral, 2002)

Zásoba humusu	Obsah Cox (%)	Obsah humusu v %
velmi nízký	<0,6	<1
nízký	0,6 – 1,1	1,0 – 2,0
střední	1,1 – 1,7	2,0 – 3,0
vysoký	1,7 – 2,9	3,0 – 5,0
velmi vysoký	> 2,9	> 5,0

4.2.2 Stanovení zdánlivé hustoty pevných částic

Zdánlivá hustota pevných částic (specifická hmotnost půdy) byla stanovena pomocí GayLussacova pyknometru. Bylo považeno 10 g zeminy a následně byla zemina převedena do pyknometru. Pyknometr byl doplněn vodou po zábrus a vložen na 20 minut do vodní lázně připravené na 20°C. Po uplynutí doby temperování byl pyknometr zazátkován, ořen a zvážen. Daný postup byl opakován s pyknometrem bez zeminy, jen s destilovanou vodou. Zdánlivá hustota pevných částic byla vypočítána podle vztahu (Pospíšilová a kol., 2016; Flint a Flint, 2002):

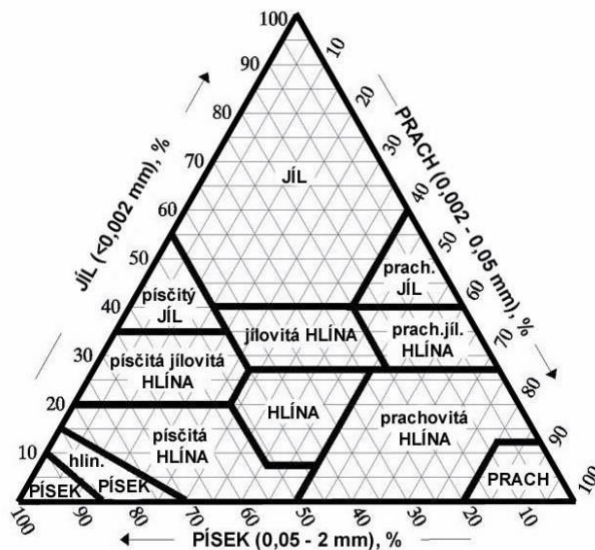
$$\rho_s = \frac{N_s}{P_v + N_s - P_s} \quad 4.1$$

kde: ρ_s je měrná hmotnost (g cm^{-3})
 N_s je navážka (g)
 P_v je hmotnost pyknometru s destilovanou vodou (g)
 P_s je hmotnost pyknometru se suspenzí (g)

4.2.3 Stanovení zrnitostního složení

Zrnitostní složení jednotlivých sond bylo stanoveno pomocí laserového granulometru CILAS 1190 LD. Tento přístroj je schopen změřit částice o velikosti 0,004–2,5 mm. Analýza velikosti částic byla provedena na chemicky upravených vzorcích, ze kterých byla odstraněna organická hmota a vzorky byly povařeny. Následně byla provedena ultrazvuková disperse po dobu 60 sekund a vzorky proměřeny (Zádorová a kol., 2023).

Půdní druh byl hodnocen podle klasifikace USDA, který využívá trojúhelníkového diagramu (viz Obrázek 8) a zastoupení frakce jílu, prachu a písku, které vzájemně porovnává a určuje půdní druh (FAO, 2006).



Obrázek 8: Trojúhelníkový diagram k určování půdního druhu (Pavlu, 2018)

4.2.4 Stanovení hydraulických vlastností

4.2.4.1 Retenční čára půdní vlhkosti

Retenční čára půdní vlhkosti byla stanovena pomocí přetlakového aparátu (viz Obrázek 9), který byl vybaven tlakovou nádobou, polopropustnou keramickou membránou s vysokou vstupní hodnotou vzduchu, regulátorem tlaku, kompresorem, manometrem, hadičkami a byretou. Měření bodů retenční čáry bylo provedeno na neporušených půdních vzorcích ve třech opakováních pro každý půdní horizont. Principem metody byla drenáž půdních válečků pomocí polopropustné membrány při určitých tlakových krocích (-1, -40, -100, -700, -2000, -5000, -8000 a -15000 cm) (Soilmoisture Equipment Corp., 2009). Objemové vlhkosti půdních vzorků tvoří body na retenční čáře a jejich hodnoty byly zjišťovány gravimetricky (Kodešová, 2015).

Údaje z přetlakového aparátu byly vyhodnoceny pomocí programu RETC (van Genuchten a kol., 1991). K proložení bodů retenčních čar byly použity rovnice van Genuchtena (1980):

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \theta_e = \frac{1}{1 + ((\alpha|h|)^n)^m} \quad h < 0 \quad \theta_e = 1 \quad h \geq 0 \quad 4.2$$

kde: θ_e je efektivní vlhkost
 θ je objemová vlhkost
 θ_r je reziduální vlhkost
 θ_s je nasycená vlhkost
 α je vstupní hodnota vzduchu tlakové výšky
 n je parametr související se sklonem čáry v inflexním bodě

Parametry θ_r , θ_s , α a n byly optimalizovány.



Obrázek 9: Přetlakový aparát (zdroj: vlastní foto)

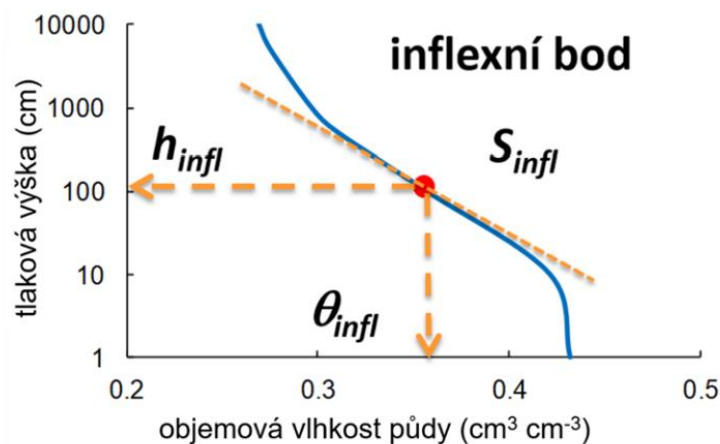
4.2.4.2 Fyzikální kvalita půdy

Z průběhu retenčních čar půdní vlhkosti je možné vypočítat vlastnosti inflexních bodů (viz Obrázek 10). Jedná se o tlakovou výšku inflexního bodu (h_{INF}), odpovídající vlhkost pro danou tlakovou výšku (θ_{INF}) a naklonění, tedy sklon čáry (S_{INF}). V inflexním bodě dochází ke změně retenční čáry půdní vlhkosti z konkávního na konvexní tvar. Jednotlivé veličiny byly vypočteny podle následujících rovnic (Dexter a Czyz, 2007; Dexter, 2004a, b, c):

$$S_{INF} = -n(\theta_s - \theta_r)\left(1 + \frac{1}{m}\right)^{-(1+m)} \quad 4.3$$

$$\theta_{INF} = (\theta_s - \theta_r)\left(1 + \frac{1}{m}\right)^{-m} + \theta_r \quad 4.4$$

$$h_{INF} = \frac{1}{\alpha} \left(\frac{1}{m}\right)^{\frac{1}{n}} \quad 4.5$$



Obrázek 10: Vyjádření parametrů inflexního bodu retenční čáry (zdroj: Antonín Nikodem)

Nutno říct, že různé metody používané pro stanovení retenčních čar půdní vlhkosti mohou vést k různým tvarům těchto křivek (Gribb a kol., 2004). Proto můžou mít parametry inflexního bodu rozdílný charakter. Proto jsou tyto parametry vhodné spíše k porovnání fyzikální kvality ve studované oblasti než na celkové hodnocení kvality půdy (Fér a kol., 2018). V následující tabulce je zobrazeno hodnocení podle S_{INF} (Tabulka 2):

Tabulka 2: Hodnocení fyzikální kvality půdy (Fér a kol., 2016, Dexter 2004a, b, c)

Kategorie hodnocení	Kvalita půdy
$S_{INF} \geq 0,05$	velmi dobrá
$0,05 > S_{INF} \geq 0,035$	dobrá
$0,035 > S_{INF} \geq 0,02$	špatná
$0,02 > S_{INF}$	velmi špatná

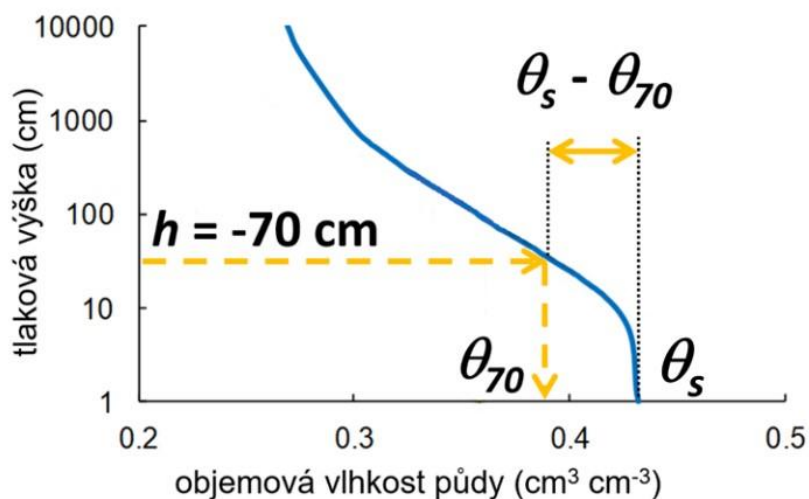
4.2.4.3 Stanovení charakteristik popisující půdní pórový systém

Byla stanovena celková pórovitost (P), která udává celkový podíl pórů v půdě. Podle hodnot celkové pórovitosti je možné hodnotit kyprost a zhutnění půdy, které závisí především na zemědělském zpracování půdy. Půdní pórovitost byla vyjádřena následujícím výpočtem (Pospíšilová a kol., 2016):

$$P = \frac{V_p}{V_s} \quad 4.6$$

kde: V_p je objem pórů vzorku
 V_s je celkový objem vzorku

Z průběhu retenčních čar je možné určit charakteristiky, které popisují půdní pórový systém. Hraniční hodnotu mezi malými a velkými kapilárními póry je θ_{70} . Jedná se o vlhkost pro tlakovou výšku -70 centimetrů. Hrubé kapilární póry (viz Obrázek 11) byly vyjádřeny jako rozdíl nasycené vlhkosti a vlhkosti pro tlakovou výšku -70 centimetrů $\theta_s - \theta_{70}$ (Kodešová a kol., 2006)



Obrázek 11: Vydělení hrubých kapilárních pórů (zdroj: Antonín Nikodem)

4.2.4.4 Půdní hydrolimity

Z tvarů retenční čáry je možné popsat půdní hydrolimity, které vyjadřují množství vody v půdním prostředí. Byla stanovena polní vodní kapacita (PVK), která vyjadřuje množství vody, které je půda po zavlažení schopna zadržet, jedná se o vlhkost půdy tlakové výšky -330 cm. Následně byla stanovena gravitační voda (GW). Gravitační voda byla stanovena v 1 mm vody na 1 cm půdy a byla vypočtena následující rovnicí (Pavlů a kol., 2021):

$$GW = (\theta_s - \theta_{100})10 \quad 4.7$$

kde: θ_s je nasycená vlhkost
 θ_{100} je půdní vlhkost pro tlakovou výšku -100 cm

4.2.4.5 Parametry křivek hydraulických vodivostí

Nasycená hydraulická vodivost byla zjištěna na neporušených půdních vzorcích vložených do Tempských cel (viz Obrázek 12) ve třech opakováních pro každý půdní horizont. Byl proveden multistep-outflow experiment (van Dam a kol., 1994). Byreta byla připojena k Tempské cele pomocí hadiček a celý prostor až k destičce byl zaplněn vodou. Na začátku byl půdní vzorek umístěn do Tempské cely a nasycen vodou. V několika tlakových krocích byl vzorek drénován až do stavu ustáleného a byl stanoven úhrnný odtok. Při drenáži byly stanovovány drenážní větve retenční čáry (Kodešová, 2015). Křivky hydraulických vodivostí,

které byly popsány van Genuchtenovými funkcemi (van Genuchten, 1980), byly vyhodnoceny numerickou inverzí programem HYDRUS-1D:

$$\theta_e = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \theta_e = \frac{1}{1 + ((\alpha|h|)^n)^m} \quad h < 0 \quad \theta_e = 1 \quad h \geq 0 \quad 4.8$$

kde: θ_e je efektivní vlhkost
 θ je objemová vlhkost
 θ_r je reziduální vlhkost
 θ_s je nasycená vlhkost
 α je vstupní hodnota vzduchu tlakové výšky
 n je parametr související se sklonem čáry v inflexním bodě

$$K(\theta) = K_s \theta_e^l [1 - (1 - \theta_e^{1/m})^m]^2 \quad h < 0 \quad K(\theta) = K_s \quad h \geq 0 \quad 4.9$$

kde: θ_e je efektivní vlhkost
 K_s je nasycená hydraulická vodivost
 l, m jsou parametry

Parametry α , n , θ_r a K_s byly optimalizovány. Parametr θ_s byl určen při vyhodnocování odtoků vody z neporušených půdních vzorků.



Obrázek 12: *Tempské cely* (Soilmoisture Equipment Corp., 1995)

5 Výsledky

V následující části jsou uvedeny vyhodnocené výsledky jednotlivých charakteristik zjištěných ve sledovaných půdních profilech lokality Brumovice. Pro uvedené půdní vlastnosti byly vypočítány základní statistické parametry (průměr, směrodatná odchylka). Získané údaje byly statisticky zpracovány v programu STATISTICA 12.0 (StatSoft, 2013). Základní vztahy mezi vlastnostmi půdy byly hodnoceny korelační analýzou. Pro ověření, zda existují statisticky významné rozdíly zjištěných vlastností studovaných půd byla využita jednofaktorová ANOVA.

5.1 Základní vztahy mezi vlastnostmi půdy

Pro soubor sledovaných půdních vlastností, parametrů retenčních čar a nasycenou hydraulickou vodivost byla provedena korelační analýza (viz Tabulka 3). Byla vytvořena korelační matice půdních vlastností získaných ze všech sledovaných půdních typů dohromady. Z výsledné tabulky vyplývá, že organický uhlík (Cox) je ovlivněn pískem a prachem. V obou případech se jedná o středně silnou závislost, avšak písek ovlivňuje Cox negativně. Korelace byla zaznamenána mezi zdánlivou hustotou pevných částic (ρ_s) a reziduální vlhkostí (θ_r), nasycenou hydraulickou vodivostí (Ks), polní vodní kapacitou (PVK) a objemovou vlhkostí pro tlakovou výšku -70 cm θ_{70} . U všech vlastností byla indikována střední závislost, pouze u nasycené hydraulické vodivosti se jednalo o pozitivní vliv na ρ_s . Jediná korelace indikovaná u jílu byla středně silná pozitivní závislost mezi jílem a parametrem α . Dále byla sledována negativní silná závislost mezi prachem a pískem. Negativní střední závislost byla indikována mezi prachem a sklonem retenční čáry, pozitivní střední závislost byla mezi prachem a polní vodní kapacitou. Pozitivní střední závislost byla mezi pískem a sklonem čáry, negativní mezi pískem a polní vodní kapacitou. Nasycená objemová vlhkost (θ_s) korelovala s parametrem α , polní vodní kapacitou a objemovou vlhkostí pro tlakovou výšku -70 cm θ_{70} , u všech byla vlhkost pozitivně ovlivněna a jedná se o středně silnou závislost. Reziduální vlhkost (θ_r) koreluje také s parametrem n , nasycenou hydraulickou vodivostí, sklonem čáry (S_{INF}), polní vodní kapacitou (PVK), objemovou vlhkostí pro tlakovou výšku -70 cm θ_{70} , objemovou vlhkostí $\theta_{70}-\theta_s$ a gravitační vodu (GW). Ve všech případech se jednalo o středně silnou závislost, jen Ks vykazovala slabou závislost a polní vodní kapacita silnou závislost. Parametr α koreloval s parametrem n a nasycenou hydraulickou vodivostí (Ks), mezi parametrem α a n byla středně silná negativní závislost, mezi parametrem α a Ks byla závislost silná. Mezi sklonem čáry (S_{INF}) a polní vodní kapacitou (PVK) byla zaznamenána negativní silná závislost, mezi sklonem čáry a θ_{70} byla také negativní závislost, ale střední. Mezi sklonem čáry a parametrem $\theta_{70}-\theta_s$ a gravitační vodou byla indikována středně silná závislost. Polní vodní kapacita korelovala s θ_{70} , $\theta_{70}-\theta_s$ a gravitační vodou. Ve všech třech případech se jednalo o silnou závislost. Dále byl zaznamenán vztah mezi objemovou vlhkostí θ_{70} a $\theta_{70}-\theta_s$ a gravitační vodou. V obou případech šlo o negativní středně silnou závislost, zároveň vznikla i korelace mezi $\theta_{70}-\theta_s$ a gravitační vodou (GW), mezi kterými je silná závislost. Celková půdní pórovitost (P) korelovala s ρ_s , θ_s , α , Ks a S_{INF} . Ve všech případech se jednalo o pozitivní závislost. ρ_s , θ_s a parametr α vykazují střední závislost, mezi Ks a P je závislost silná, mezi S_{INF} a pórovitostí byla závislost slabá.

