

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE
FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ
KATEDRA PLÁNOVÁNÍ KRAJINY A SÍDEL



**Vybrané charakteristiky zalesněných zemědělských půd a
jejich možný vývoj**

Afforested soils and evaluation of their selected properties and
possible development

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vedoucí práce: Ing. Jan Vopravil, Ph.D.

Bakalant: Jan Vacek

2021

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Jan Vacek

Krajinářství

Územní technická a správní služba

Název práce

Vybrané charakteristiky zalesněných zemědělských půd a jejich možný vývoj

Název anglicky

Afforested soils and evaluation of their selected properties and possible development

Cíle práce

Cílem práce je zhodnocení stavu vybraných půdních charakteristik zalesněných zemědělských lokalit a vyvození možné predikce dalšího vývoje.

Metodika

V rámci práce dojde k vyhodnocení stavu zalesněných zemědělských půd a to v závislosti na půdním prostředí i dřevinné skladbě. Hodnocení bude probíhat na podkladě popisu kopaných sond a vyhodnocení vybraných půdních indikátorů popisujících především fyzikální stav půdy. Jako srovnávací budou brány parametry zemědělsky využívaných půd v těsném sousedství zalesněných lokalit. Vyhodnocení získaných datových sad umožní formulaci předpokládaného vývoje půd po změně jejich využití.

Doporučený rozsah práce

45 stran

Klíčová slova

Půda, zalesňování zemědělských půd, ochrana půdy.

Doporučené zdroje informací

- POLENO, Z. – VACEK, S. – PODRÁZSKÝ, V. *Pěstování lesů. I., Ekologické základy pěstování lesů*. Kostelec nad Černými lesy: Lesnická práce, 2007. ISBN 978-80-87154-07-6.
- POLENO, Z. – VACEK, S. – PODRÁZSKÝ, V. *Pěstování lesů. I., Ekologické základy pěstování lesů*. Kostelec nad Černými lesy: Lesnická práce, 2011. ISBN 978-80-87154-99-1.
- SKLENIČKA, P. *Základy krajinného plánování*. Praha: Naděžda Skleničková, 2003. ISBN 80-903206-1-9.
- VOPRAVIL, J. *Půda a její hodnocení v ČR. Díl II./ Jan Vopravil a kol.* Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, 2011. ISBN 978-80-87361-08-5.
- VOPRAVIL, J. *Půda a její hodnocení v ČR. Díl. I.* Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, 2010. ISBN 978-80-87361-05-4.
-

Předběžný termín obhajoby

2020/21 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Jan Vopravil, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra plánování krajiny a sídel

Konzultant

Ing. Tomáš Khel

Elektronicky schváleno dne 18. 5. 2020

prof. Ing. Petr Sklenička, CSc.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 27. 1. 2021

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 24. 02. 2021

ČESTNÉ PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci na téma: Vybrané charakteristiky zalesněných zemědělských půd a jejich možný vývoj vypracoval samostatně a citoval jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použil a které jsem rovněž uvedl na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů.

Jsem si vědom, že na moji bakalářskou práci se plně vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů, ve znění pozdějších předpisů, především ustanovení § 35 odst. 3 tohoto zákona, tj. o užití tohoto díla.

Jsem si vědom, že odevzdáním bakalářské práce souhlasím s jejím zveřejněním podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů, ve znění pozdějších předpisů, a to i bez ohledu na výsledek její obhajoby.

Svým podpisem rovněž prohlašuji, že elektronická verze práce je totožná s verzí tištěnou a že s údaji uvedenými v práci bylo nakládáno v souvislosti s GDPR.

Ve Všechných dne 14.3.2021

.....

PODĚKOVÁNÍ

Rád bych touto cestou poděkoval zejména vedoucímu mé práce Ing. Janu Vopravilovi, Ph.D. za jeho podporu, motivaci, pozitivní přístup a vstřícnost, odborné vedení, pomoc, připomínky a rady, které mi v průběhu této práce poskytoval, a stejně tak i mému konzultantovi Ing. Tomáši Khelovi za jeho podporu, ochotu a obětavost. Nesmím také zapomenout na poděkování výzkumné instituci VÚMOP, v.v.i. za to, že mi umožnila spolupracovat na tomto výzkumu, který byl podkladem pro praktickou část této práce. Chci poděkovat také své rodině a všem ostatním, kteří mě celou dobu podporují.