Tabulka 3: Korelační matice půdních vlastností

Proměnná	Cox	rs	jíl	prach	písek	Qs	Qr	a	n	Ks	S _{INF}	Q _{PVK}	Q ₇₀	Q _{s-Q₇₀}	GW	P
Cox	1,00															
rs	-0,05	1,00														
jíl	0,10	-0,24	1,00													
prach	0,37 **	-0,06	-0,06	1,00												
písek	-0,38 **	0,10	-0,14	-0,98 ***	1,00											
Qs	-0,06	-0,03	0,14	0,05	-0,08	1,00										
Qr	-0,03	-0,43 **	0,03	0,16	-0,17	0,20	1,00									
a	-0,07	0,17	0,32 **	-0,09	0,02	0,31 **	0,08	1,00								
n	0,02	-0,21	-0,02	-0,10	0,10	-0,16	0,33 **	-0,30 *	1,00							
Ks	0,01	0,33 **	-0,02	-0,10	0,10	0,20	-0,27 *	0,62 ***	-0,25	1,00						
S _{INF}	0,13	0,16	0,07	-0,41 **	0,39 **	-0,10	-0,35 **	-0,14	0,18	-0,04	1,00					
QPVK	-0,20	-0,35 **	-0,03	0,31 **	-0,30 *	0,36 **	0,60 **	0,07	-0,09	-0,06	-0,72 ***	1,00				
Q ₇₀	-0,19	-0,40 **	0,02	0,19	-0,19	0,46 **	0,59 **	-0,04	0,04	-0,16	-0,30 *	0,87 ***	1,00			
Q _{s-Q₇₀}	0,05	0,14	-0,08	-0,03	0,04	-0,12	-0,31 **	-0,22	0,16	-0,12	0,42 **	-0,64 ***	-0,46 **	1,00		
GW	0,08	0,15	-0,04	-0,11	0,11	-0,11	-0,34 **	-0,22	0,18	-0,12	0,58 **	-0,72 ***	-0,46 **	0,98 ***	1,00	
P	0,06	0,36 **	-0,12	-0,17	0,20	0,43 **	-0,13	0,33 **	-0,09	0,55 **	0,28 *	-0,14	-0,04	-0,09	-0,02	1,00

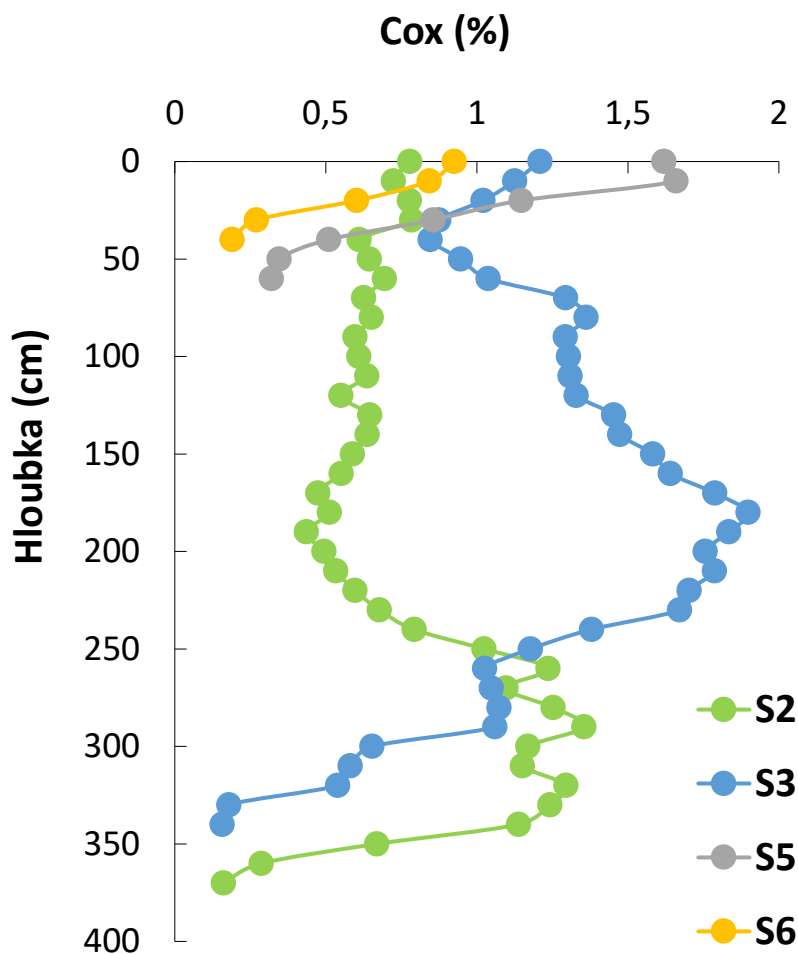
(* slabá závislost; ** střední závislost; *** silná závislost; znaménko mínus (-) označuje negativní závislost)

5.2 Obsah organického uhlíku (Cox) a humusu

Sondy S2 a S3 se nachází v nejnižší části svahu, a proto je zde profil nejhlubší díky množství naakumulovaného materiálu. U sondy S2 byl zjištěn poměrně stabilní obsah organického uhlíku do hloubky 250 cm (okolo 0,6 %). Mezi hloubkami 250 cm a 350 cm dochází k nárůstu na přibližně 1,2 % Cox. Před akumulací materiálu tato hloubka byla pravděpodobně původním humusovým horizontem, proto zde nacházíme velké množství organického uhlíku (viz Obrázek 13). Průměrný obsah Cox v celé půdní sondě S2 je 0,8 %. Stejný jev je možné pozorovat u sondy S3, ve které je nejvyšší obsah uhlíku indikován v hloubce 180 centimetrů 1,9 %. Ze všech čtyř sond je to také nejvyšší naměřená hodnota Cox. Od 200 centimetrů se obsah Cox snižuje s hloubkou a průměrný obsah v celé sondě S3 je 1,2 %. Při přepočtu Cox na obsah humusu bylo zjištěno, že v sondě S2 je průměrný obsah humusu 1,3 %, v sondě S3 je obsah humusu nejvyšší (2,1 %), v sondě S5 se nacházelo 1,6 % humusu a sonda S6 byla na obsahu humusu nejchudší, je zde pouze 0,6 %. Obsah humusu v sondě S2 a S5 byl střední, v sondě S3 vysoký a v sondě S6 nízký (viz Tabulka 1).

U sondy S5 je znatelný vysoký obsah organického uhlíku ve svrchních vrstvách profilu, který s hloubkou klesá až pod 0,5 %. Sonda S6 značí stejný průběh jako sonda S5, opět je vyšší obsah uhlíku v povrchových vrstvách a postupně klesá do hloubky. Průměrné obsahy organického uhlíku jsou 0,9 % u sondy S5 a 0,6 % v případě sondy S6. Jelikož se obě sondy nacházejí na vrcholu svahu, materiál je pouze odnášen a nedochází k žádné akumulaci, proto nejsou indikovány vyšší obsahy uhlíku ve spodních vrstvách.

Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny obsahu Cox do hloubky jsou statisticky průkazné u všech sledovaných sond S2 (p=0,00011), S3 (p=0,00000), S5 (p=0,00478) a S6 (p=0,02236).

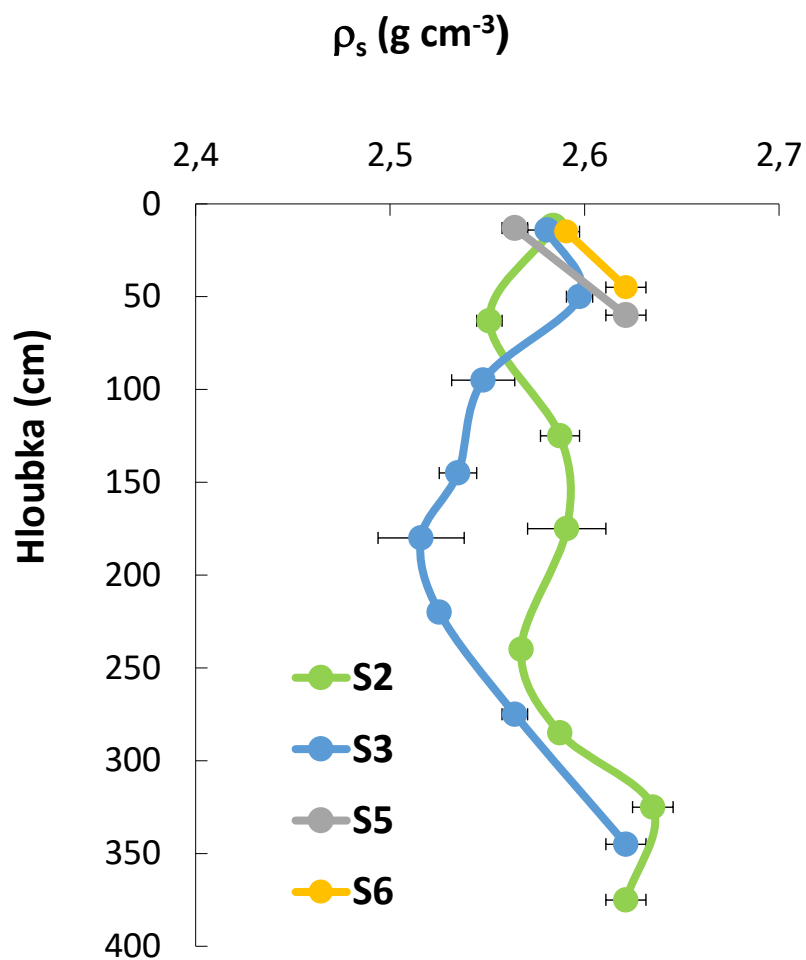


Obrázek 13: Množství organického uhlíku ve sledovaných sondách S2, S3, S5, S6

5.3 Výsledky zdánlivé hustoty pevných částic

Nejnižší ρ_s (viz Obrázek 14) bylo naměřeno u sondy S3 (2,52) v hloubce okolo 170 cm. Do tohoto okamžiku obsah ρ_s klesá, ale se zvětšující hloubkou se začne zvyšovat. Nejvyšší ρ_s bylo zjištěno u sondy S2 (2,64) v hloubce okolo 320 cm. Profil sondy S2 je různorodý, v prvotních 50 cm klesá ρ_s , poté do hloubky 180 cm stoupá, dále klesá do hloubky 250 cm. Do 320 cm se výrazně zvyšuje ρ_s a ve zbytku profilu dochází opět k poklesu. U sondy S5 a S6 s narůstající hloubkou narůstá i zdánlivá hustota pevných částic. Průměrná hustota pevných částic byla stejná pro sondy S2, S5 a S6 (2,59). Nejmenší zdánlivá hustota pevných částic byla naměřena u sondy S3 (2,56).

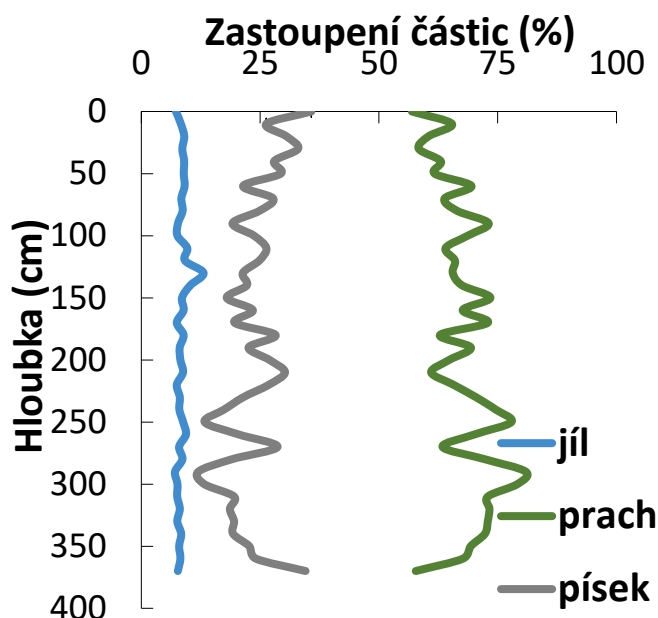
Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny zdánlivé hustoty pevných částic do hloubky jsou statisticky průkazné u všech sledovaných sond S2 ($p=0,00000$), S3 ($p=0,00000$), S5 ($p=0,00183$) a S6 ($p=0,02131$).



Obrázek 14: Zdánlivá hustota pevných částic v jednotlivých horizontech sledovaných sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)

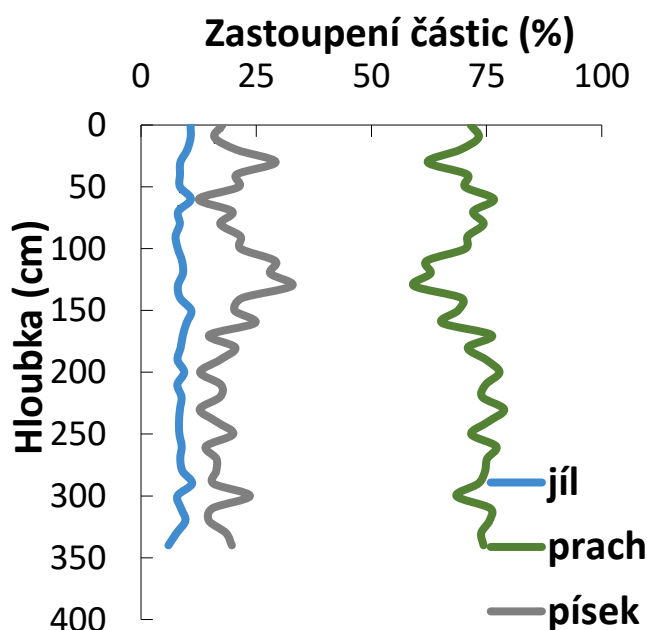
5.4 Výsledky zrnitostního složení

V jednotlivých sondách byl stanoven obsah jílu, prachu a písku a určen půdní druh podle trojúhelníkového diagramu. V případě sondy S2 (viz Obrázek 15) bylo průměrné zastoupení jílu 8,5 %, prachu 68 % a písku 23,5 %. Sonda S2 byla klasifikována jako prachovitá hlína. Obsah písku s hloubkou klesá, ale obsah prachových částic s hloubkou narůstá. Jíl je v profilu konstantní.



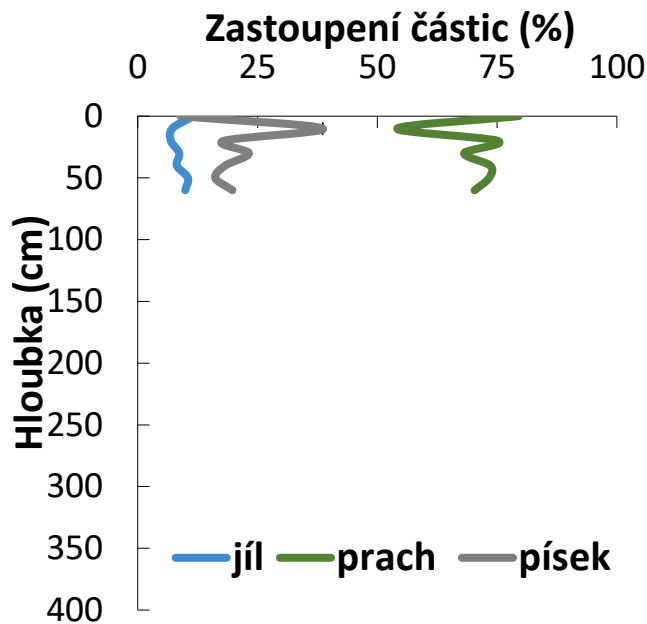
Obrázek 15: Zastoupení jednotlivých půdních frakcí v sondě S2

V případě sondy S3 (viz Obrázek 16) byl průměrně jíl zastoupen z 8,8 %, prach z 71,8 % a písek z 19,4 % a sonda S3 byla klasifikována jako půdní druh prachovitá hlína. Obsah písku vzrostl v hloubce 120 cm, ale dále s hloubkou klesá. Obsah prachových částic v hloubce 120 cm klesnul, ale dále s hloubkou roste. Jíl je v celém profilu poměrně konstantní.

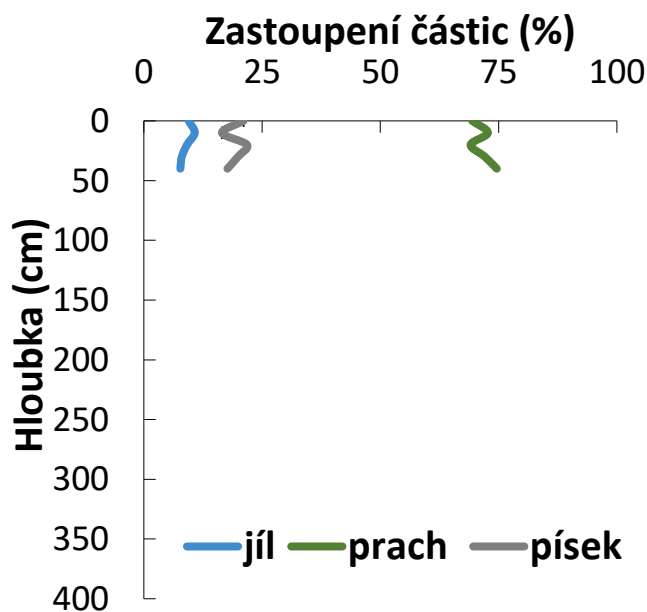


Obrázek 16: Zastoupení jednotlivých půdních frakcí v sondě S3

Sondy S5 (viz Obrázek 17) a S6 (viz Obrázek 18) měly velmi podobné zrnitostní složení. V obou sondách bylo zjištěno 9 % jílu, sonda S5 obsahovala 70,6 % prachu, zatímco sonda S6 o procento více, tedy 71,6 % prachu. V sondě S5 bylo naměřeno 20,4 % písku a v sondě S6 o procento méně, tedy 19,4 % písku. V obou případech byl půdní druh sond klasifikován jako prachovitá hlína. Obsah písku u sondy S5 je ve svrchní vrstvě vysoký, ale s hloubkou se snižuje. U prachových částic je to obráceně. Obsah jílových částic s hloubkou narůstá. U sondy S6 je zaznamenán snižující se obsah prachu do hloubky, zvyšující se obsah písku a pokles jílových částic s hloubkou.



Obrázek 17: Zastoupení jednotlivých půdních frakcí v sondě S5



Obrázek 18: Zastoupení jednotlivých půdních frakcí v sondě S6

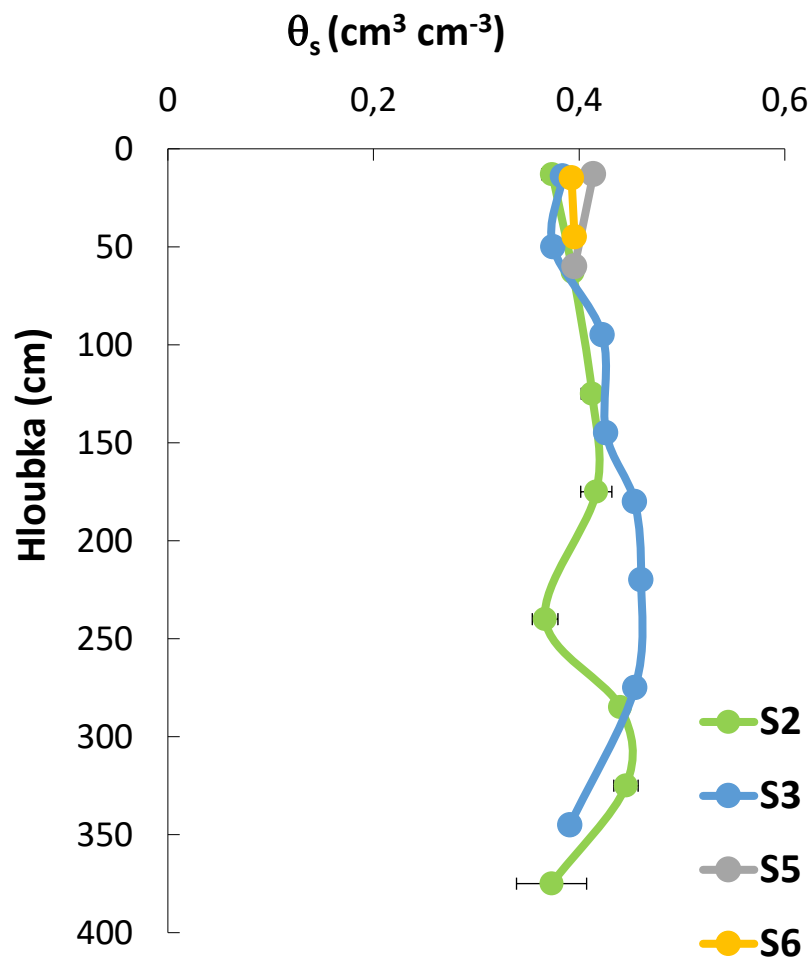
Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny obsahu jílu do hloubky jsou statisticky průkazné u sond S2 ($p=0,03454$) a S3 ($p=0,02343$). Statisticky významný rozdíl nebyl zjištěn u sondy S5 ($p=0,63115$) a S6 ($p=0,05893$). Změny obsahu prachové frakce jsou statisticky průkazné u sondy S2 ($p=0,01993$) a S3 ($p=0,00013$). Statisticky významný rozdíl nebyl zjištěn u sondy S5 ($p=0,80723$) a S6 ($p=0,19562$). Stejně tomu bylo i u obsahu písčité frakce, statisticky průkazné změny do hloubky byly zjištěny u sondy S2 ($p=0,02636$) a S3 ($p=0,00049$). Významné rozdíly obsahu písčité frakce do hloubky nebyly zjištěny u sondy S5 ($p=0,75891$) a S6 ($p=0,68751$).

5.5 Výsledky hydraulických vlastností

5.5.1 Výsledné parametry retenčních čar půdní vlhkosti

Výsledné parametry retenčních čar půdní vlhkosti získané pomocí přetlakového aparátu jsou uvedeny v následujících grafech. Bylo zjištěno, že nejvyšší nasycená vlhkost (θ_s) (viz Obrázek 19) byla naměřena v půdním profilu sondy S3 v horizontu fA (0,460). Nasycená vlhkost v sondě S3 se zvyšuje do hloubky 250 cm, od tohoto bodu s hloubkou klesá. Naopak nejnižší nasycená půdní vlhkost byla naměřena u sondy S2 v horizontu A5 (0,367). θ_s se pozvolna zvyšuje až do hloubky 170 cm, náhle je indikován pokles do hloubky 240 cm a poté θ_s opět narůstá do hloubky 320 cm. V nejhlubších vrstvách sondy S2 se nasycená vlhkost snižuje. U sondy S5 byl zaznamenán pokles nasycené vlhkosti, u sondy S6 nasycená vlhkost s hloubkou roste. Průměrné hodnoty nasycené vlhkosti dosahovaly v celém půdním profilu S2 $0,403 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, v půdním profilu sondy S3 $0,421 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, u sondy S5 $0,405 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ a u sondy S6 $0,394 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, proto sondu S3 považujeme za nejnasyčenější půdní profil.

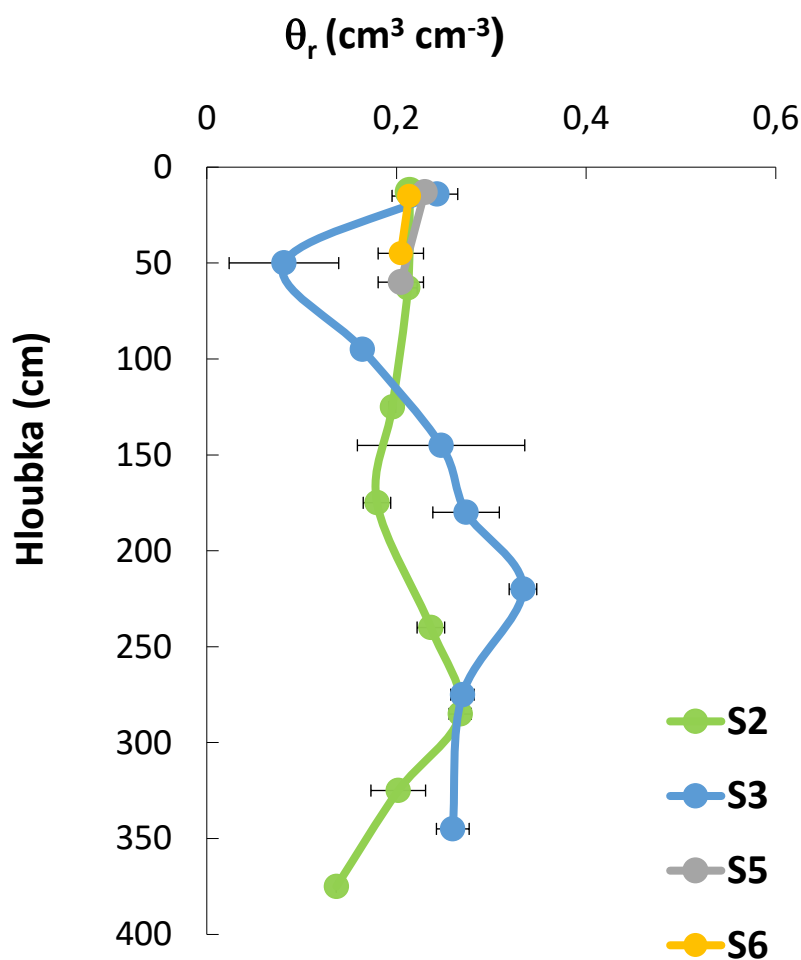
Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny nasycené vlhkosti do hloubky jsou statisticky průkazné u sondy S2 ($p=0,00012$), S3 ($p=0,00000$) a S5 ($p=0,00171$). Statisticky významný rozdíl nebyl zjištěn u sondy S6 ($p=0,02131$).



Obrázek 19: Nasycená vlhkost jednotlivých horizontů sledovaných sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)

Další sledovanou veličinou byla reziduální vlhkost (θ_r) (viz Obrázek 20), která značí nepohyblivé množství vody v půdním prostředí. U sondy S2 byl zaznamenán pokles θ_r do hloubky 170 cm, dále reziduální vlhkost mírně vzrůstá do hloubky 280 cm a následně opět klesá. Nejvyšší reziduální vlhkost byla naměřena v půdním profilu sondy S3 v horizontu fA (0,333) a nejnižší opět u sondy S3 v horizontu A1 (0,081). U sondy S3 jsou vidět velké výkyvy s hloubkou. Do hloubky 50 cm θ_r výrazně klesá, poté se do hloubky 220 cm zvyšuje a poté opět klesá. Snižující se reziduální vlhkost byla zjištěna u sondy S5 a S6. Průměrné hodnoty reziduální vlhkosti pro jednotlivé sondy byly poměrně podobné, reziduální vlhkost sondy S2 je $0,205 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, pro sondu S3 $0,234 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, tedy nejvyšší hodnota pro sondy S5 a S6 je reziduální vlhkost $0,217 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ a $0,209 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

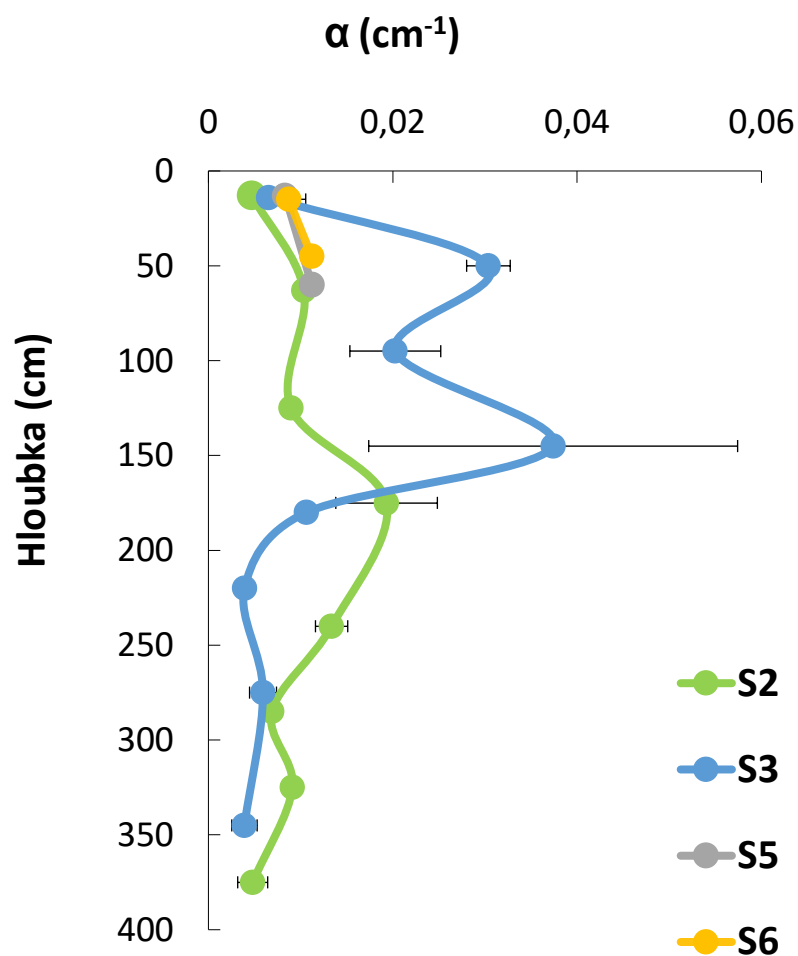
Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že reziduální vlhkosti do hloubky jsou statisticky průkazné u sondy S2 ($p=0,00157$) a S3 ($p=0,00064$). Statisticky významný rozdíl nebyl zjištěn u sondy S5 ($p=0,25550$) a S6 ($p=0,69833$).



Obrázek 20: Reziduální vlhkost jednotlivých horizontů sledovaných sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)

Optimalizovaný parametr α (viz Obrázek 21) vyjadřuje vstupní hodnotu vzduchu tlakové výšky. Parametr α u sondy S2 pozvolně narůstá do hloubky 170 cm, v tomto bodě začíná klesat s hloubkou půdní sondy. Sonda S3 vykazovala značné výkyvy v různých hloubkách profilu. Do hloubky 50 cm parametr α vzrostl, následně klesl a v hloubce 150 cm dosáhl svého maxima a zároveň nejvyšší zjištěné hodnoty ze všech sledovaných sond (0,037). Následně parametr klesá s hloubkou a ve 220 cm dosáhl nejnižší zjištěné hodnoty (0,004). Průměrná hodnota parametru α byla nejvyšší u sondy S3 (0,015) a nejnižší v půdním profilu sondy S2 (0,010). V půdních profilech sondy S5 a S6 dosáhla průměrná hodnota parametru α 0,010 a 0,010 cm^{-1} .

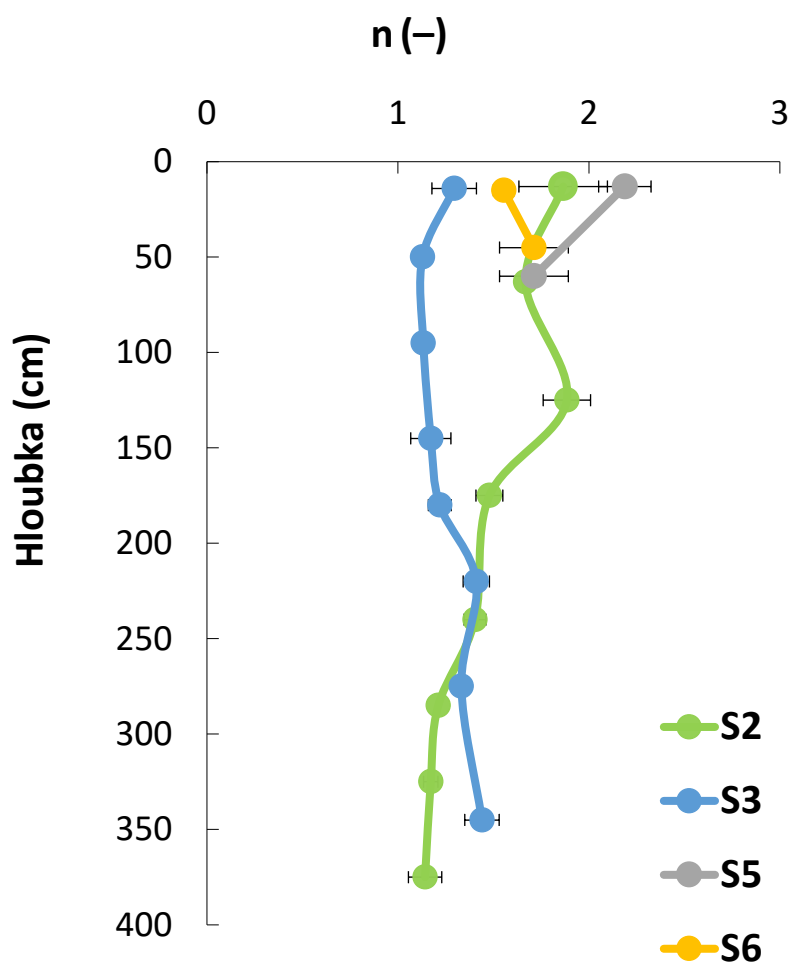
Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny parametru α do hloubky jsou statisticky průkazné u sondy S2 ($p=0,00010$), S3 ($p=0,00133$) a S5 ($p=0,01088$). Statisticky významný rozdíl nebyl zjištěn u sondy S6 ($p=0,15925$).



Obrázek 21: Hodnoty parametru α v jednotlivých horizontech sledovaných sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)

V sondě S2 vykazuje parametr n se zvyšující se hloubkou klesající průběh. Nejvyšší hodnota parametru n (viz Obrázek 22) se nachází v půdní sondě S5 v horizontu Ap (2,188), ale do hloubky naměřené hodnoty klesají. Nejnižší hodnota parametru n byla zjištěna v sondě S3 v horizontu A1 (1,129) a dále hodnoty s hloubkou nepatrně rostou. Růst hodnot parametru n byl zjištěn u sondy S6. Průměrné hodnoty parametru n pro sondy S2, S3, S5 a S6 byly 1,478, 1,266, 1,950 a 1,633.

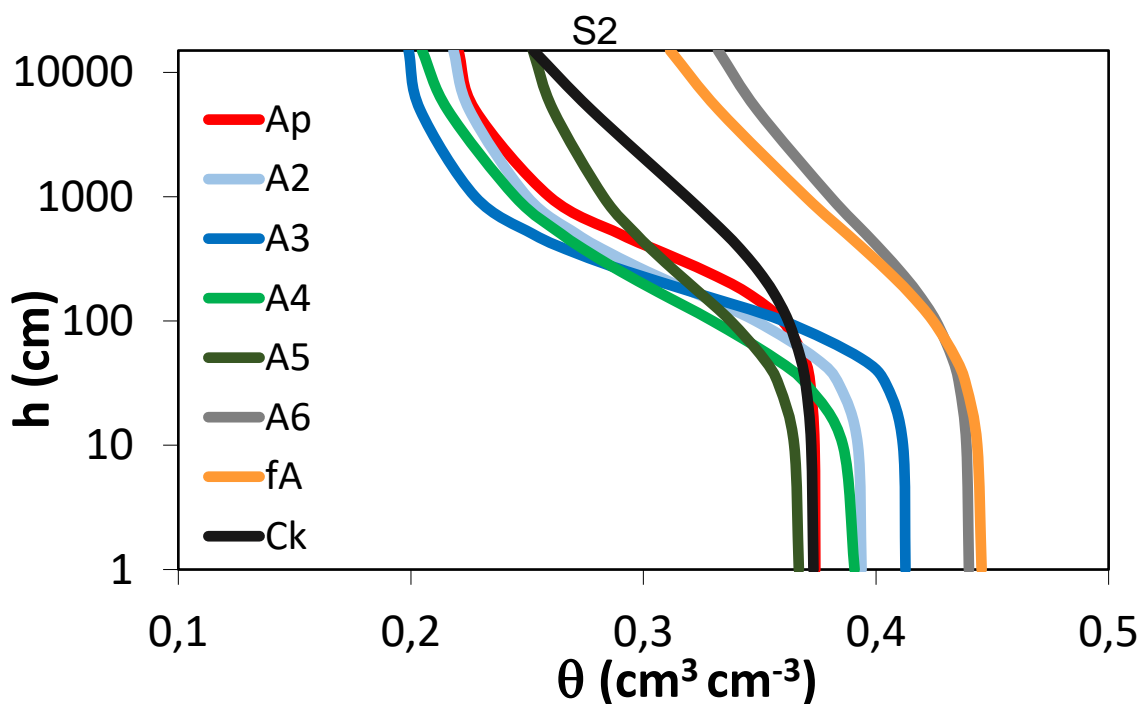
Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny parametru n do hloubky jsou statisticky průkazné u sondy S2 ($p=0,00000$), S3 ($p=0,00266$) a S5 ($p=0,04105$). Statisticky významný rozdíl nebyl zjištěn u sondy S6 ($p=0,29959$).



Obrázek 22: Hodnoty parametru n v jednotlivých horizontech sledovaných sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)

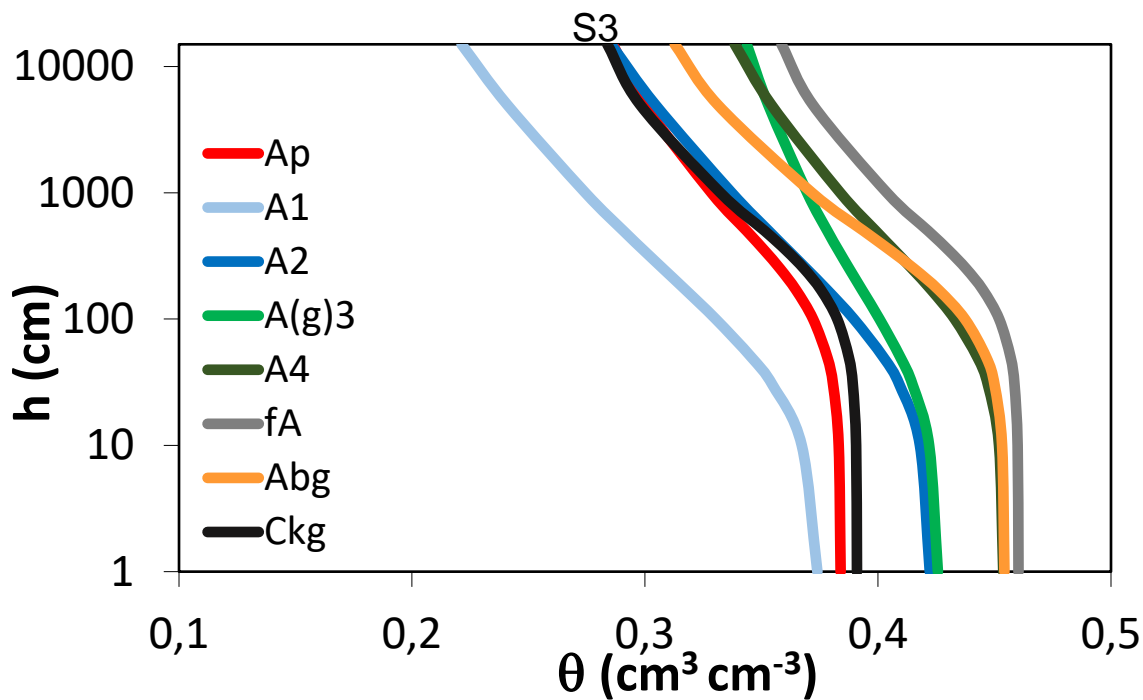
5.5.1.1 Výsledné retenční čáry půdní vlhkosti

Následující grafy zobrazují průběhy průměrných retenčních čar v jednotlivých půdních horizontech sledovaných sond. Průběhy retenčních čar u sondy S2 (viz Obrázek 23) jsou v prvních čtyřech horizontech velmi podobné (Ap, A2, A3, A4). Retenční čára horizontu A5 a A6 je při nízkých tlakových krocích podobná retenční čáře pro půdní horizont Ap, ale při tlakové výšce -100 cm se odchyľuje. Retenční čáry horizontů A6 a fA mají vysoké nasycené půdní vlhkosti, a jen pozvolna se se zvyšující tlakovou výškou objemová vlhkost snižuje. Jejich tvarová odlišnost je způsobena hodnotami parametru α a n . Na různorodost retenčních čar měl vliv kolísající obsah Cox v půdním profilu, který byl v horizontu A5 nejnížší. Byl zde také zaznamenán vyšší obsah prachové frakce, proto je tvar retenční čáry tohoto horizontu odlišný.