ABSTRAKT

Tato práce se zabývá problematikou změn zejména u vybraných půdních fyzikálních charakteristik po zalesnění orné půdy. Zalesňování zemědělské půdy je podporováno dotačním programem Ministerstva zemědělství s cílem zlepšení klimatických podmínek, zvýšení biodiverzity v krajině a také ochrany půdy. Základem této práce jsou dvě hlavní části, a to obsáhlá literární rešerše a následně navazující praktický terénní výzkum. Cílem rešeršní části je seznámení se s půdou, co půda vlastně je, jak vzniká, co ji ovlivňuje, z jakých složek se skládá, jaké má půda funkce, co ji ohrožuje, jak ji chránit a jaké jsou její půdní fyzikální vlastnosti a charakteristiky. Okrajově jsou zmíněny i chemické vlastnosti půdy. Na rešeršní část je navázáno terénním výzkumem, který se prováděl ve středních Čechách severně od Prahy v obci Hovorčovice na půdách černozem modální vzniklé na spraši. Pro vyhodnocení změn jednotlivých charakteristik po zalesnění byl proveden odběr vzorků do Kopeckého válečků a sběr dat pomocí půdních sond v hloubkách 20, 40 a 60 cm. Odběr vzorků a zakopání sond bylo provedeno na 9 let zalesněné půdě borovicí lesní a v sousední zemědělsky obdělávané půdě. Získaná data z těchto půd byla následně porovnána. Půdní charakteristiky, na které byl výzkum a porovnávání dat zaměřeno, byly zrnitost, specifická a objemová hmotnost, pórovitost, provzdušněnost a maximální kapilární kapacita, momentální vlhkost, nasákivost a obsah uhlíku. Ze zjištěných dat jednotlivých půd jsme vyhodnotili, k jakým došlo změnám u sledovaných charakteristik po zalesnění. Bylo zjištěno, že po 9letém zalesnění zemědělské půdy došlo ke změně u všech hodnocených parametrů a ve všech sledovaných hloubkách, přičemž většina atributů prodělala nejvýraznější změnu zejména v hloubce 40 cm. Vzhledem k relativně nedávnému zalesnění a mladému dřevinnému porostu nelze jednoznačně predikovat další vývoj. Je možné však předpokládat, že se půda bude vyvíjet do přirozené lesní půdy.

KLÍČOVÁ SLOVA

lesní půda, vývoj půdy, změna využití půdy, vlastnosti půdy, borovice lesní

ABSTRACT

The aim of this thesis especially was to discuss changes in selected soil physical characteristics caused by agricultural land afforestation. Agricultural land afforestation is supported by the subsidy program of the Ministry of Agriculture which aims climatic conditions improvement, increasing biodiversity in the landscape and soil protection. This thesis consists of two main parts which are an extensive literary research and a subsequent practical field research. The aim of the literary research is to collect information about soil, its exact definition, how it forms, what affects it, what it consists of, what functions it performs, what endangers it, how to protect it and what its physical characteristics are. Marginally also soil chemical characteristics are mentioned. The literary research is followed by the field research which was performed on chernozem modal soils formed on loess soils in the region of central Bohemia, north of Prague, in Hovorčovice. To evaluate effects of afforestation on selected soil characteristics, sampling into Kopecký rollers and data collection using soil probes at depths 20, 40 and 60 cm were performed. Sampling and burying of probes were performed on the land forested by scots pine for 9 years and in the neighbouring agricultural land. The data gained from these soils were then compared. The soil characteristics on which the research and data comparison were focused were grain size, specific and bulk density, porosity, air capacity and maximum capillary capacity, instantaneous moisture, water holding capacity and carbon content. From measured data, the changes in the selected characteristics after afforestation were evaluated. We found that after 9 years of afforestation of the agricultural land all monitored characteristics changed for all depths, while most attributes differed most significantly at a depth of 40 cm. Due to relatively recent afforestation and young woodland, further development cannot be clearly predicted. However, it is possible to assume that the soil will develop into natural forest soil.

KEYWORDS

forest soil, soil development, change of soil usage, soil properties, scots pine

OBSAH

1. Úvod.....	1
2. Cíl práce	2
3. Literární rešerše.....	3
3.1. Co je půda.....	3
3.2. Jak půda vzniká	4
3.2.1. Matečná hornina, půdotvorný substrát.....	4
3.2.2. Klima.....	5
3.2.3. Biologický faktor	5
3.2.4. Vliv člověk.....	6
3.2.5. Voda	6
3.2.6. Reliéf.....	7
3.2.7. Čas.....	7
3.3. Půdní profil.....	7
3.4. Funkce půdy	9
3.5. Složky půdy.....	11
3.5.1. Minerální složka.....	12
3.5.2. Organická hmota	12
3.5.3. Půdní voda.....	14
3.5.4. Půdní vzduch.....	14
3.5.5. Půdní organismy	14
3.6. Fyzikální vlastnosti a charakteristiky	16
3.6.1. Barva	16
3.6.2. Textura	17
3.6.3. Struktura.....	19
3.6.4. Pórovitost	21
3.6.5. Specifická a objemová hmotnost půdy	22
3.6.6. Hloubka půdy a skeletovitost.....	22
3.6.7. Teplota půdy.....	23
3.6.8. Konzistence	25
3.6.9. Půdní vzduch.....	26
3.6.10. Půdní voda.....	28
3.7. Chemické vlastnosti a charakteristiky.....	29

3.7.1.	Organická hmota	29
3.7.2.	Půdní reakce – pH	30
3.7.3.	Sorpce půdy	31
3.8.	Klasifikace půd	31
3.9.	Ohrožení půdy	32
3.10.	Ochrana půdy	33
4.	Metodika	34
4.1.	Výzkumná oblast	34
4.2.	Sondy a odběr půdních vzorků	35
5.	Výsledky	38
5.1.	Zrnitost	38
5.2.	Specifická a objemová hmotnost	41
5.3.	Pórovitost	42
5.4.	Provzdušněnost a maximální kapilární vzdušná kapacita	45
5.5.	Momentální vlhkost a nasáklivost	46
5.6.	Oxidovatelný uhlík (Cox) a množství humusu	48
6.	Diskuze	50
7.	Závěr	51
8.	Přehled literatury a použité zdroje	53
9.	Seznam obrázků	57
10.	Seznam tabulek	57
11.	Seznam grafů	57

SEZNAM ZKRATEK:

BPEJ - Bonitovaná půdně ekologická jednotka

Cox - Oxidovatelný uhlík

ČHMÚ - Český hydrometeorologický ústav

ČR - Česká republika

KVK (T) - Kationtová výměnná kapacita

MKKvz - Maximální kapilární vzdušná kapacita

MKVK - Maximální kapilární vodní kapacita

MZE - Ministerstvo zemědělství

USDA - U.S. Department of Agriculture

ÚSES - Územní systém ekologické stability

VÚMOP, v.v.i. - Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i.