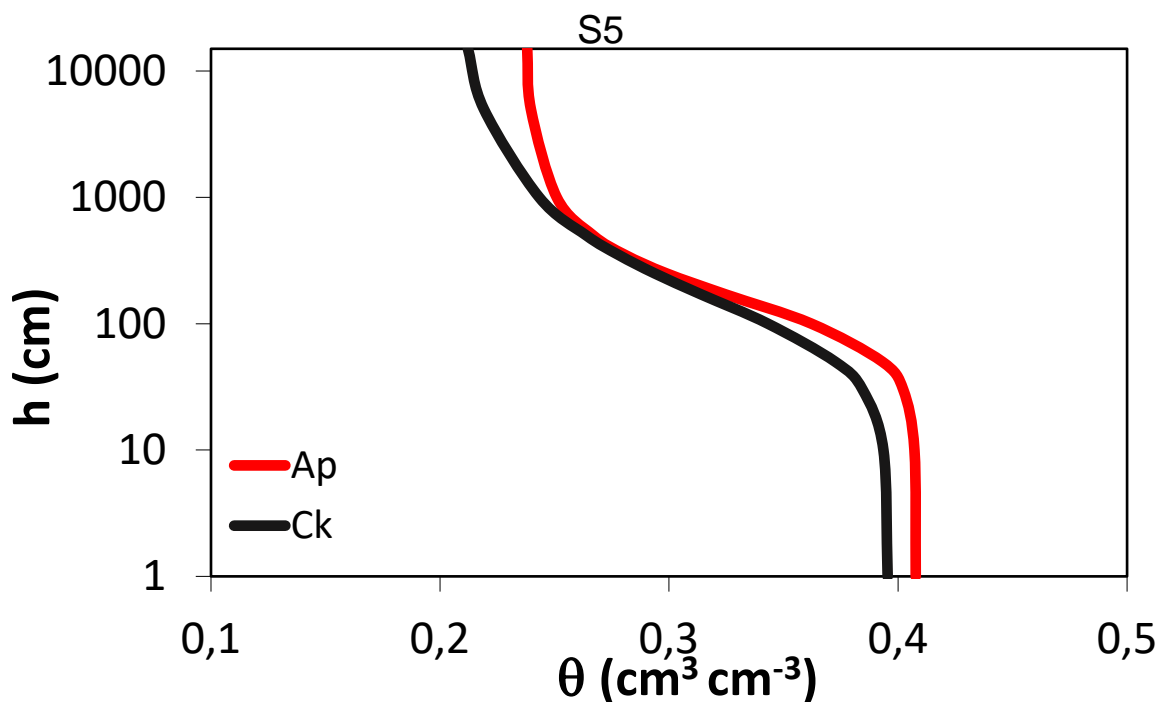
Obrázek 23: Průběhy průměrných retenčních křivek v jednotlivých horizontech sondy S2

Výsledné průměrné retenční čáry půdní vlhkosti pro sondu S3 (koluvizem) (viz Obrázek 24) mají pozvolnější průběh. Retenční křivky se od sebe liší především v nasycených vlhkostech (θ_s). Podobný tvar všech křivek způsobuje parametr n , který je v celém půdním profilu poměrně konstantní. Retenční čára horizontu A1 se liší od ostatních, protože v tomto horizontu došlo ke snížení hodnoty Cox . Retenční čára horizontu A(g)3 má nejvíce rozdílný tvar. Důvodem je jednak nejvyšší naměřená hodnota parametru α , který ovlivňuje tvar křivky, ale také nejvyšší obsah Cox . V tomto horizontu byl také zjištěn zvýšený obsah prachových částic.



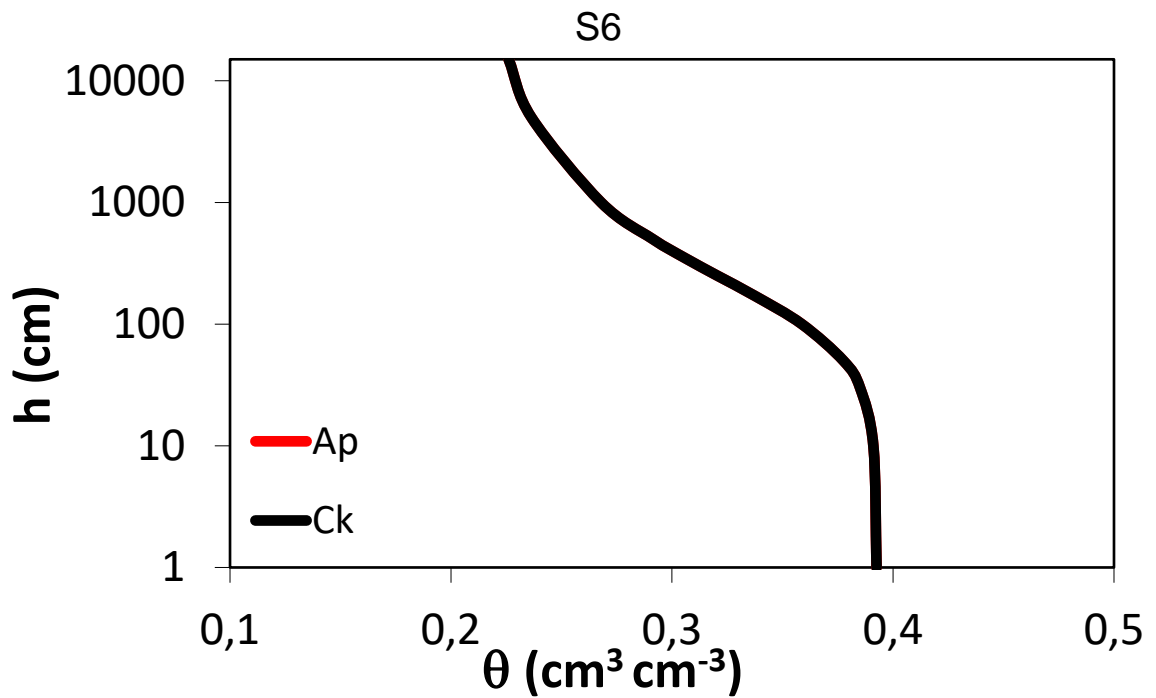
Obrázek 24: Průběhy průměrných retenčních křivek v jednotlivých horizontech sondy S3

Retenční čáry v sondě S5 (viz Obrázek 25) mají velmi podobný průběh, liší se v počáteční nasycené vlhkosti a při tlakové výšce -1000 cm se odchyľují. Z obrázku je patrné, že retenční čára horizontu Ap nabývá vyšších hodnot objemové vlhkosti. Obsah organického uhlíku v horizontu Ap byl vysoký. Převládala v něm prachovitá frakce.



Obrázek 25: Průběhy průměrných retenčních křivek v jednotlivých horizontech sondy S5

Obrázek 26 zobrazuje průměrné retenční čáry pro horizonty sondy S6. Průběhy retenčních čar pro horizonty Ap a Ck jsou totožné. V této sondě byl zjištěn nejnižší obsah C_{ox} a v půdním profilu převládali prachovité částice.

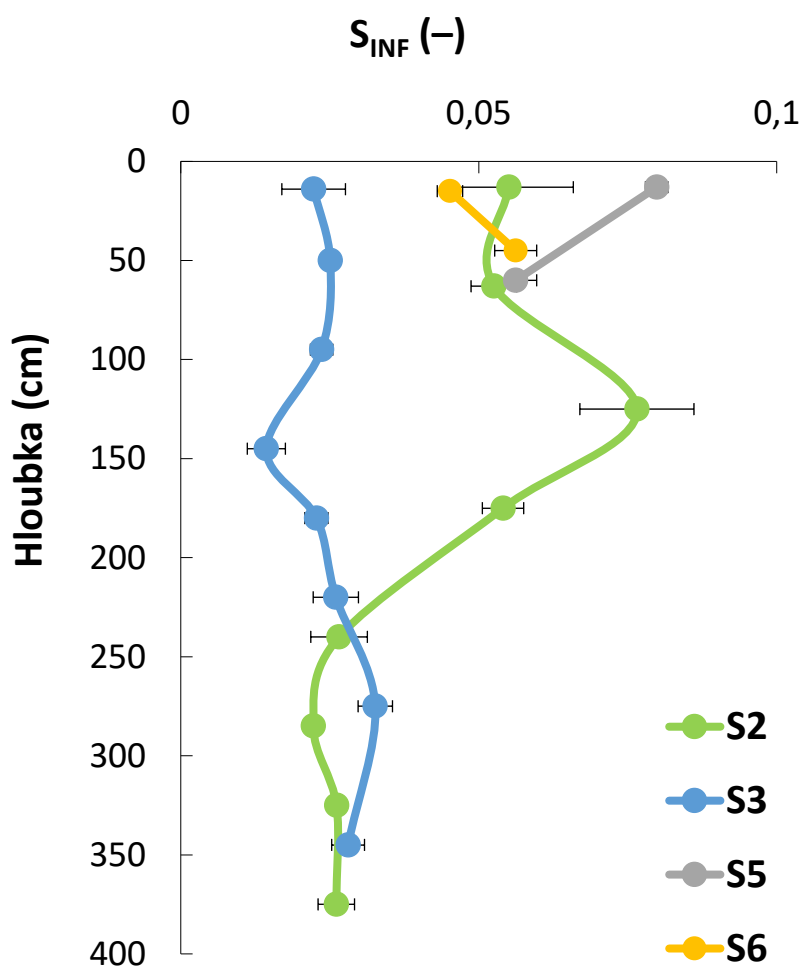


Obrázek 26: Průběhy průměrných retenčních křivek v jednotlivých horizontech sondy S6

5.5.2 Stanovení fyzikální kvality půdy

Stanovení parametrů inflexních bodů probíhalo z průběhu retenčních čar. Byl stanoven sklon čáry (S_{INF}), který udává fyzikální kvalitu půdy (viz Obrázek 27). Z následujícího obrázku vyplývá, že nejvyšší hodnota sklonu byla naměřena v horizontu sondy S5 (0,080). Velmi vysoké hodnoty byly zjištěny i v případě sondy S2, ve které bylo dosaženo hodnoty 0,0765 v hloubce zhruba 125 cm. Nejmenší hodnota byla zjištěna v profilu sondy S3 v hloubce necelých 150 cm (0,014). Z průměrných hodnot pro jednotlivé sondy vyplývá, že sonda S2 (0,042) disponuje dobrou fyzikální kvalitou, stejně tak sonda S6 (0,045). Velmi dobrou fyzikální kvalitu vykazuje sonda S5 (0,068) a špatná fyzikální kvalita byla indikována u sondy S3 (0,024).

Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny fyzikální kvality půdy do hloubky jsou statisticky průkazné u všech sledovaných sond S2 ($p=0,00005$), S3 ($p=0,00198$), S5 ($p=0,00111$) a S6 ($p=0,01926$).

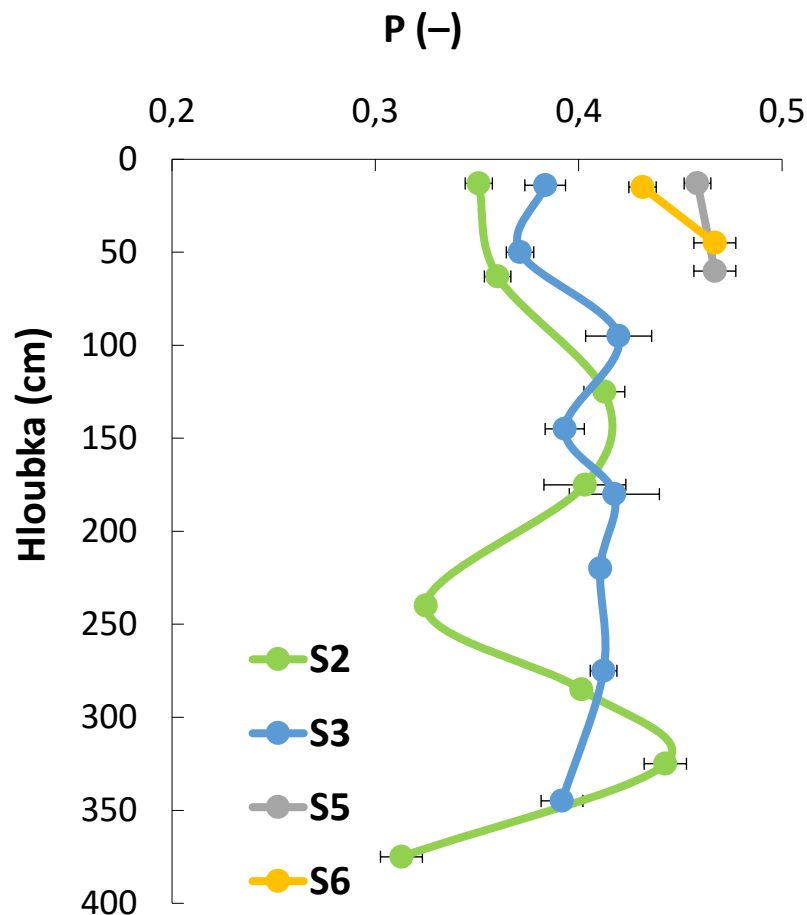


Obrázek 27: Fyzikální kvalita půdy jednotlivých půdních sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)

5.5.3 Výsledky charakteristik popisující půdní pórový systém

Byla stanovena celková pórovitost, která patří do charakteristik popisující půdní pórový systém (viz Obrázek 28). Nejnižší celková půdní pórovitost byla naměřena v sondě S2 v horizontu Ck (0,313) a nejvyšší byla zjištěna v sondě S5 (0,467). V půdním profilu sondy S2 pórovitost roste do hloubky 150 cm, následně klesá zhruba do 240 cm, poté se výrazně zvyšuje do hloubky 330 cm a ve zbytku profilu klesá. V počátečních hloubkách sondy S3 pórovitost klesá, poté se zvyšuje do hloubky 100 cm a následně klesá. V hloubce 180 cm se pórovitost nepatrně zvýší, ale se zvyšující se hloubkou hodnota pórovitosti už pouze klesá. Pórovitost sondy S5 a S6 s hloubkou narůstá.

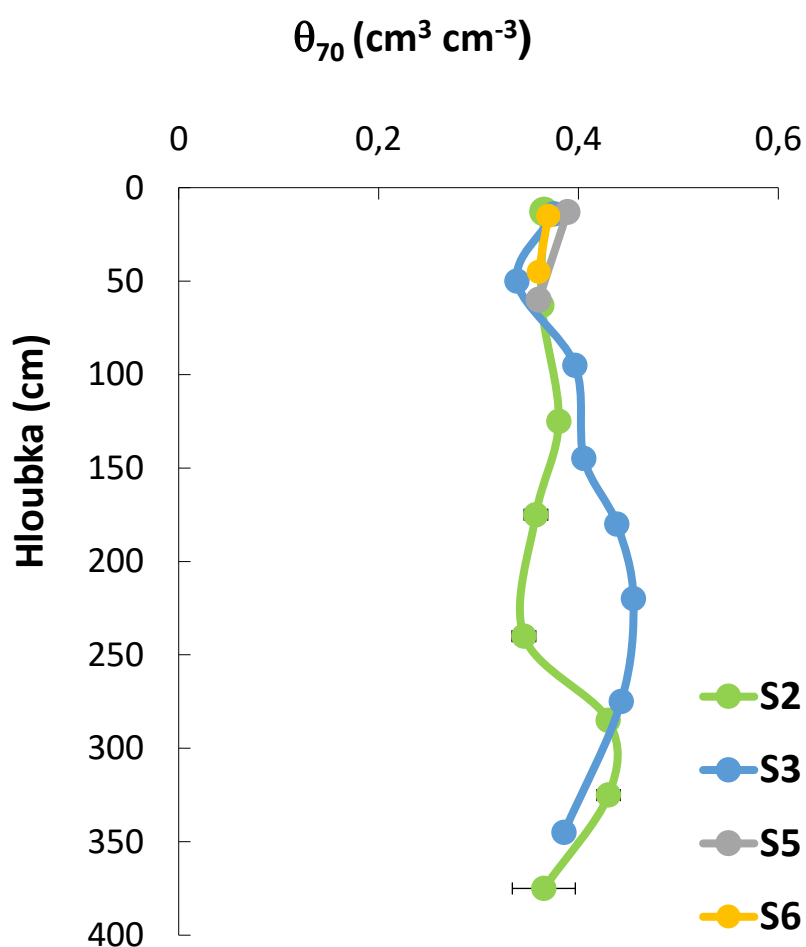
Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny půdní pórovitosti do hloubky jsou statisticky průkazné u sondy S2 ($p=0,00042$), S3 ($p=0,00083$) a S6 ($p=0,01823$). Statisticky významný rozdíl nebyl zjištěn u sondy S5 ($p=0,31693$).



Obrázek 28: Půdní pórovitost pro jednotlivé horizonty sledovaných půdních sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)

Dále byla stanovena vlhkost pro tlakovou výšku -70 cm (viz Obrázek 29), aby bylo následně možné zjistit hrubé kapilární póry. Hodnoty θ_{70} v profilu sondy S2 se mírně zvyšují do hloubky 120 cm, ve které začínají klesat až do hloubky 250 cm. Poté hodnoty opět nepatrně rostou, ale v hloubce 320 cm dochází k jejich poklesu. Hodnoty θ_{70} sondy S3 narůstají až do hloubky 210 cm, poté s rostoucí hloubkou klesají. U sondy S5 a S6 byl zjištěn pokles θ_{70} . Nejvyšší průměrná vlhkost pro tuto danou tlakovou výšku byla naměřena v půdní sondě S3 (0,405), dále v sondě S2 (0,380), následovala sonda S5 (0,375) a nejmenší vlhkost byla indikována v půdním profilu sondy S6 (0,365).

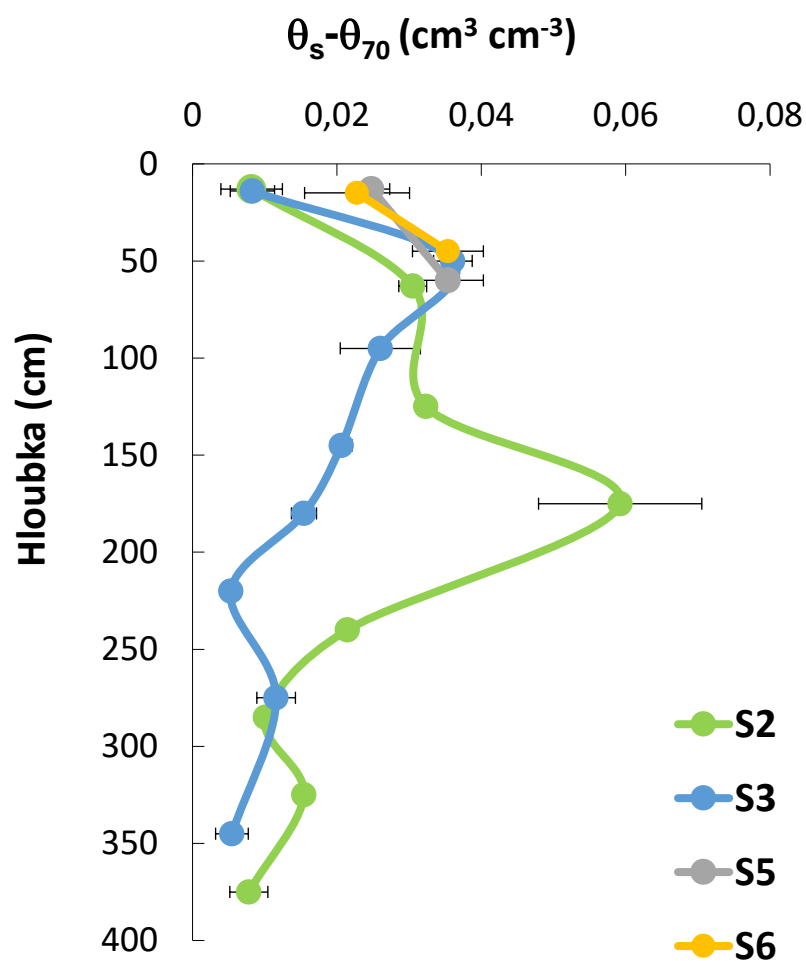
Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny θ_{70} do hloubky jsou statisticky průkazné u sondy S2 ($p=0,00001$), S3 ($p=0,00000$) a S5 ($p=0,00176$). Statisticky významný rozdíl nebyl zjištěn u sondy S6 ($p=0,17782$).



Obrázek 29: Objemová vlhkost při tlakové výšce - 70 cm pro jednotlivé horizonty sledovaných půdních sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)

Průměrná vlhkost, při které je vyjádřeno zastoupení hrubých kapilárních pórů (viz Obrázek 30), je pro sondu S5 nejvyšší (0,030), dále v pořadí je sonda S6 (0,029), menší vlhkost je indikována u sondy S2 (0,023) a nejmenší u sondy S3 (0,016). Hodnoty $\theta_s - \theta_{70}$ v profilu S2 rostou až do hloubky 170 cm, ve které dosahují největší zjištěné hodnoty (0,059) a poté už se s hloubkou pouze snižují. Stejně tak v profilu S3 došlo ke zvýšení hodnot do hloubky 50 cm, následně dochází k poklesu hodnot a v této půdní sondě byla naměřena nejnižší hodnota $\theta_s - \theta_{70}$ (0,005). U sondy S5 a S6 byl zjištěn růst hodnot $\theta_s - \theta_{70}$ s hloubkou.

Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny $\theta_s - \theta_{70}$ do hloubky jsou statisticky průkazné u sondy S2 ($p=0,00000$) a S3 ($p=0,00000$). Statisticky významný rozdíl nebyl zjištěn u sondy S5 ($p=0,05344$) a S6 ($p=0,11232$).

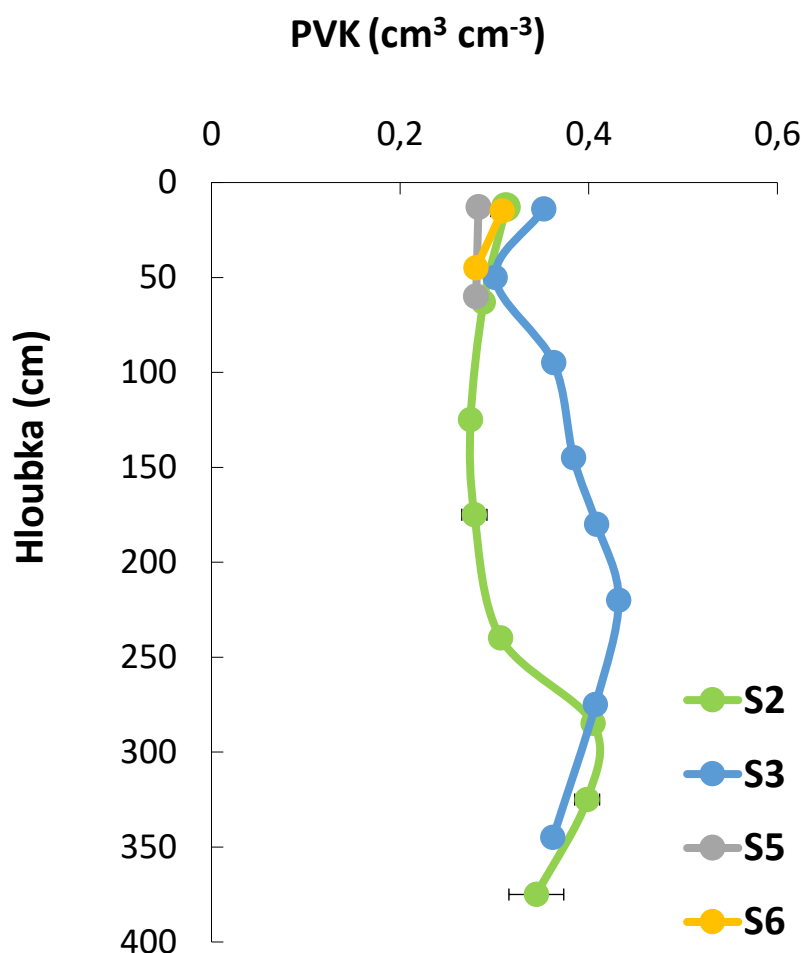


Obrázek 30: Zastoupení hrubých kapilárních pórů v jednotlivých horizontech sledovaných půdních sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)

5.5.4 Půdní hydrolimity

Nejvyšší průměrná polní vodní kapacita (*PVK*) (viz Obrázek 31) byla naměřena v půdním profilu sondy S3 (0,376), následně v sondě S2 (0,326), ještě menší *PVK* byla zjištěna v sondě S6 (0,295) a nejmenší zjištění polní vodní kapacity bylo indikováno v půdním profilu sondy S6 (0,282). Polní vodní kapacita profilu S2 se snižovala až do hloubky 120 cm, ve které byla zjištěna nejnižší hodnota *PVK* (0,275). Následně došlo ke zvýšení hodnot a v 280 cm polní vodní kapacita opět klesla. U sondy S3 byl zjištěn prudký pokles *PVK* do hloubky 50 cm, následně se *PVK* zvyšovala do hloubky 220 cm, ve které bylo dosaženo maximální hodnoty polní vodní kapacity (0,432). Ve zbytku horizontu došlo ke snižování *PVK*. Polní vodní kapacita u sondy S5 a S6 klesá s hloubkou.

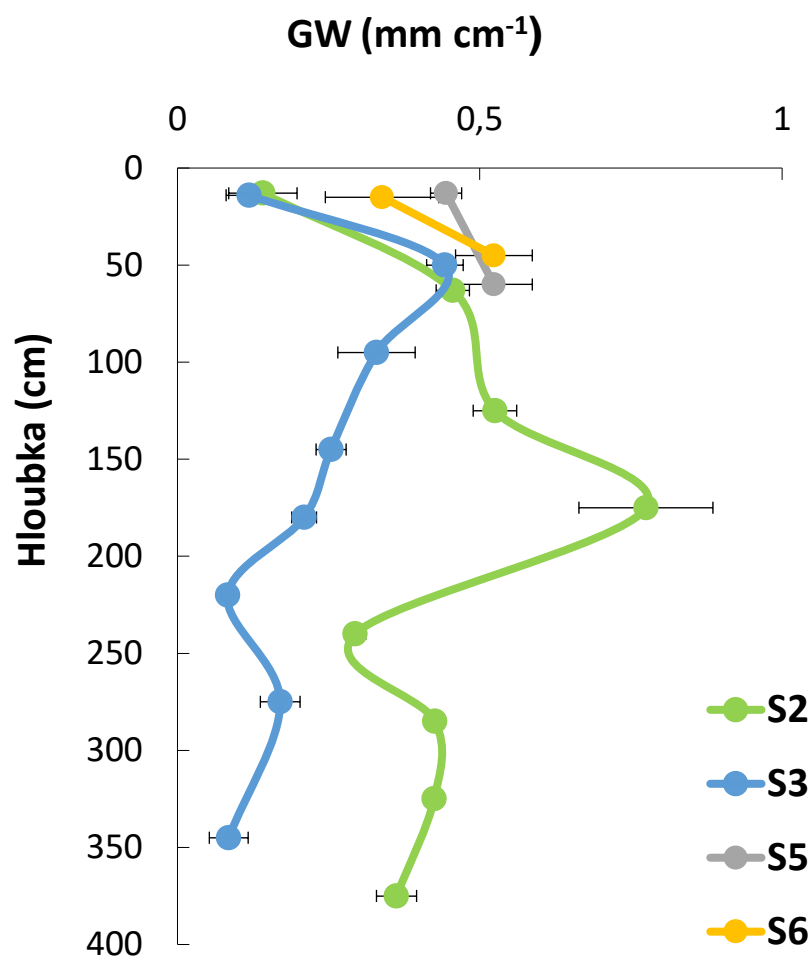
Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny polní vodní kapacity do hloubky jsou statisticky průkazné u sondy S2 ($p=0,00000$), S3 ($p=0,00000$) a S6 ($p=0,04829$). Statisticky významný rozdíl nebyl zjištěn u sondy S5 ($p=0,68431$).



Obrázek 31: Polní vodní kapacita v jednotlivých horizontech sledovaných půdních sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)

Největší množství gravitační vody (viz Obrázek 32) bylo zjištěno u sondy S2 (0,775), zatímco nejmenší zjištěná hodnota byla naměřena v sondě S3 (0,085). Z průměrných hodnot vyplývá, že největší zastoupení gravitační vody disponuje sonda S5 (0,484), dále sonda S6 (0,431), následuje sonda S2 (0,425) a nejmenší průměrné množství gravitační vody je v sondě S3 (0,211). Hodnoty gravitační vody sondy S2 se zvyšují až do hloubky 180 cm a následně množství gravitační vody klesá. Množství gravitační vody v sondě S3 roste do hloubky 50 cm a od této hloubky množství gravitační vody klesá. Hodnoty gravitační vody u sondy S5 a S6 rostou s hloubkou.

Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny gravitační vody do hloubky jsou statisticky průkazné u sondy S2 ($p=0,00000$) a S3 ($p=0,00000$). Statisticky významný rozdíl nebyl zjištěn u sondy S5 ($p=0,17752$) a S6 ($p=0,08230$).

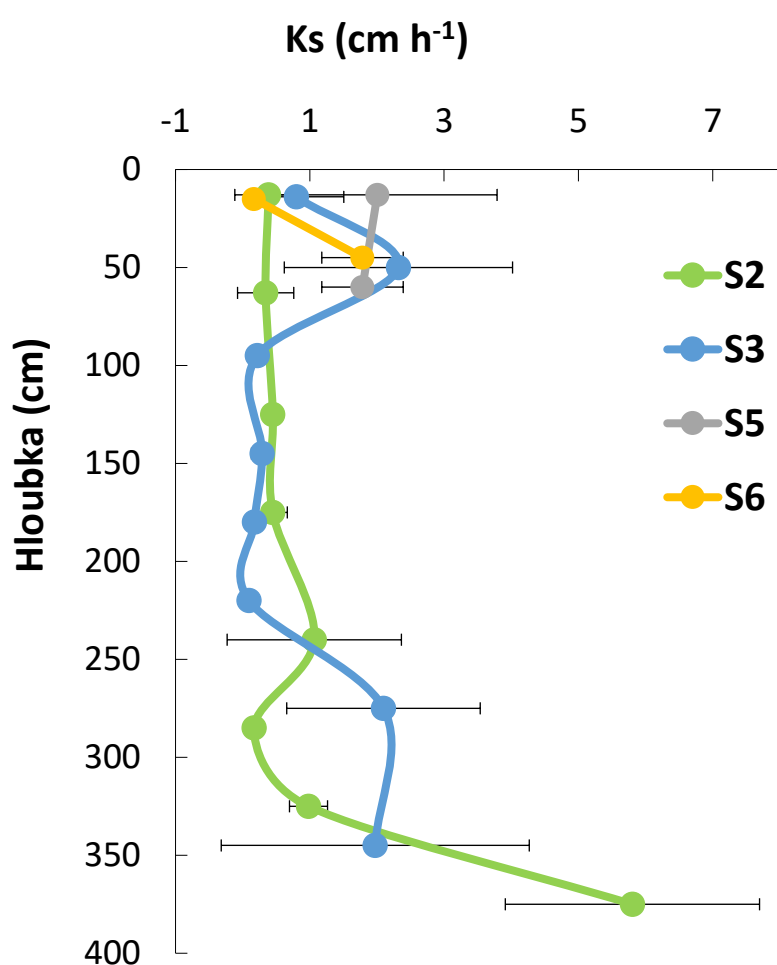


Obrázek 32: Množství gravitační vody v jednotlivých půdních sondách S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)

5.5.5 Nasycená hydraulická vodivost a křivky hydraulických vodivostí

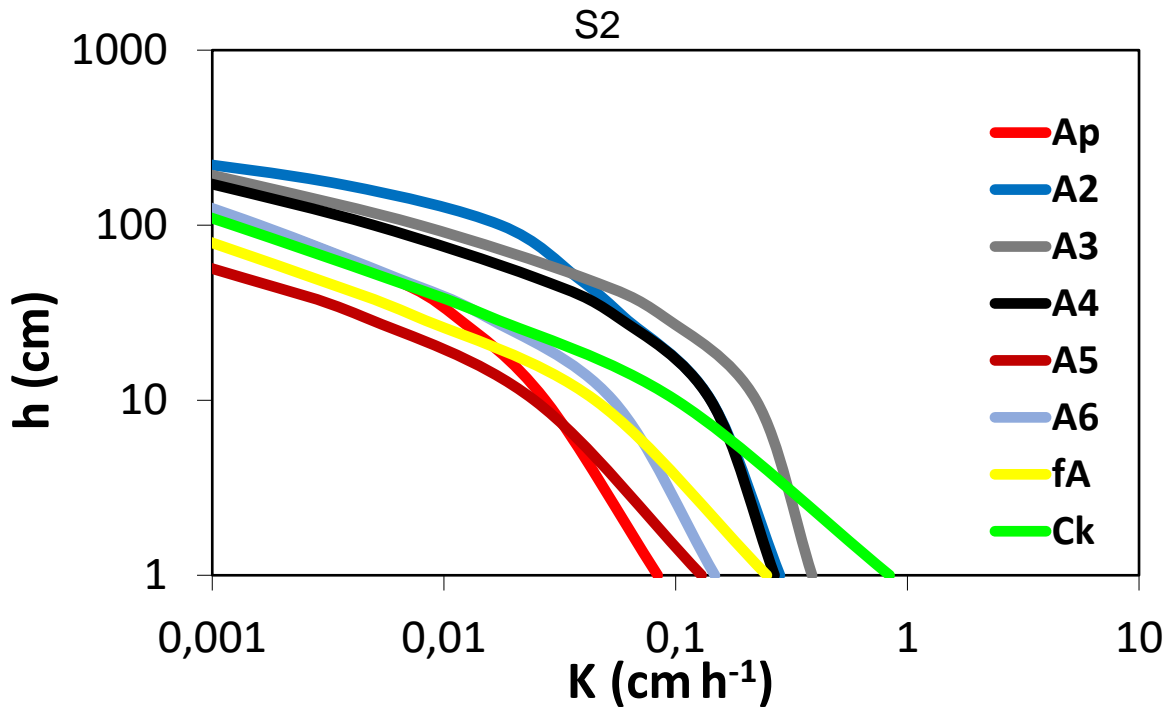
Obrázek 33 zobrazuje průběh hodnot nasycené hydraulické vodivosti v půdních profilech. Nejnižší hodnota nasycené hydraulické vodivosti byla indikována v sondě S3 v hloubce okolo 200 cm (0,093) a nejvyšší hodnota byla zjištěna u sondy S2 v hloubce 370 cm (5,804). Nejvyšší hodnota je také hodnotou, která je nejvíce vychýlena, důvodem je přechod do sprašového substrátu.

Statistické šetření bylo prováděno pomocí metody jednofaktorové ANOVY, a touto metodou bylo zjištěno, že změny nasycené hydraulické vodivosti do hloubky jsou statisticky průkazné u sondy S2 ($p=0,00001$) a S6 ($p=0,02065$). Statisticky významný rozdíl nebyl zjištěn u sondy S3 ($p=0,27604$) a S5 ($p=0,87637$)



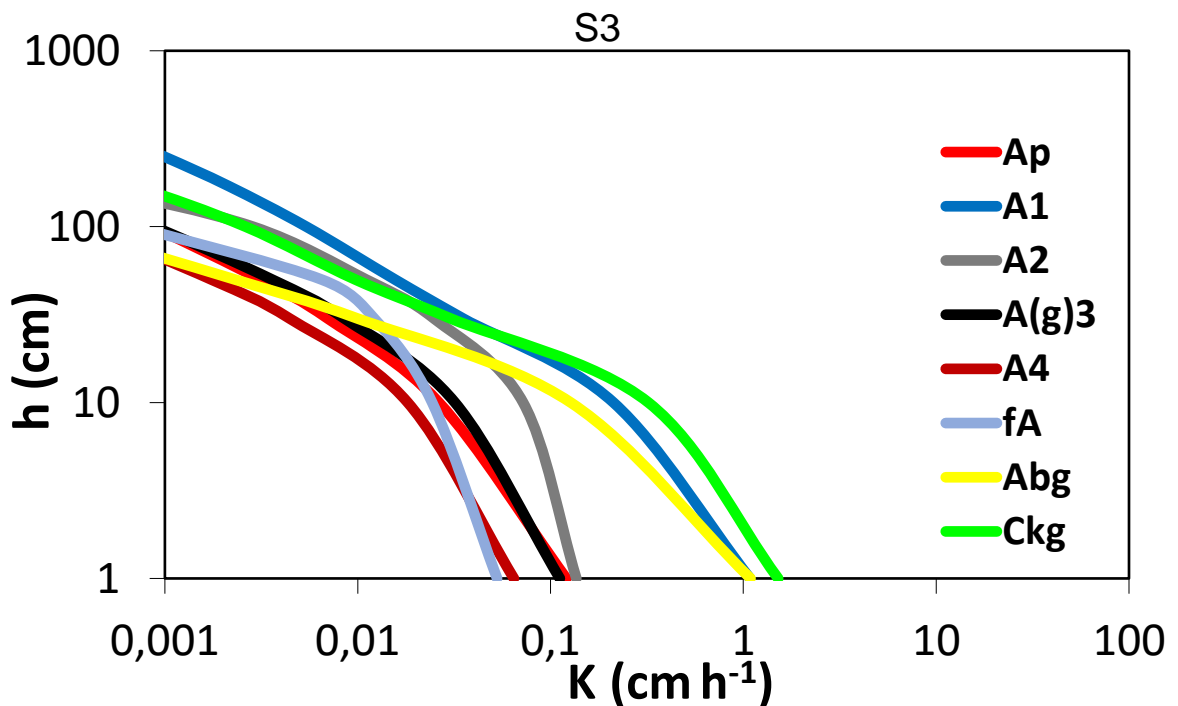
Obrázek 33: Nasycená hydraulická vodivost v jednotlivých půdních sondách S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)

Následující graf zobrazuje průběhy průměrných křivek hydraulických vodivostí koluvizemě (půdní sonda S2) (viz Obrázek 34). Z obrázku je patrné, že jednotlivé křivky hydraulických vodivostí se v půdní sondě S2 mění. Nejrozdílnější průběh vykazuje křivka horizontu Ck a její počáteční vodivost se nejvíce odchyluje od ostatních křivek.