1. ÚVOD

Z důvodu klimatických změn, ochrany půdy a celkové zlepšení krajiny, je od roku 2015 podporováno zalesňování zemědělské půdy formou dotací Ministerstva zemědělství ČR v rámci podopatření Zalesňování a zakládání lesů, Programu rozvoje venkova 2014 - 2020. Tato dotace je vyplácena žadatelům nejen na samotné zalesnění zemědělské půdy, ale také na následné pětileté ošetřování porostu a jako kompenzace za nevyužívání půdy pro zemědělské účely. Cílem této podpory na zalesňování zemědělské půdy je snížení oxidu uhličitého v ovzduší vytvořením dostatečného množství vegetace pro jeho možné vstřebání, čímž se sníží dopad na klima. Cílem je také protierozní ochrana půdy, zvýšení krajinné biodiverzity a celkové zlepšení krajinných ekologických funkcí. Jelikož je půda životně důležitý cenný element, je potřeba ji chránit a zalesnění zemědělské půdy je jedním z půdoochranných opatření (MZE ©2021).

Nejprve je ale potřeba se o půdě něco dozvědět a pochopit ji. V rešeršní části tedy dojde k seznámení se základními informacemi o půdě, jejím vzniku, jednotlivých složkách, vlastnostech, jak půdu klasifikujeme, co půdu ohrožuje a dalšími půdními aspekty, které úzce souvisí s následným praktickým výzkumem zalesněné zemědělské půdy.

2. CÍL PRÁCE

Cíle práce jsou rozděleny na dvě hlavní části, které spolu úzce souvisí. První část je rešeršního charakteru a zabývá se půdou jako takovou. Je složena z několika nosných kapitol, které jsou základem pro druhou část této práce a to praktický výzkum, který jsem prováděl ve spolupráci s ústavem VÚMOP, v.v.i. Prvotní kapitoly rešeršní části, které popisují co půda vlastně je, jak vzniká, jaké vlivy na ní působí, jaké má půda funkce a z čeho se skládá, dávají možnost pochopit a představit si jak je náročné, než půda vznikne a zároveň objevit z jakých částí se půda vlastně skládá a co obsahuje. To může vést k uvědomění si, jak je půda cenná a důležitá. Další kapitoly jdou v poznání půdy hlouběji a zaměřují se na jednotlivé fyzikální půdní vlastnosti, okrajově na chemické vlastnosti, jak půdu klasifikujeme, co půdu ohrožuje a co jí naopak ochraňuje.

Jelikož je zalesňování zemědělské půdy jedním z opatření na ochranu půdy, druhou částí této práce je vyhodnocení získaných dat vybraných fyzikálních půdních charakteristik přímo z terénu ze zalesněné zemědělské půdy borovicí lesní a následné porovnání s hodnotami sousedící zemědělsky obdělávané půdy. Na základě tohoto porovnání je tak možné předpovídat jaké mohou nastat změny u hodnocených půdních charakteristik, pokud dojde ke změně využití zemědělsky obdělávané půdy formou zalesnění, v tomto případě dřevinnou skladbou borovicí lesní.

Konkrétně byli vybrány k hodnocení data těchto základních fyzikálních půdních charakteristik: zrnitost, specifická hmotnost, objemová hmotnost, pórovitost, provzdušněnost, maximální kapilární vzdušná kapacita (MKK_{vz}), momentální vlhkost a nasáklivost. Byla hodnocena i jedna chemická půdní charakteristika a to množství oxidovatelného uhlíku (C_{ox}), jehož hodnota stanovuje obsah humusu v půdě. Vyhodnocení se zaměřilo na odlišnost v hodnotách jednotlivých zkoumaných charakteristik zalesněné zemědělské půdy po porovnání s hodnotami ze sousedící zemědělsky obdělávanou půdou.

3. LITERÁRNÍ REŠERŠE

3.1. Co je půda

Půda je jedním ze základních elementů přírody, který je nenahraditelný a její množství na zemi je omezené. Půdu nelze uměle vyrobit. Její vznik je dán půdotvornými přírodními procesy, které trvají mnoho let. Naopak poškodit půdu lze špatným hospodařením velmi rychle a mnohdy i nenávratně. Půdu lze vnímat jako nejsvrchnější přírodou vytvořený obal povrchu země. Je základním a nepostradatelným přírodním útvarem pro veškerý život na zemi (Tomášek 1995). Proto je nutné půdu chránit před degradací, aby bylo možné ji předat ve zdravé formě i dalším generacím. Věda zabývající se zkoumáním půdy se nazývá pedologie a všechny půdy na zemi se souhrnně nazývají pedosféra.