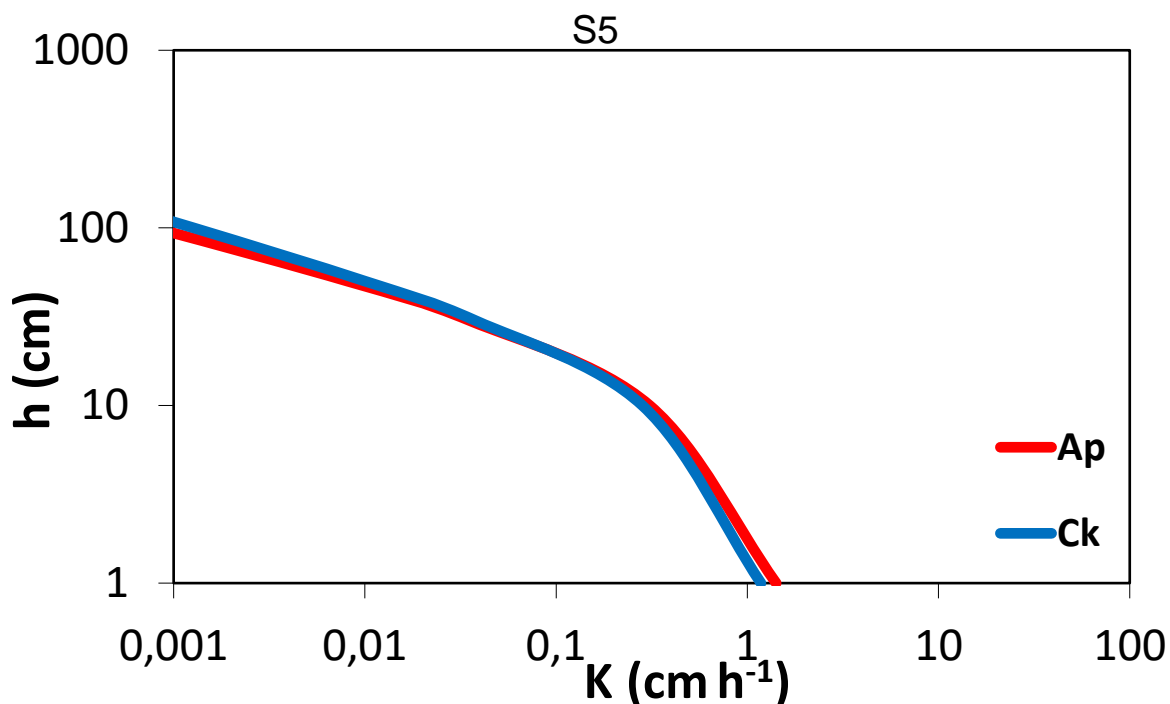
Obrázek 34: Průběhy průměrných křivek hydraulických vodivostí jednotlivých horizontů sondy S2

Křivky průměrných hydraulických vodivostí u sondy S3 (viz Obrázek 35) jsou ve svrchních horizontech zaoblené, křivky horizontu fA, Abg a Ckg (křivky nejhlubších vrstev půdního profilu) ukazují rozdílný průběh. Spodní vrstvy sondy S3 lépe vedou vodu půdním prostředím.



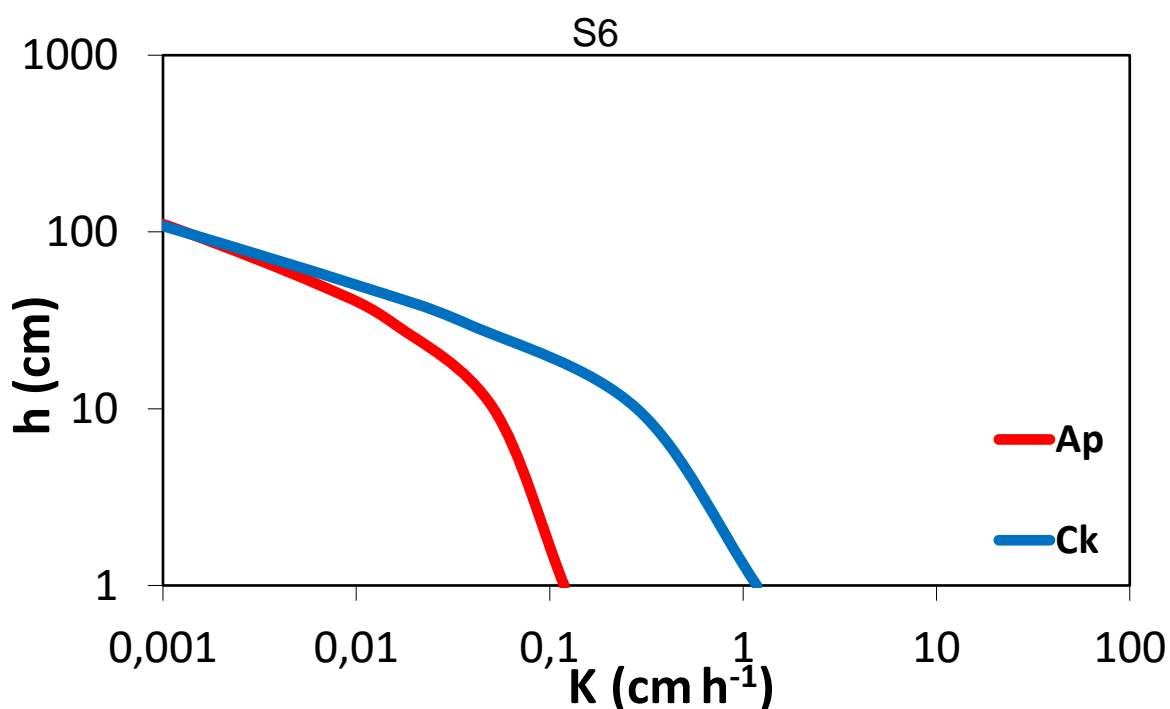
Obrázek 35: Průběhy průměrných křivek hydraulických vodivostí jednotlivých horizontů sondy S3

Křivky hydraulických vodivostí sondy S5 (viz Obrázek 36) jsou si velmi podobné pro oba sledované půdní horizonty.



Obrázek 36: Průběhy průměrných křivek hydraulických vodivostí jednotlivých horizontů sondy S5

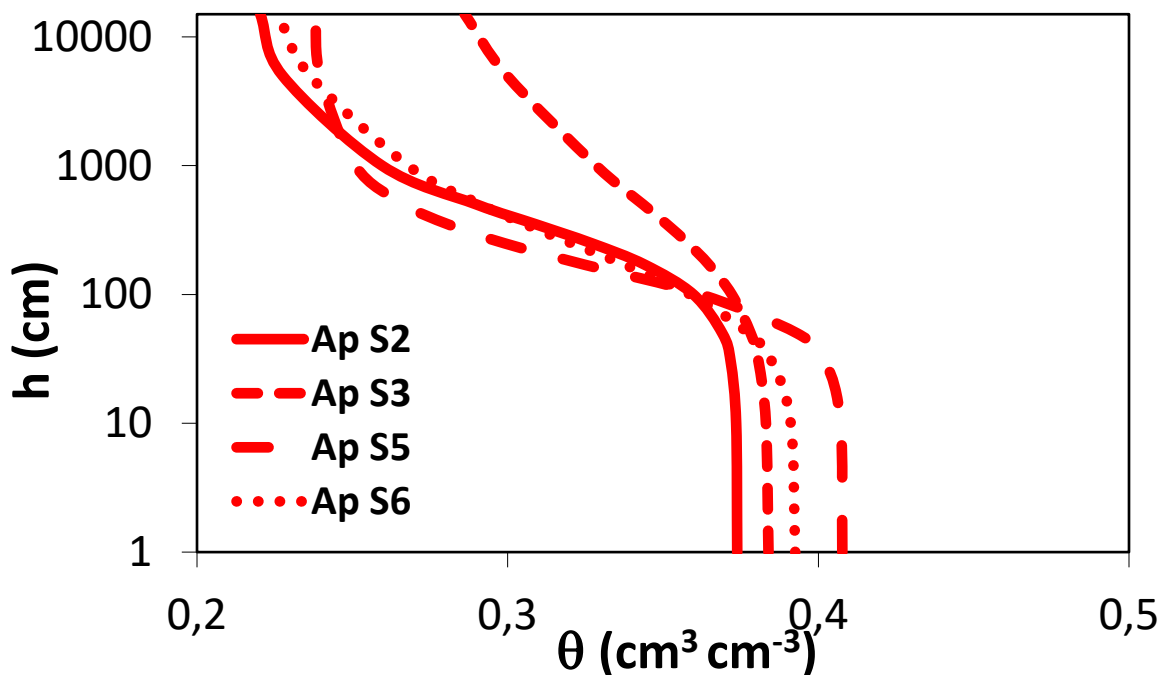
Průběhy průměrných křivek hydraulických vodivostí v sondě S6 (viz Obrázek 37) se odlišují, jejich počátky se liší, ale ke konci se křivky sbíhají. Křivka horizontu Ck má pozvolnější průběh, protože se jedná o sprašový substrát, který má vyšší vodivost.



Obrázek 37: Průběhy průměrných křivek hydraulických vodivostí jednotlivých horizontů sondy S6

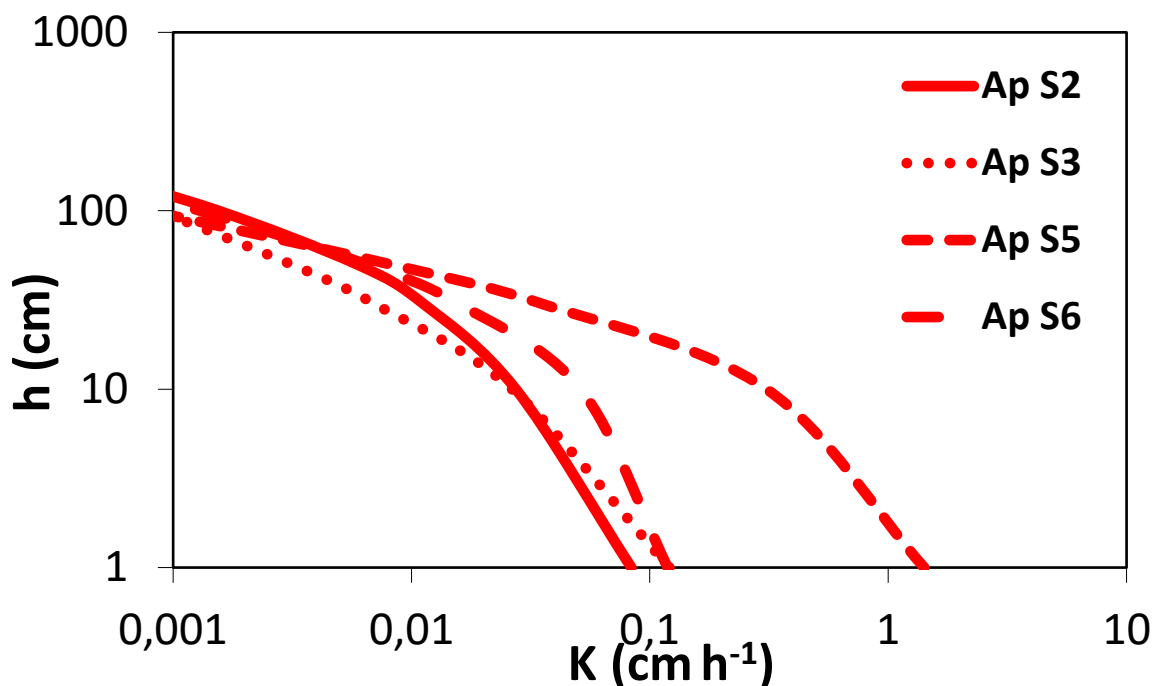
5.5.6 Porovnání vlastností orničního horizontu sledovaných půd

Obrázek 38 porovnává průběhy průměrných retenčních křivek svrchního horizontu Ap jednotlivých půdních typů vzniklých erozní činností na sledovaném území. Nejvíce podobný průběh retenčních čar je vidět u sondy S2, S5 a S6. Nejvíce odlišná retenční křivka byla indikována u sondy S3, u které, byl její tvar více pozvolný (viz Obrázek 38). V tomto půdním profilu byly také zaznamenány nejnižší hodnoty parametru n . Nejvyšší hodnoty dosáhl v povrchovém horizontu sondy S5. Hodnoty parametru α nabývají ve svrchním horizontu Ap jednotlivých půdních typů podobné hodnoty (nejnižší u půdního typu koluvizem označené S2). Nejvyšší hodnota nasycené vlhkosti byla zjištěna u půdního profilu S5 (černozem). Nejnižší u půdního typu koluvizem označené S2. Také retenční kapacita mezi tlakovými výškami 0 a -70 cm byla nejvyšší u půdního typu černozem a nejnižší v orničním horizontu půdy S2.



Obrázek 38: Průběhy průměrných retenčních čar jednotlivých sond v horizontu Ap

Na následujícím grafu (viz Obrázek 39) jsou vidět průběhy křivek hydraulických vodivostí ve svrchním horizontu Ap jednotlivých sledovaných půd. Z grafu je vidět, že nejvyšší vodivosti byly dosaženy u sondy S5, tato sonda nejlépe vede vodu půdním prostředím.



Obrázek 39: Průběhy průměrných křivek hydraulických vodivostí jednotlivých sondy v horizontu Ap

Byla provedena jednofaktorová ANOVA pro porovnání Ap horizontů jednotlivých půdních sond. Nejnižší naměřená hodnota θ_s byla zjištěna u orničního horizontu sondy S2 ($0,374 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), nejvyšší nasycená vlhkost byla zjištěna u sondy S5 ($0,414 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$). Ze statistického šetření bylo zjištěno, že rozdíly mezi nasycenými vlhkostmi Ap horizontů jsou průkazné ($p=0,00496$). Mezi reziduální vlhkostí nejsou rozdíly průkazné ($p=0,29381$). Neprůkazný rozdíl byl také u parametru α ($p=0,16536$) a u nasycené hydraulické vodivosti (K_s) ($p=0,32144$). Průkazné rozdíly mezi jednotlivými půdními typy byly zjištěny u parametru n ($p=0,00172$) a sklonu čáry, který udává fyzikální kvalitu půdy ($p=0,00011$). Parametr n se na povrchu sledovaných profilů lišil, nejnižší hodnota byla zjištěna u sondy S3 (1,295), nejvyšší hodnota byla u sondy S5 (2,188). Proto jsou také jednotlivé retenční čáry a křivky hydraulických vodivostí tvarově rozdílné. Fyzikální kvalita půdy byla v povrchových horizontech velmi rozdílná. Horizonty Ap sondy S2 a S5 vykazovali velmi dobrou fyzikální kvalitu půdy. Dobrá fyzikální kvalita byla indikována na povrchu sondy S6, špatnou fyzikální kvalitu měla sonda S3. Rozdíl obsahu Cox byl statisticky průkazný ($p=0,00301$) ve svrchních vrstvách půdních profilů. Podobný obsah je u sondy S2 (0,76 %) a sondy S6 (0,79 %). Avšak největší obsah Cox na povrchu byl u sondy S5 (1,48 %). Rozdíly mezi jílovými částicemi ve svrchních vrstvách sledovaných profilů nebyly statisticky průkazné ($p=0,26608$). Stejně tak tomu bylo u prachu ($p=0,32865$) i písku ($p=0,30011$). Půdní pórovitost v orničních horizontech Ap jednotlivých sond se lišila, rozdíly mezi sondami byly statisticky průkazné ($p=0,00002$). Nejnižší zjištěnou pórovitost měla sonda S2 a nejvyšší sonda S5. V jednotlivých půdních profilech kolísala půdní voda v orničním horizontu, proto byly zjištěny rozdíly mezi půdními hydrolimity. Polní vodní kapacita měla nejnižší hodnoty v orničním horizontu sondy S5 ($0,283 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), nejvyšší v profilu sondy S3 ($0,352 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$). U gravitační vody tomu bylo přesně

naopak. Nejnižší hodnota gravitační vody byla zjištěna v půdním profilu sondy S3, nejvyšší u sondy S5. Profil sondy S5 také nejlépe vede vodu půdním prostředím. Rozdíly mezi polní vodní kapacitou a gravitační vodou v orničním horizontu sledovaných půdních profilů byly statisticky průkazné ($p=0,00033$; $p=0,00151$).

6 Diskuze

Cílem předkládané diplomové práce bylo posoudit změny fyzikálních, hydraulických a hydrofyzikálních vlastností v jednotlivých půdních sondách na pozemku Díly za Kostelem zasaženém vodní eroze v katastrálním území obce Brumovice. Byly zde vykopány čtyři půdní sondy. V diplomové práci bylo nutné zpracovat a vyhodnotit půdní vlastnosti, a změny v půdních profilech byly posouzeny. Parametry retenčních čar půdní vlhkosti a křivky hydraulických vodivosti byly změřeny pomocí Tempských cel a přetlakového aparátu a následně namodelovány pomocí programu HYDRUS-1D.

Obsah organického uhlíku (C_{ox}) byl stanoven v jednotlivých půdních sondách. V sondách S2 a S3 (koluvizemě) obsah C_{ox} uhlíku kolísá, ale v hlubších vrstvách sondy S3 obsah uhlíku mírně vzrůstá. Zádorová a kol. (2023) uvádí, že tento jev je pravděpodobně způsoben rychlou změnou intenzity eroze na dané ploše. Podle Juřicové a kol. (2022) může být vyšší obsah v profilu sondy S2 a v ornici profilu S6 (regozem) způsoben vyšším přísunem posklizňových zbytků. V sondě S5 (černozem) je obsah uhlíku na povrchu vysoký, ale s hloubkou klesá. Nejnižší obsah uhlíku byl naměřen v sondě S6. Z výsledků vyplývá, že diverzifikace uhlíku v půdních profilech je velmi rozdílná, příčinou je právě vodní eroze. Jakšík a kol. (2016) uvádí, že nejvyšší obsahy C_{ox} se nachází na hřebenech, na kterých je vodní eroze jen málo patrná. Nejnižší obsah uhlíku byl indikován na strmých svazích, ze kterých je odnášeno největší množství materiálu, tedy i organické hmoty. Z našich výsledků vyplývá, že nejvyšší obsah uhlíku byl indikován na místech s nejnižší erozí ve vrchních vrstvách, ale s hloubkou obsah uhlíku různě kolísá.

Nejvyšší hodnoty zdánlivé hustoty pevných částic (ρ_s) byly naměřeny v sondě S5 a S6. Nejmenší hustota byla naměřena v profilu koluvizemě sondy S3. Jakšík a kol. (2015) ve svých studiích uvádí, že na zkoumané lokalitě Brumovic nejsou pozorovány zjevné trendy a výkyvy zdánlivé hustoty pevných částic, průměrná naměřená hodnota ρ_s byla $2,54 \text{ g cm}^{-3}$. V našem případě byla průměrná hodnota $2,58 \text{ g cm}^{-3}$ a nebyly indikovány žádné zjevné trendy. Do hloubky zdánlivá hustota pevných částic kolísá u sondy S2 a S3, u sondy S5 a S6 se s hloubkou zvyšuje.

Byly stanoveny jednotlivé zrnitostní frakce u hodnocených sond a následně určeny půdní druhy. Všechny sondy byly klasifikovány jako prachovité hlíny, rozdíl mezi jednotlivými sondami byl minimální. Sonda S2 byla svým složením nejvíce rozdílná, měla nejvyšší obsah písčité frakce. Důvodem je pravděpodobně lokalita sondy, která se nachází v nejnižší části svahu a je zde splaven veškerý materiál. Zádorová a kol. (2023) udává, že na studované lokalitě není variabilita velikosti půdních částic nijak významná, převládá zde frakce hlinitá. Také udává, že obsah prachu koreluje s organickým obsahem uhlíku, při zvyšujícím se obsahu C_{ox} se zvyšuje i procento prachových částic. Daná studie také zmiňuje, že písčité frakce je patrnější u sondy S2.

V další části výsledků byly řešeny hydraulické vlastnosti, které byly zjišťovány pomocí přetlakového aparátu a Tempských cel. Pomocí přetlakového aparátu byla zjištěna nasycená vlhkost (θ_s), reziduální vlhkost (θ_r), optimalizované parametry α a n . Z výsledků vyplývá, že nejvyšší průměrné hodnoty nasycené vlhkosti a reziduální vlhkosti byly dosaženy v sondě S3, zatímco jako nejméně nasycený profil byla označena sonda S6. U sondy S2 byl však zjištěn výkyv a snížení θ_s v hloubce 240 cm. Pelíšek a kol. (2013) uvádí, že tento jev může být

způsoben různou propustností vrstev, činností edafonu či různou intenzitou srážkového úhrnu. Nejnižší průměrná reziduální vlhkost byla indikována v sondě S2, ale velké změny θ_r jsou zaznamenány v půdním profilu sondy S3, ve kterém ve svrchní vrstvě reziduální vlhkost významně klesá a poté se velmi zvyšuje. Nejvyšší průměrná hodnota optimalizovaného parametru α byla dosažena v půdním profilu sondy S3 i přesto, že hodnoty parametru α se různě mění s hloubkou, zatímco parametr n byl u sondy S3 naměřen nejnižší. Nejnižší průměrná hodnota parametru α se nacházela v sondě S2. Z jednotlivých veličin byly zkonstruovány retenční čáry půdní vlhkosti pro jednotlivé sondy a jejich horizonty. V půdním profilu sondy S2 by vrchní horizonty mohly být ovlivněny vyšším obsahem písku, proto je průběh jednotlivých čar esovitý. U sondy S3 mají křivky mnohem pozvolnější průběhy, a jejich odlišnost je indikována především v počátečních a konečných vlhkostech jednotlivých čar. U sondy S5 mají retenční čáry podobný průběh, odchylují se pouze v počátku a při tlakové výšce -1000 cm. Retenční čáry v sondě S6 mají esovitý průběh a retenční čáry z obou horizontů jsou totožné. Při porovnání retenčních čar horizontů Ap u jednotlivých sond si byly nejvíce podobné retenční čáry z půdních profilů sond S2, S5 a S6. Poměrně odlišný průběh měla retenční křivka u sondy S3, její průběh byl pozvolný a měla nejvyšší počáteční nasycenou vlhkost. Nikodem a kol. (2021) uvádí se své studii, že se hydraulické vlastnosti liší především před sklizní a po sklizni ve svrchních horizontech. Jako důvod uvádí vývoj struktury půdy během vegetačního období. Z výsledků diplomové práce vyplývá, že se hydraulické vlastnosti mění hlavně vlivem zrnitostního složení, obsahu organické hmoty a nasycenosti půdního prostředí.

Z výsledků vyplývá, že sklon retenční čáry, který udává fyzikální kvalitu půdy se v půdních sondách velmi liší. Zatímco sonda S5 vykazuje velmi dobrou fyzikální kvalitu, protože se jedná o černozem, která je nejméně zasažená erozí, sonda S2 vykazuje špatnou fyzikální kvalitu. Jedná se o koluvizem ve spodní části svahu, je zde naakumulováno nejvíce rozličného materiálu. Nikodem a kol. (2021) uvádí, že fyzikální kvalita půdy se v lokalitě Brumovice příliš nezměnila. Odlišnost jejich studie spočívá v tom, že jejich probíhala pouze v transektech orničního horizontu, zatímco tato diplomová práce se zabývala celými půdními sondami směrem do hloubky. Avšak v našem případě došlo ke změnám ve fyzikální kvalitě půdy v orničním horizontu, sondy S2 a S5 měly velmi dobrou fyzikální kvalitu, zatímco sonda S3 špatnou. Zjištěné charakteristiky pórového systému, převážně celková pórovitost vykazovala rozdíly mezi půdními sondami. Pórovitost měnící se s hloubkou byla indikována především u sondy S2, byly zde velké rozdíly hodnot se zvyšující se hloubkou. Nikodem a kol. (2021) uvádí, že změny pórovitého systému mohou nastat častým uvolňováním a přeskupováním materiálu vlivem vodní eroze.

Dále byly stanoveny půdní hydrolimity. Jedná se o polní vodní kapacitu a gravitační vodu. Nejvyšší průměrná hodnota polní vodní kapacity byla stanovena v půdním profilu sondy S3, nejnižší průměrná hodnota byla indikována v půdní sondě S6. Obsahy gravitační vody se lišili v jednotlivých sondách, nejnižší průměrná hodnota byla stanovena v sondě S3 a nejvyšší v půdní sondě S2. Pavlů a kol. (2021) uvádí, že množství organické hmoty ovlivňuje množství gravitační vody, a že tento jev je způsoben migrací prvků organické hmoty do půdních pórů, a tedy jejich zaplnění.

Výsledky hydraulických vodivostí jsou v jednotlivých horizontech rozdílné. Nejvyšší průměrná nasycená hydraulická vodivost byla indikována v horizontu S2, nejnižší průměrná

hodnota byla stanovena v sondě S3, u obou sond byla patrná variabilita K_s směrem do hloubky, a vodivosti se v hloubce liší. Pelíšek a kol. (2013) uvádí, že změny hodnot K_s s hloubkou jsou způsobeny přirozenými procesy diferenciací půdního prostředí. Dále byly zkonstruovány křivky hydraulických vodivostí, které znázorňují proudění vody v půdním prostředí. Z výsledků je patrné, že ke snadnějšímu proudění vody dochází v hlubších vrstvách, protože je zde vyšší hydraulická vodivost a křivky mají pozvolnější průběh. Křivky vrchních horizontů jsou spíše zaoblené. Kodešová a kol. (2011) uvádí ve své studii, že jedním z důvodů lišících se hydraulických vlastností může být nepřístupnost nebo omezenost gravitačních pórů. Dalším důvodem mohou být matematické postupy, a ne vždy vhodný výběr parametrů. Také Gribb a kol. (2004) zmiňuje, že různé postupy měření a výpočtu často vedou k rozdílným výsledkům. Nikodem a kol. (2021) uvádí, že hydraulická vodivost je spjata s fyzikální kvalitou půdy a zrnitostním složením půdy. V našich výsledcích bylo stanoveno, že sonda s nejlepší fyzikální kvalitou a nejvyšším obsahem jílovité frakce (sonda S5) má i nejvyšší průměrnou hodnotu nasycené hydraulické vodivosti.

Naše studie prokázala, že se hydraulické vlastnosti vlivem erozní činnosti mění s hloubkou. Studie by byla dále zaměřena na postupující erozní smyv a návrh vhodných protierozních opatření, jako je například aplikace protierozního osevnického postupu, remízek v místě soustředění povrchového odtoku (nutno navrhnout vhodnou výsadbu dřevin a křovin, které svým kořenovým systémem zachytí většinu odteklé vody) či vytvoření zatravněných zasakovacích průlehů na drahách akumulovaného odtoku, které budou uzpůsobeny přejezdům zemědělské techniky.

7 Závěr

- Zrnitostní změny indikovaly přeskupování půdního materiálu vlivem erozních a akumulčních procesů a přímísení půdotvorného substrátu v některých půdních horizontech.
- Mezi půdními profily S2, S3, S5 a S6 se tvary retenčních čar výrazně měnily. Došlo ke změně jejich tvaru s narůstající hloubkou. Změny byly sledovány i u fyzikálních a hydrofyzikálních parametrů (zrnitostní frakce, zdánlivá hustota pevných částic, celková pórovitost).
- Fyzikální kvalita půdy se v jednotlivých sondách lišila. Sonda S5 vykazovala velmi dobrou fyzikální kvalitu (černozem), nejhorší fyzikální kvalita půdy byla stanovena u sondy S3 (koluvizem).
- Tvary křivek hydraulických vodivostí se v půdních profilech sondy S2, S3, S5 a S6 poměrně lišily. S narůstající hloubkou se nasycená hydraulická vodivost zvyšuje a zlepšuje se proudění vody v půdním prostředí.
- Sonda S3 obsahovala málo gravitační vody (*GW*), kterou jsou rostliny schopny využívat.
- Nejvyšší obsah organického uhlíku byl naměřen v orničním horizontu černozemě (S5), nejnižší u koluvizemě (S2).

8 Literatura

ABDALA, Guilherme C., Linda S. CALDAS, M. HARIDASAN a George EITEN, 1998. Above and belowground organic matter and root: shot ratio in a cerrado in central brazil. *Brazilian Journal of Ecology*. **2**(1).

ALLETTO, Lionel a Yves COQUET, 2009. Temporal and spatial variability of soil bulk density and near-saturated hydraulic conductivity under two contrasted tillage management systems. *Geoderma*. **152**, 85-94. ISSN 0016-7061. Dostupné z: doi: 10.1016/j.geoderma.2009.05.023

AUERSWALD, Karl, 2008. Water erosion. In: CHESWORTH, Ward. *Encyklopedia of soil science*. Dordrecht: Springer, s. 817-822. ISBN 978-1-4020-3995-9.

BINEK, Jan, Hana SVOBODOVÁ, Zdeněk ŠILHAN, Ondřej ŠERÝ a Mariya SYDORUK, 2017. *Program rozvoje obce Brumovice na období 2018-2023*. Brno: GaREP, spol. s r.o.

BRTNICKÝ, Martin, Jan HLADKÝ, Jakub ELBL, Marcela MUCHOVÁ, David JUŘIČKA, Antonín KINTL a Jindřich KYNICKÝ, 2015. *Půdoznalství v kostce*. Brno: Mendelova univerzita v Brně. ISBN 978-80-7509-283-0.

BUNTING, Brian T., 2020. *THE GEOGRAPHY OF SOIL: Routledge Library Editions: Geology*. Dotisk. Routledge. ISBN 978-0-429-26301-9.

CASSEL, D.K., 1983. Spatial and temporal variability of soil physical properties following tillage of Norfolk loamy sand. *Soil Science Society of America Journal*. **47**, 196-201.

ČÍSLEROVÁ, Milena a Tomáš VOGEL, 1998. *Transportní procesy*. Praha: České vysoké učení technické v Praze. ISBN 80-01-01866-0.

DEMETRIOU, Demetris, 2014. *The Development of an Integrated Planning and Decision Support System (IPDSS) for Land Consolidation*. Leeds: Springer. ISBN 978-3-319-02347-2. Dostupné z: http://envimod.fzp.ujep.cz/sites/default/files/skripta/22e_final_tisk.pdf

DEXTER, A.R., 2004a. Soil physical quality Part I. Theory effect of soil texture density and organic matter and effect on root growth. *Geoderma*. **120**, 201-214.

DEXTER, A.R., 2004b. Soil physical quality Part II. Friability tillage tilth and hard-setting. *Geoderma*. **120**, 215-226.

DEXTER, A.R., 2004c. Soil physical quality Part III. Unsaturated hydraulic conductivity and general conclusions about S- theory. *Geoderma*. **120**, 227-239.

DEXTER, A.R. a E.A. CZYZ, 2007. Applications of S-theory in the study of soil physical degradation and its consequences. *Land Degradation & Development*. **18**, 369-381. Dostupné z: doi:10.1002/ldr.779

DUCHAN, David, Jaromír ŘÍHA a Zbyněk ZACHOVAL, 2014. *Hydraulické aspekty infiltrace dešťových vod: Hydraulika vsakování dešťových vod*. Brno: Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební. ISBN 978-80-214-5017-2.

eAGRI: Půda [online], © 2009-2022. Praha: Ministerstvo zemědělství [cit. 2022-09-21]. Dostupné z: <https://eagri.cz/public/web/mze/puda/>

FÉR, Miroslav, Radka KODEŠOVÁ, Antonín NIKODEM, Veronika JIRKŮ, Ondřej JAKŠÍK a Karel NĚMEČEK, 2016. The impact of the permanent grass cover or conventional tillage on hydraulic properties of Haplic Cambisol developed on paragneiss substrate. *Biologia*. **71**(10), 1144-1150. Dostupné z: doi:10.1515/biolog-2016-0133

FÉR, Miroslav, Radka KODEŠOVÁ, Antonín NIKODEM, Klára JELENOVÁ a Aleš KLEMENT, 2018. Influence of soil–water content on CO₂ efflux within the elevation transect heavily impacted by erosion. *Ecohydrology*. **11**(6).

FILIPOVÁ, Lydie, 2018. *Územní plán Brumovice: Úplné znění po změně č.1* [online]. Brumovice: Zastupitelstvo obce Brumovice [cit. 2022-09-08]. Dostupné z: <https://www.hustopece.cz/file/28585/br-uz-z1-t.pdf>

Flint, A.L., Flint, L.E., 2002. Particle density. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 4 — Physical Methods*. Soil Science Society of America, Madison, WI, USA, 229–240.

GUIDELINES FOR SOIL DESCRIPTION, 2006. Fourth edition. Rome: FAO. ISBN 92-5-105521-1.

HANKS, Ronald J. a Gaylen L. ASHCROFT. *Applied Soil Physics: Soil Water and Temperature Applications*. Berlin: Springer, 1980. Advanced series in agricultural sciences. ISBN 3-540-09457-1.

HOLÝ, Miloš, 1994. *Eroze a životní prostředí*. Praha: Vydavatelství ČVUT. ISBN 80-01-01078-3.

JAKŠÍK, Ondřej, Radka KODEŠOVÁ, Aleš KAPLIČKA, Aleš KLEMENT, Miroslav FÉR a Antonín NIKODEM, 2016. Using Magnetic Susceptibility Mapping for Assessing Soil Degradation Due to Water Erosion. *Soil & Water Res.* **11**(2), 105-113. Dostupné z: doi:10.17221/233/2015-SWR

JAKŠÍK, Ondřej, Radka KODEŠOVÁ, Adam KUBIŠ, Iva STEHLÍKOVÁ, Ondřej DRÁBEK a Aleš KAPIČKA, 2015. Soil aggregate stability within morphologically diverse areas. *CATENA*. **127**, 287-299. ISSN 0341-8162.

JANEČEK, Miloslav, Tomáš DOSTÁL, Jana KOZLOVSKY DUFKOVÁ a kol. *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. Praha: Powerprint, 2012. ISBN 978-80-87415-42-9.

JENNY, Hans, 1994. *FACTORS OF SOIL FORMATION: A System of Quantitative Pedology*. Dover Publication. ISBN 0-486-68128-9.

JIRKŮ, Veronika, Radka KODEŠOVÁ, Antonín NIKODEM, Marcela MÜHLHANSELOVÁ a Anna ŽIGOVÁ, 2013. Temporal variability of structure and hydraulic properties of topsoil of three soil types. *Geoderma*. **204–205**, 43-58. ISSN 0016-7061. Dostupné z: doi:10.1016/j.geoderma.2013.03.024

JUŘICOVÁ, Anna, Tomáš CHUMAN a Daniel ŽÍŽALA, 2022. Soil organic carbon content and stock change after half a century of intensive cultivation in a chernozem area. *CATENA*. **211**(105950). Dostupné z: doi:10.1016/j.catena.2021.105950

KAPIČKA, Jiří, ŽÍŽALA, Daniel, a kol. Monitoring eroze zemědělské půdy: Závěrečná zpráva za rok 2021 [online]. Praha: VÚMOP, SPÚ, 2021. 218 s. [cit. 2022-06-22]. Dostupné z: http://me.vumop.cz/docs/ZZ_monitoring_2021.pdf

KODEŠOVÁ, Radka, Antonín NIKODEM, Ondřej JAKŠÍK, Aleš KLEMENT a Miroslav FÉR, 2015. *Metodika průzkumu hydropedologických podmínek na území ovlivněném vodní erozí*. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze. ISBN 978-80-213-2601-9.

KODEŠOVÁ, Radka, Veronika JIRKŮ, Vít KODEŠ, Marcela MÜHLHANSELOVA, Antonín NIKODEM a Anna ŽIGOVÁ, 2011. Soil structure and soil hydraulic properties of Haplic Luvisol used as arable land and grassland. *Soil Tillage Research*. **111**(2), 154-161.

KODEŠOVÁ, Radka, Vít KODEŠ, Anna ŽIGOVÁ a Jiří ŠIMŮNEK, 2006. Impact of plant roots and soil organisms on soil micromorphology and hydraulic properties. *Biologia*. **61**(19), 339-343. Dostupné z: doi:10.2478/s11756-006-0185-7

KODEŠOVÁ, Radka, 2012. *Modelování v pedologii*. Druhé. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze. ISBN 80-213-1347-1.

KUBÍK, Ladislav, 2005. Hydropedologické charakteristiky limitující vlhkostní režim půd lužních ekosystémů jižní Mo. *ACTA UNIVERSITATIS AGRICULTURAE ET SILVICULTURAE MENDELIANAE BRUNENSIS*. **LIII**(1), 71-84.

KUTÍLEK, Miroslav, Václav KURÁŽ a Milena CÍSLEROVÁ, 2004. *Hydropedologie 10*. Dotisk druhého přepracovaného vydání. Praha: České vysoké učení technické v Praze. ISBN 80-01-02237-4.

LITSCHMANN, Tomáš, Jaroslav ROŽNOVSKÝ, Petr SALAŠ, Jana BURGOVÁ, Martin LOŠÁK a Tomáš VYMYSLICKÝ, 2020. *Stanovení půdních hydrolimitů na písčitých půdách Hodonínska in situ*. Brno: Mendelova univerzita.