Suchozemský ekosystém, jehož součástí je i půda, je soubor vzájemně se ovlivňujících sfér (Šimek a kol. 2015). Pedosféra je tedy v úzké interakci s okolními sférami a to s litosférou, atmosférou, biosférou a hydrosférou, kde mezi nimi navzájem probíhá každým okamžikem výměna energií a látek (Pavlů 2018). Tyto sféry tedy neustále ovlivňují fungování, vznik a vývoj půdy a naopak půda tyto sféry ovlivňuje také (Šimek a kol. 2015). Jedním z faktorů, kterým je půda ovlivňována vlivem neustálého vzájemného působení a je s půdou trvale v rovnováze je klima. Klima má na půdu velký vliv, jelikož pomáhá půdu tvořit. Půda má díky působení daného podnebí svůj osobitý charakter, který se liší podle toho, jaké klimatické podmínky na půdu působí. Sama půda také působí na podnebí tím, že se z půdy do atmosféry uvolňuje oxid uhličitý a jiné skleníkové plyny (Chemnitz a Weigelt 2015).

Na půdu lze nahlížet a definovat ji z mnoha hledisek. Z pohledu pedologie lze půdu chápat jako obal pevného povrchu země. Půda je prakticky ucelený živý organismus, který se díky okolním vlivům neustále vyvíjí a probíhá v něm nepřetržitě mnoho procesů. Proto zkoumání pouhé části půdního celku bez všech souvislostí s půdotvornými procesy je zkoumání zeminy, nikoli půdy (Tomášek 1995). Půdu lze sice chápat jako obal země, ale je potřeba si uvědomit, že nepokrývá úplně celý její povrch. Rozloha půdy z celkové plochy zemské souše je 67 %. Do této rozlohy není ovšem započítána Arktida a Antarktida. Zbývající povrch země je pokryt vodou, sněhem, ledem a horninou. Z celkové rozlohy půdy světa je přibližně 67 % využíváno pro zemědělské účely (zemědělská půda, trvalé pastviny, lesy a křoviny), která je bohužel z velké části ohrožena nevhodným způsobem hospodaření, erozí, znečištěním atd. V České republice je rozloha zemědělské půdy 55,4 % celkové rozlohy státu a stejně jako ve světě je její značná část ohrožena (Šimek 2005).

Neustále rostoucí poptávka po zemědělských produktech způsobuje rostoucí poptávku po půdě a narůstající intenzitu zemědělství. Intenzivnější zemědělství je však mnohem méně šetrné k půdě a půdu poškozuje. Snižuje její úrodnost, diverzitu půdních společenstev a dochází tím k zásadním ekologickým škodám. Půda je pro člověka také plochou kde může stavět svá obydlí, města, dopravní infrastrukturu a

další objekty (Chemnitz a Weigelt 2015). Poptávka po zemědělské půdě a její úbytek vzniká tedy i z důvodu budování lidských staveb a zalesňování (Šimek 2005). Tím, že se neustále rozšiřuje zábor půdy, obvykle na úkor kvalitní úrodné zemědělské půdy, má za následek nedostatek půdy pro produkci zemědělských plodin. Aby bylo možné uspokojit potřebu po množství zemědělské půdy, dochází na druhé straně ke kácení lesů a úpravě pastvin na zemědělskou půdu. V současné době je městy a obcemi zastavěno 1-2 % půdy celého světa a poptávka po zastavování půdy stále roste. Je předpoklad, že pokud bude toto tempo i nadále pokračovat stejnou rychlostí, bude v roce 2050 zastavěna půda celého světa ze 4-5 % (Chemnitz a Weigelt 2015).

Půda není jen plochou pro život člověka, ostatní suchozemské živočichy a rostliny, ale vytváří také prostor pro kořeny rostlin a půdní organismy - edafon. Půda má vytvořen svůj vlastní ekosystém, kterým utváří, regeneruje a udržuje půdu zdravou a tím i úrodnou. Zdravá půda je pak odolnější proti nepříznivým okolním vlivům, lépe plní své mimoprodukční funkce např. lépe infiltruje vodu, odstraňuje kontaminanty a upravuje pH (Berner a kol. 2013). Složitost, pestrost a řád půdního ekosystému, jsou srovnatelné s ekosystémy nadzemními (Pavlů 2018).

3.2. Jak půda vzniká

Vznik půdy je velmi zdoluhavý proces, který trvá stovky až tisíce let (Šimek a kol. 2015). Tento proces začíná zvětráváním matečné horniny a je ovlivněn vlivy, které můžeme rozdělit na půdotvorné faktory a podmínky půdotvorného procesu. Mezi půdotvorné faktory se řadí zejména matečná hornina, která je počátečním materiálem, ze kterého zvětráváním vzniká půdotvorný substrát, klimatické podmínky dané oblastí kde půdotvorné procesy probíhají, biologický faktor, který představuje vegetaci a edafon, podzemní voda a antropogenní vliv. Za podmínky půdotvorného procesu se považuje tvar terénu a doba, po kterou půdotvorný proces probíhá. Ty se na tvorbě půdy podílejí nepřímo tím, že umožňují vzniku některých půdních typů. Půdotvorné faktory působí vždy ve vzájemné koexistenci typickými pro danou klimatickou oblast a nikdy nepůsobí samostatně (Pavlů 2018). Různé kombinace půdotvorných faktorů a podmínek hrají zásadní roli při vzniku odlišných typů a druhů půd, které jsou pak pro daný klimatický region charakteristické.