MATULA, Svatopluk, 2005. *Hydrogeology for natural resources and the environment*. Prague: Czech University of Agriculture, Department of Soil Science and Geology. ISBN 80-213-1310-2.

MAYER, S., A. KÜHNEL, J. BURMEISTER, I. KÖGEL-KNABNER a M. WIESMEIER, 2019. Controlling factors of organic carbon stocks in agricultural topsoils and subsoils of Bavaria. *Soil & Tillage Research*. **192**, 22-32.

MENŠÍK, Ladislav, David KINCL, Pavel NERUŠIL, Jan SRBEK, Lukáš HLISNIKOVSÝ a Vladimír SMUTNÝ, 2020. Water Erosion Reduction Using Different Soil Tillage Approaches for Maize (*Zea mays* L.) in the Czech Republic. *Land*. **9**(10).

MOORE, I.D., P.E. GESSLER, G.A. NIELSEN a G.A. PETERSON, 1993. Soil attribute prediction using terrain analysis. *Soil Science Society of America Journal*. **57**, 443-452.

NĚMEČEK, Jan, Marcela MUHLHANSELOVÁ, Jaromír MACKŮ, Jíří VOKOUN, Dušan VAVŘÍČEK a Pavel NOVÁK, 2011. Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. 2. uprav. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze. ISBN 978-80-213-2155-7.

NIKODEM, Antonín, Radka KODEŠOVÁ, Miroslav FÉR a Aleš KLEMENT, 2021. Variability of topsoil hydraulic conductivity along the hillslope transects delineated in four areas strongly affected by soil erosion. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. **69**(2), 220-231. ISSN 1338-4333. Dostupné z: doi:10.2478/johh-2021-0008

NIKODEM, Antonín, Radka KODEŠOVÁ, Miroslav FÉR a Aleš KLEMENT, 2021. Using scaling factors for characterizing spatial and temporal variability of soil hydraulic properties of topsoils in areas heavily affected by soil erosion. *Journal of Hydrology*. **593**(125897), 2-5. ISSN 0022-1694.

NOVOTNÝ, Ivan, 2017. *Příručka ochrany proti vodní erozi zemědělské půdy*. 3. aktualizované vydání. Praha: Ministerstvo Zemědělství. ISBN 978-80-7434-362-9.

OBRŠLÍK, Jiří, 2006. Antropizace půdy ve Středomoravských Karpatech. In: *Sborník Mendelovy zemědělské a lesnické univerzity v Brně*. 1. Brno: Mendelova univerzita, s. 47-58.

PACOLA, Miloslav a Růžena KOUTNÁ, 2008. Vliv antropogenní činnosti na erozní ohrožení půd. In: *Sborník abstraktů: Antropogenní zatížení půd*. Praha: Česká zemědělská univerzita, s. 23. ISBN 978-80-213-1814-4.

PAVELKOVÁ CHMELOVÁ, Renata a Jindřich FRAJER, 2013. *Základy fyzické geografie 1: Hydrologie*. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci. ISBN 978-80-244-3844-3.

PAVLŮ, Lenka, 2018. *Základy pedologie a ochrany půdy*. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze. ISBN 978-80-213-2876-1.

PAVLŮ, Lenka, Radka KODEŠOVÁ, Miroslav FÉR, Antonín NIKODEM, František NĚMEC a Radek PROKEŠ, 2021. The impact of various mulch types on soil properties controlling water regime of the Haplic Fluvisol. *Soil & Tillage Research*. **205**(104748), 1-16. ISSN 0167-1987. Dostupné z: doi:10.1016/j.still.2020.104748

PELÍŠEK, Igor; KULHAVÝ, Zbyněk; ČMELÍK, Milan. Měření hydro-pedologických charakteristik pro určení účinnosti modernizace drenáží. 2013.

PENNOCK, Dan, 2019. *SOIL EROSION: the greatest challenge for sustainable soil management*. Roma: FAO. ISBN 978-92-5-131426-5.

PODHRÁZSKÁ, Jana, Antonín VAISHAR, František TOMAN, Jaroslav KNOTEK, Miroslava ŠEVELOVÁ, Kateřina STONAWSKÁ, Alona VASYLCHENKO a Petr KARÁSEK, 2015. Evaluation of land consolidation process by rural stakeholders. *European Countryside*. **7**(3), 144-155. ISSN 1803-8417.

POSPÍŠILOVÁ, Lubica, Vítězslav VLČEK, Vítězslav HYBLER, Magdalena HÁBOVÁ a Jiří JANDÁK. *Standardní analytické metody a kritéria hodnocení fyzikálních, agrochemických, biologických a hygienických parametrů půd = Standard analytical methods and evaluation criteria of soil physical, agrochemical, biological, and hygienic parameters*. Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2016. Folia Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelanae Brunensis, IX, 2016, 3. ISBN 978-80-7509-438-4.

Pozemkové úpravy "krok za krokem", 2016. 2. aktualizované vydání. Praha: Ministerstvo zemědělství. ISBN 978-80-7434-296-7.

Pozemkové úpravy: Nástroj pro udržitelný rozvoj venkovského prostoru, 2010. 2. aktualizované vydání. Praha: Ministerstvo zemědělství. ISBN 978-80-7084-944-6.

REJŠEK, Klement a Radim VÁCHA. *Nauka o půdě*. Olomouc: Agriprint, s.r.o., Wellnerova 7, Olomouc, 2018. ISBN 978-80-87091-82-1.

ROBINSON, Mark a Roy Charles WARD. *Hydrology: Principles and Processes* [online]. Iwa Publishing, 2017 [cit. 19.1.2023]. Dostupné z: <https://ebookcentral.proquest.com/lib/techlib-ebooks/detail.action?docID=4834747>

SÁŇKA, Milan, Radim VÁCHA, Šárka POLÁKOVÁ a Přemysl FIALA, 2018. *Kritéria pro hodnocení produkčních a ekologických vlastností půd*. Praha: Ministerstvo životního prostředí. ISBN 978-80-7212-627-9.

Soilmoisture Equipment Corp., 1995. *Tempe Pressure Cell, Operating Instructions*. Soilmoisture Equipment Corp., Santa Barbara, CA.

Soilmoisture Equipment Corp., 2009. 15 Bar Pressure Plate Extractor, Operating Instructions. Soilmoisture Equipment Corp., Santa Barbara, CA.

SHAMRIKOVA, E.V., B.M. KONDRATENOK, E.A. TUMANOVA, a kol., 2022. Transferability between soil organic matter measurement methods for database harmonization. *Geoderma*. **412**(115547), 11s. ISSN 0016-7061. Dostupné z: doi: 10.1016/j.geoderma.2021.115547

SCHWEN, Andreas, Gernot BODNER, Peter SCHOLL, Graeme D. BUCHAN a Willibald LOISKANDL, 2011. Temporal dynamics of soil hydraulic properties and the water-conducting porosity under different tillage. *Soil & Tillage Research*. **113**, 89-98. ISSN 0167-1987. Dostupné z: doi:10.1016/j.still.2011.02.005

SHWETHA, Prasanna a Kumble VARIJA, 2015. Soil water retention curve from saturated hydraulic conductivity for sandy loam and loamy sand textured soils. *Aquatic Procedia*. **4**, 1142-1149. Dostupné z: doi:10.1016/j.aqpro.2015.02.145

SKJEMSTAD, J.O., BALDOCK, J.A., 2007. Total and organic carbon. In: Carter, M.R., Gregorich, E.G. (Eds.), *Soil Sampling and Methods of Analysis*. CRC Press, 225–237.

StatSoft, Inc.. STATISTICA (data analysis software system), version 12. 2013. Dostupné z: www.statsoft.com.

STROUHALOVÁ, Barbora, Damien ERTLEN, Luděk ŠEFRNA, Tibor József NOVÁK, Klára VIRÁGH a Dominique SCHWARTZ, 2019. Assessing the vegetation history of european chernozems through qualitative near infrared spectroscopy. *Quaternaire*. **30**(3), 227-241.

STRUDLEY, W.M., T.R. GREEN a J.C. ASCOUGH II, 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: state of the science. *Soil & Tillage Research*. **99**, 4-48.

ŠARAPATKA, Bořivoj. *Pedologie a ochrana půdy*. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, 2014. Odborná publikace. ISBN 978-80-244-3736-1.

ŠIMEK, Miloslav. *Živá půda*. Praha: Academia, 2019. Strategie AV21. Špičkový výzkum ve veřejném zájmu. ISBN 978-80-200-2976-8.

ŠIMŮNEK, J., M. ŠEJNA, H. SAITO, M. SAKAI, M. Th. VAN GENUCHTEN. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 4.0, HYDRUS Software Series 3. Dep. Environmental Sci., Univ. of California, Riverside, 2008.

ŠRÁČEK, Ondřej a Tomáš KUCHOVSKÝ, 2003. *Základy hydrogeologie*. Brno: Masarykova univerzita v Brně. ISBN 80-210-3146-8.

TOMÁŠEK, Milan, 2003. *Půdy České republiky*. Třetí. Praha: Česká geologická služba. ISBN 80-7075-607_1.

TRIPATHY, Biplab a Subhechya RAHA, 2019. Formation of soil. *Thematics Journal of Geography*. **8**(8), 144-150. ISSN 2277-2995.

VAN DAM, J.C., J.M.N. STRICKER a P. DROOGERS, 1994. Inverse method to determine soil hydraulic function from multi-step outflow experiment. *Soil Science Society of America Journal*. **58**(3), 647–652.

VAN GENUCHTEN, Martinus Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* [online]. 1980, vol. 44, s. 892-898. Dostupné z: <http://www.soilphysics.okstate.edu/teaching/soil-6583/references-folder/van%20Genuchten%201980.pdf>

VAN GENUCHTEN, Martinus Th., F. J. LEIJ a S. R. YATES. *The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils* [online]. California: U. S. Salinity Laboratory USDAARS, 1991 [cit. 21.01.2023]. Dostupné z: <https://www.pc-progress.com/Documents/programs/retc.pdf>

VILLARREAL, Rafael, Luis Alberto LOZANO, María PAZ SALAZAR, Guido L. BELLORA, Esteban M. MELANI, Nicolás POLICH a C. Germán SORACCO, 2020. Pore system configuration and hydraulic properties. Temporal variation during the crop cycle in different soil types of Argentinean Pampas Region. *Soil & Tillage Research*. **198**(104528), 10s. ISSN 0167-1987. Dostupné z: doi:10.1016/j.still.2019.104528

VERSTRAETE, Michel M., 1986. Defining desertification: A review. *Climatic change*. **9**(1), 5-18.

VERŠINSKAS, Tomas, Margret VIDAR, Morten HARTVIGSEN, Kristina Mitic ARSOVA, Frank VAN HOLST a Maxim GORGAN, 2021. *Land consolidation*. Legal Brief 1. Roma: FAO.

VLČEK, Vítězslav, Lubica POSPÍŠILOVÁ, Jana ŠIMEČKOVÁ, Helena DVOŘÁČKOVÁ a Jiří JANDÁK. *Půdoznalství*. Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2020. ISBN 978-80-7509-738-5.

XU, X.-Z., Z.-Y. LU, P.-Q. XIAO, W.-Z. GUO, H.-W. ZHANG, C. ZHAO a Q. JAN, 2015. Gravity erosion on the steep loess slope: Behavior, trigger and sensitivity. *Catena*. **135**, 231-239. ISSN 0341-8162.

ZACHAR, Dušan, 1982. *Soil Erosion*. Bratislava: VEDA, Publishing house of the Slovak Academy of Scientist. ISBN 0-444-99725-3.

ZÁDOROVÁ, Tereza a Vít PENÍŽEK, 2018. Formation, morphology and classification of colluvial soils: a review. *European Journal of Soil Science*. (69), 577-591.

ZÁDOROVÁ, Tereza a Vít PENÍŽEK, 2021. Classification of Colluvisols in the light of current research. In: *Pedosphere Research*. 1. NPPC – VÚPOP, s. 55-65. ISSN 2729–8728.

ZÁDOROVÁ, Tereza, Vít PENÍŽEK, Luděk ŠEFRNA, Ondřej DRÁBEK, Martin MIHALJEVIČ, Šimon VOLF a Tomáš CHUMAN, 2013. Identification of Neolithic to Modern erosion–sedimentation phases using geochemical approach in a loess covered sub-catchment of South Moravia, Czech Republic. *Geoderma*. **195-196**, 56-69. ISSN 0016-7061.

ZÁDOROVÁ, Tereza, Vít PENÍŽEK, Lenka LISÁ, et al., 2023. Formation of Colluvisols in different soil regions and slope positions (Czechia): Stratification and upbuilding of colluvial profiles. *CATENA*. **221**(106755), 1-25. ISSN 0341-8162.

ZÁDOROVÁ, Tereza, Vít PENÍŽEK, Marcela ROHOŠKOVÁ, Luděk ŠEFRNA a Luboš BORŮVKA, 2011a. Spatial delineation of organic carbon-rich Colluvial soils in Chernozem regions by Terrain analysis and fuzzy classification. *CATENA*. **85**(1), 22-23. ISSN 0341-8162. Dostupné z: doi:10.1016/j.catena.2010.11.006

ZÁDOROVÁ, Tereza. Koluvizemě – jejich charakteristika a problematika plošného vymezení ve vybraných oblastech České republiky. 2010. Dizertační práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie. Vedoucí práce Šefrna, Luděk.

ZBÍRAL, Jiří, 2002. *Analýza půd I: jednotné pracovní postupy*. Brno: ÚKZÚZ.

ZOUBKOVÁ, Lenka, 2014. *Návody k laboratorním cvičením z pedologie* [online]. Ústí nad Labem: Univerzita J. E. Purkyně v Ústí n. Labem, Fakulta životního prostředí [cit. 2022-08-23]. ISBN 978-80-7414-842-2.

9 Seznam obrázků

Obrázek 1: Zobrazení jednotlivých retenčních čar pro určité půdní druhy (Robinson a Ward, 2017).....	13
Obrázek 2: Hystereze – drenážní a zvlhčovací větve (Robinson a Ward, 2017).....	14
Obrázek 3: Půdní hydrolimity a půdní voda (Sáňka a kol., 2018).....	17
Obrázek 4: Lokalita Brumovice včetně vytyčených sond (zdroj: vlastní tvorba, podkladová mapa: Ortofoto)....	23
Obrázek 5: Koluvizem v lokalitě Brumovice (zdroj: Antonín Nikodem)	24
Obrázek 6: Regozem v lokalitě Brumovice (zdroj: Antonín Nikodem).....	25
Obrázek 7: Stratigrafie jednotlivých půdních sond S2, S3, S5 a S6.....	25
Obrázek 8: Trojúhelníkový diagram k určení půdního druhu (Pavlů, 2018).....	27
Obrázek 9: Přetlakový aparát (zdroj: vlastní foto)	28
Obrázek 10: Vyjádření parametru inflexního bodu retenční čáry (zdroj: Antonín Nikodem).....	29
Obrázek 11: Vyjádření hrubých kapilárních pórů (zdroj: Antonín Nikodem)	30
Obrázek 12: Tempské cely (Soilmoisture Equipment Corp., 1995).....	31
Obrázek 13: Množství organického uhlíku ve sledovaných sondách S2, S3, S5, S6	34
Obrázek 14: Zdálnivá hustota pevných částic v jednotlivých horizontech sledovaných sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)	35
Obrázek 15: Zastoupení jednotlivých půdních frakcí v sondě S2	36
Obrázek 16: Zastoupení jednotlivých půdních frakcí v sondě S3	36
Obrázek 17: Zastoupení jednotlivých půdních frakcí v sondě S5	37
Obrázek 18: Zastoupení jednotlivých půdních frakcí v sondě S6	37
Obrázek 19: Nasycená vlhkost jednotlivých horizontů sledovaných sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky).....	39
Obrázek 20: Reziduální vlhkost jednotlivých horizontů sledovaných sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky).....	40
Obrázek 21: Hodnoty parametru α v jednotlivých horizontech sledovaných sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky).....	41
Obrázek 22: Hodnoty parametru n v jednotlivých horizontech sledovaných sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky).....	42
Obrázek 23: Průběhy průměrných retenčních křivek v jednotlivých horizontech sondy S2	43
Obrázek 24: Průběhy průměrných retenčních křivek v jednotlivých horizontech sondy S3	44
Obrázek 25: Průběhy průměrných retenčních křivek v jednotlivých horizontech sondy S5	44
Obrázek 26: Průběhy průměrných retenčních křivek v jednotlivých horizontech sondy S6	45
Obrázek 27: Fyzikální kvalita půdy jednotlivých půdních sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)	46
Obrázek 28: Půdní pórovitost pro jednotlivé horizonty sledovaných půdních sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky).....	47
Obrázek 29: Objemová vlhkost při tlakové výšce - 70 cm pro jednotlivé horizonty sledovaných půdních sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)	48
Obrázek 30: Zastoupení hrubých kapilárních pórů v jednotlivých horizontech sledovaných půdních sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky).....	49
Obrázek 31: Polní vodní kapacita v jednotlivých horizontech sledovaných půdních sond S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky)	50
Obrázek 32: Množství gravitační vody v jednotlivých půdních sondách S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky).....	51
Obrázek 33: Nasycená hydraulická vodivost v jednotlivých půdních sondách S2, S3, S5, S6. Graf ukazuje průměrné hodnoty a směrodatné odchylky (chybové úsečky).....	52
Obrázek 34: Průběhy průměrných křivek hydraulických vodivostí jednotlivých horizontů sondy S2	53
Obrázek 35: Průběhy průměrných křivek hydraulických vodivostí jednotlivých horizontů sondy S3	53
Obrázek 36: Průběhy průměrných křivek hydraulických vodivostí jednotlivých horizontů sondy S5	54
Obrázek 37: Průběhy průměrných křivek hydraulických vodivostí jednotlivých horizontů sondy S6	54
Obrázek 38: Průběhy průměrných retenčních čar jednotlivých sond v horizontu A_p	55
Obrázek 39: Průběhy průměrných křivek hydraulických vodivostí jednotlivých sondy v horizontu A_p	56

10 Seznam tabulek

Tabulka 1: Hodnocení obsahu organického uhlíku a humusu (Zbiral, 2002)	26
Tabulka 2: Hodnocení fyzikální kvality půdy (Fér a kol., 2016, Dexter 2004a, b, c).....	29
Tabulka 3: Korelační matice půdních vlastností.....	33

11 Seznam použitých zkratek a symbolů

Ca^{2+} – vápenatý kation

Mg^{2+} – hořečnatý kation

Na^+ – sodný kation

K^+ – draselný kation

Al^{3+} – hlinitý kation

Fe^{2+} , Fe^{3+} – železnatý a železitý kation

CO_3^{2-} – uhličitanový anion

NO_3^- – anion dusičnanový

H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} – dihydrogenfosforečnanový a hydrogenfosforečnanový anion

Cl^- – chloridový anion

Ap – kulturní humózní horizont orniční

Az – kulturní humózní horizont antropický

pH – půdní reakce

FAO – food and agriculture organization of the United Nations

TDR senzor – Time Domain Reflectometry sensor

GAČR – Grantová agentura České republiky

USDA – United States Department of Agriculture

ANOVA – Analysis of variance