3.2.1. Matečná hornina, půdotvorný substrát

Matečná hornina je základním materiálem, u kterého celý půdotvorný proces začíná a ze kterého půda postupným vývojem vzniká. Z matečné horniny nejprve postupným působením fyzikálních, chemických a biologických vlivů, tzv. zvětráváním, vzniká půdotvorný substrát (Vopravil a kol. 2010). Rychlost zvětrávání je ovlivněna materiálem matečné horniny a jakou má strukturu a texturu. Jelikož je půdotvorný substrát základem vzniku každé půdy, tak jeho textura i struktura přímo ovlivňuje texturu a mocnost půdy. (Pavlů 2018). Čím má materiál horniny kompaktnější texturu, tím je její zvětrávání náročnější, pomalejší a vzniká půdotvorný substrát s jemnějším zrnitostním složením než u matečné horniny s pórovitějším a nesoudržnějším charakterem. Zároveň typ matečné horniny má vliv na vznik specifického půdního

typu. Určité půdní typy mohou vzniknout pouze z určitých hornin. Existují také tzv. smíšené substráty, což jsou půdotvorné substráty složené z více rozličných materiálů a tzv. dvojsubstráty, vznikající na mladší hornině, která leží na hornině starší. Oba typy těchto substrátů jsou pro půdotvorné procesy relativně častým základním materiálem (Vopravil a kol. 2010). V České republice je půdní složení poměrně pestré což reflektuje pestrost geologických nerostů, ze kterých půda vzniká (Penížek a kol. 2019a).

3.2.2. Klima

Klimatické podmínky mimo jiné ovlivňují půdu i svými fyzikálními jevy, zejména teplotou a dešťovými srážkami, což zákonitě odráží i fyzikální vlastnosti půdy. Zásadní význam na vliv těchto činitelů má jejich doba působení, výkyvy intenzity, kdy mohou působit delší či kratší dobu a s různou intenzitou, a také jejich vzájemný poměr. Teplota působící na půdní povrch je vrchní vrstvou půdy z části odrážena zpět do atmosféry a z části pohlcena do půdního profilu. Na odraz slunečního záření má výrazný vliv barva půdního povrchu, kdy světlejší zbarvení odráží více tepla než tmavší barvy, které naopak teplo ve větší míře pohlcují a dále předávají do nižších vrstev (Vopravil a kol. 2010).

Vegetační pokryv je dalším prvkem, který ovlivňuje působení tepla na půdu, kdy např. souvislá vrstva vegetačního pokryvu brání proniknutí slunečního záření na půdní povrch. Mocnost půdního profilu má také svůj význam, jelikož krátkodobé teplotní výkyvy ovlivňují pouze vrchní část půdy a s klesající hloubkou se působení těchto teplotních změn snižuje. Při dlouhodobějším působení dané teploty se projevuje i hlouběji v půdního profilu, v našich podmínkách do 1 m (Šantrůčková 2014). Na propustnost tepla v půdním profilu má vliv množství půdní vlhkosti a půdního vzduchu, přičemž lepší tepelnou vodivost vykazuje půda s vyšší vlhkostí a menším obsahem vzduchu. Snížení vlhkosti půdy je způsobováno evapotranspirací, která je ovlivněna přízemním prouděním vzduchu.

Dalším atributem, který ovlivňuje působení tepla na půdu je expozice terénu. Jako první je slunečním zářením ohříván východní svah již v ranních hodinách, kdy je ještě teplota vzduchu nízká a se zvyšující se teplotou vzduchu vzrůstá i tepelné působení na půdu. Oproti tomu západní svah je v ranních hodinách ve stínu slunečního záření a je ohříván až při zvyšující se teplotě vzduchu. Pro půdu jsou nejdůležitějším zdrojem vody dešťové srážky (Vopravil a kol. 2010). Působení dešťových srážek udává kolik vznikne odlišných půdních horizontů v daném klimatickém regionu. Z výše uvedeného tedy vyplývá, že vliv klimatu na rychlost zvětrávání a následný půdotvorný proces dává vzniknout různým typům půd na základě odlišných klimatických pásem na zemi. V každé klimatické oblasti vznikají tedy různé půdní typy.

3.2.3. Biologický faktor

Biologickým faktorem ovlivňujícím půdotvorný proces rozumíme jak organismy žijící v půdě pouze svojí částí, tj. vegetaci, tak organismy žijící v půdě celé, tj. edafon.

Oba tyto typy organismů ovlivňují půdu jiným způsobem. Působení vegetace můžeme rozdělit na působení z povrchu půdy a v půdním prostředí. Na povrchu půdy vegetační pokryv chrání půdu proti erozním vlivům a díky transpiraci vytváří vlastní mikroklima. Opadané a odumřelé části vegetace na povrchu půdy prochází rozkladným procesem a stávají se součástí půdy. Každý typ vegetace má své specifické chemické vlastnosti, kterými půdu ovlivňují. V půdním prostředí působí vegetace svým kořenovým systémem, který prorůstá do půdního profilu a tím půdu ovlivňuje fyzikálně. Pro svůj vývoj rostlina potřebuje vodu a minerální živiny, které svými kořeny z půdy odebírá a zároveň kořeny vylučuje jiné látky. Tím dochází ke změně vlhkostních a živinových podmínek v půdě. V důsledku toho se v těsné blízkosti kolem kořenů vytváří specifické prostředí, které je vhodné svými podmínkami pro některé mikroorganismy a od ostatní půdy se proto liší. Tato tenká vrstva půdy se nazývá rhizosféra (Pavlu 2018).

Půdu ovlivňuje také edafon. Edafon jsou organismy žijící v půdním prostředí, ve kterém plní mnoho funkcí. Svou činností ovlivňují některé půdní funkce a procesy, např. podílí se na rozkladu organické hmoty, kterou následně transformuje na humusové látky, čímž v půdě udržuje živiny, provzdušňuje půdu, vytváří lepší infiltrační a retenční schopnost půdy a udržují její kvalitu (Vopravil a kol. 2010).

3.2.4. Vliv člověk

Člověk začal ovlivňovat vývoj půdy již od dob, kdy začal půdu zemědělsky využívat. Proto se dá říct, že nejvýznamnější ovlivňování půdy člověkem je zemědělství (Penížek a kol. 2019a). V současné době je půda člověkem ovlivňována v takové míře, že mnohdy přeruší působení jiných faktorů, např. působení klimatu a vegetace na zastavěných plochách. Zemědělství ovlivňuje přirozený vývoj půdy fyzikálně i chemicky. Nešetrné obdělávání půdy těžkými stroji narušuje její přirozenou strukturu, retenci vody a množství půdního vzduchu, což vede ke zvýšenému odtoku vody a s tím související erozi půdy, zvláště ve svažitém terénu. V neposlední řadě dochází i k zhutnění půd. Hnojením a různými chemickými zásahy do pěstování plodin se zase mění chemické složení půdy. To vše vede k půdní degradaci (Šimek 2005). Správným hospodařením a ochranou půdy proti její degradaci může mít člověk na půdu i pozitivní vliv. Bohužel v současné době stále převládá negativní působení na půdu, což má za následek nejen degradaci půdy, ale i nepřímé negativní důsledky v podobě globálního oteplování (Vopravil a kol. 2010).

3.2.5. Voda

Voda může ovlivňovat vývoj půdy buď v menší míře nebo výrazněji. To v jaké míře voda ovlivňuje tvorbu půdy záleží na množství vody v půdě, které je ovlivněno jak podzemní vodou, tak povrchovou vodou. Pokud je půda trvale či pravidelně zamokřována, nastává v půdě glejový proces nebo oglejení, což je půdotvorný proces charakteristický pro zamokřené půdy. S větším obsahem půdní vody se také snižuje i rozložitelnost organických látek, nastává jejich akumulace a tím vznikají rašelinové půdy (Tomášek 2007).

3.2.6. Reliéf

Reliéf terénu se řadí spolu s časem mezi podmínky půdotvorného procesu které půdotvorné procesy ovlivňují nepřímo, avšak reliéf má na půdotvorné procesy podstatný vliv, zejména díky vlivu na vodní režim a vegetační pokryv (Sklenička 2003). Nadmořská výška, expozice a sklon terénu pak určují, jak je půda ovlivňována klimatickými podmínkami, vegetací a vodním režimem. V různé nadmořské výšce jsou rozdílné průměrné teploty klimatu i četnost a vydatnost dešťových srážek. Kombinace těchto faktorů předurčuje výskyt typu vegetačního porostu v dané oblasti. Vegetační porost a sklon terénu určují i vodní režim půdy, kdy při větším sklonu a řídké vegetaci dochází k výraznějšímu odtoku než při husté vegetaci a mírném sklonu svahu. Snadnost odtoku je také závislá na tom, zda se jedná o vrchol svahu, či údolí. V údolí je odtok vody malý, půdy jsou více zavodněné a podzemní voda může dosahovat až k půdnímu povrchu. Na vrcholku svahu je naopak odtok snazší jelikož hladina podzemní vody je mnohem hlouběji v půdním profilu. Povrchový odtok je doprovázen také pohybem půdy, který je závislý na nerovnosti terénu a zda jde o konvexní či konkávní svah. Zde mluvíme o půdní erozi. Všechny tyto parametry reliéfu určují, jaká půda se v daném místě bude vyvíjet, ať už jde o místa často zamáčená, místa kde se hromadí transportovaná zemina či odlišně exponované strany svahů (White 2006). Lze tedy říci, že reliéf má významný vliv na vodní režim, tedy její pohyb a zadržené množství v půdě, čímž působí na půdotvorné procesy (Penížek a kol. 2019a).

3.2.7. Čas

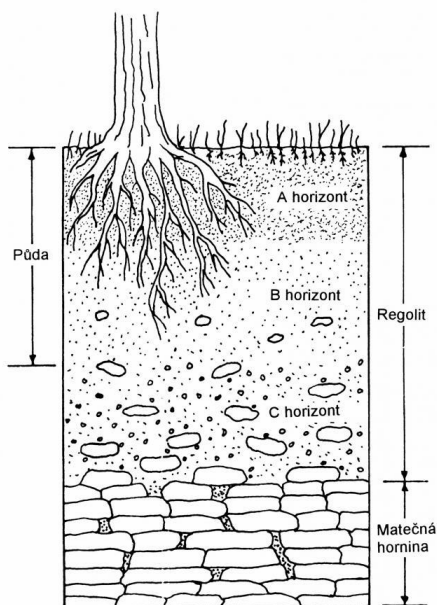
Jelikož se půda vyvíjí stovky až tisíce let, je čas při půdotvorných procesech významnou měrnou jednotkou, kterou můžeme vnímat dvěma způsoby. Jednak z širšího pohledu, kdy v průběhu času můžou nastat změny v působení půdotvorných faktorů v podobě výkyvů intenzity působení, délce působení, poměrů jednotlivých působících faktorů atd. Z tohoto hlediska se dá mluvit i o stáří půdy. Starší půdy jsou již díky dlouhodobě působícím vnějším vlivům a jejich změnám v průběhu času více vyprofilované do určitého půdního typu. Pak je možné čas při vývoji půdy vnímat také z pohledu samotného působení jednotlivých faktorů, tedy jak dlouho daný faktor s danou intenzitou na půdotvorný proces působí. Některé půdotvorné faktory jsou schopni půdu výrazně ovlivnit v krátkém časovém úseku, jiné na to potřebují mnohem delší časové období (Vopravil a kol. 2010).

3.3. Půdní profil

Jak již bylo zmíněno, vznik a vývoj půdy začíná mateční horninou, kdy zvětráváním vzniká půdotvorný substrát, ze kterého se následně vyvíjí a formuje půda. Tyto procesy spolu probíhají zároveň a neoddělitelně (Vopravil a kol. 2010) a díky okolním vlivům vznikají specifické horizontální vrstvy půdy, tzv. půdní horizonty o různé mocnosti. Soubor všech těchto vrstev tvoří tzv. půdní profil, což je vertikální průřez půdou po celé její hloubce od povrchu až na matečnou horninu. Na základě složení, charakteru i počtu jednotlivých vrstev, tedy celého půdního profilu, je půda zařazena

v klasifikačním systému. Některé vrstvy jsou od sebe lépe rozeznatelné svým značně odlišným vzezřením, některé jsou si podobné a prolínají se tak, že je od sebe nelze rozeznat. Jelikož půdotvorné procesy probíhají neustále, tak se neustále mění i fyzikální a chemické vlastnosti horizontů, mohou vznikat nové a zanikat již vytvořené, což ukazuje na časovou nestálost půd (Šimek 2005). Jednotlivé půdní horizonty můžeme odlišit i díky jejich vlastnostem, které můžeme posoudit pouhým okem či hmatem, jako je např. zbarvení, pórovitost, soudržnost, ale i jinými atributy. Heterogenita těchto vlastností je výsledkem neustále probíhajícího působení půdotvorných faktorů a podmínek (White 2006). Vědní obor zabývající se pořadím půdních horizontů, jejich vývojem a stářím se zabývá stratigrafie (Blažková 2014).

Půdní horizonty mají svá označení podle svého vertikálního umístění. Jejich základní označení je velkými písmeny a pro bližší upřesnění se využívá u těchto písmen také spodní index. Rozlišujeme čtyři základní horizonty. Nadložní, povrchové, podpovrchové a spodinové.



Obrázek 1: Půdní profil (Šimek 2005).

Nadložní horizonty značíme písmenem „O“. Jde o nejvrchnější půdní horizont malé mocnosti, vyznačující se obsahem nahromaděných organických látek, které vznikly rozkladem odumřelých a opadaných částí vegetace na půdní povrch a nejsou promíchány s půdními minerály. Pokud je tento povrch s organickou hmotou dlouhodobě zamokřen, dochází k rašelinění (ulmifikaci), kdy se organické látky mění na rašelinu a vznikají rašelinště. Ačkoli rašelinné horizonty spadají do horizontů nadložních, označují se odlišně písmenem „T“.

Povrchové horizonty tzv. humusové horizonty, označované písmenem „A“ mají větší mocnost než nadložní horizonty. Jejich poloha je ve vrchní části půdního profilu a leží hned pod nadložním horizontem. Hloubka tohoto horizontu může být v řádu několika jednotek až desítek centimetrů. V této vrstvě oproti nadložnímu horizontu,

jsou nahromaděné minerální látky promíchány s organickými látkami a vytvářejí se z nich humusové látky. Je dobře rozeznatelný podle svého tmavšího zabarvení, nižší soudržnosti a drobtovité struktury.

Podpovrchové horizonty jsou označovány písmenem „B“ a jejich umístění je obvykle pod horizontem povrchovým. Tyto horizonty vznikly několika rozdílnými půdotvornými procesy, podle kterých je dále můžeme dělit na eluviální (tyto horizonty značíme odlišně a to písmenem „E“), iluviální, spodické, horizonty vnitropůdního zvětrávání, glejové, pseudoglejové a horizonty akumulace solí. Pro zařazení půdního profilu do taxonomického klasifikačního systému hrají tyto horizonty zásadní roli.

Horizont spodin, označován písmenem „C“, je posledním půdním horizontem, ležícím přímo na matečné hornině. Jde o vrstvu obsahující převážně půdotvorný substrát, začíná místem půdotvorného procesu, tj. přechod mezi půdou a půdotvorným substrátem, a končí přechodem z půdotvorného substrátu do mateční horniny, tj. místem zvětrávání matečné horniny.

Jelikož půdotvorné procesy probíhají neustále a nelze je ohraničit, neexistuje mezi výše uvedenými půdními horizonty striktně oddělující hranice. Sousedící horizonty se vzájemně více či méně prolínají a tím jsou vytvářeny i tzv. přechodné horizonty, které tvoří přechodnou oblast mezi těmito dvěma na sobě ležícími horizonty. Vlastnosti přechodného horizontu jsou tedy složeny z těchto dvou na sobě ležících vrstev, které spolu mohou být promíchány a nebo s vizuálně oddělené (Vopravil a kol. 2010).

Přechody půdních horizontů můžeme dělit podle jeho tvaru a vzájemného přechodu z jedné vrstvy do druhé. Rozlišujeme přechod ostrý, který má šířku do 2 cm, přechod zřetelný s šíří 2 až 5 cm, dále přechod pozvolný s přechodovou oblastí 5 až 15 cm a nakonec přechod difúzní, kde jsou jednotlivé vrstvy prolnuté s šíří pásma více než 15 cm. Tvary přechodových pásem mohou být rovné, zvlněné, jazykové a přerušované (Penížek a kol. 2019b).

Hlavní horizonty uvedené výše, označující se velkými písmeny, obsahují i další podružné vlastnosti a znaky, stanovitelné při terénním průzkumu. K označování těchto charakteristik se používá malých písmen, které se přidávají k označení velkým písmenem hlavního profilu (Zádorová a kol. 2018).

3.4. Funkce půdy

Půda má mnoho různých funkcí, které lze rozdělit do dvou základních skupin na funkce produkční a mimoprodukční. Člověk nejčastěji využívá půdu hlavně pro její produkční schopnosti, ze kterých má užitky. Jedním z hlavních využití půdy člověkem je zemědělství, které je pro člověka zásadní k jeho obživě. Dalším důležitým využitím půdy člověkem je lesnictví, převážně k produkci dřeva. Pro zmíněná využití je nejzásadnější schopností půdy její úrodnost, kterou lze sice chápat jako mimoprodukční funkci půdy, ale s produkční funkcí velmi úzce souvisí. Úrodnost půdy zajišťuje vhodné podmínky pro růst rostlin dodáváním živin a vody a také

poskytuje životní podmínky pro edafon. Úrodnost je závislá na mnoha vlastnostech půdy - fyzikálních, fyzikálně chemických, chemických a biologických. Můžeme ji detailněji rozdělit na úrodnost potenciální, efektivní a umělou. Potenciální úrodnost je přirozená, na základně přírodních vlastností dané půdy, jejího přirozeného vývoje bez vnějšího ovlivnění člověkem (Pavlů 2018). Pro přirozeně úrodnou půdu jsou charakteristické biologické procesy, které v půdě probíhají a není závislá na umělém přidávání živin. Takto funkční půda si sama svými procesy udržuje svoji strukturu a regenerační schopnost (Berner a kol. 2013). Efektivní úrodnost je naopak závislá na vnějším antropogenním vlivu, např. hnojení, zaorávání posklizňových zbytků atd. Umělá úrodnost je přisuzována pouze půdám, které jsou uměle vytvořené člověkem (Pavlů 2018).

Úrodnost je však potřeba hodnotit z pohledu jednotlivých typů rostlin či plodin, jelikož každá rostlina či plodina je jinak náročná na kvalitu půdy, tedy její úrodnost. Z tohoto pohledu již hovoříme o produkční schopnosti půdy (Sáňka a kol. 2018). S úrodností a produkční schopností půdy můžeme přímo spojit pojem kvalita půdy. Různé rostliny a plodiny mají totiž různé nároky na kvalitu půdy, tedy i na produkční schopnost a úrodnost půdy (Šimek 2005).

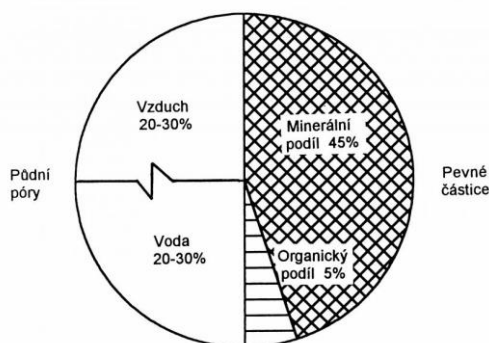
Úrodnost, produkční schopnost a zdraví půdy jsou spolu vzájemně provázané a úzce souvisí s produkčním využitím půdy. Tyto mimoprodukční schopnosti půdy byly již zmíněny. Ostatní mimoprodukční funkce půdy jsou také neméně důležité nejen pro člověka, ale i pro kvalitu životního prostředí, stabilitu ekosystémů, látkovou výměnu a vzájemný přenos energií mezi jednotlivými sférami. Mohli bychom tyto funkce půdy také nazývat funkce ekologické (Sáňka a Materna 2004). Půdní schopnost zadržovat, filtrovat a transformovat látky patří k těm nejzákladnějším mimoprodukčním funkcím půdy. Pokud by půda nebyla schopna tyto funkce plnit, může to mít pro život na zemi katastrofální následky. Významnou měrou se půda také podílí na koloběhu vody na zemi, jelikož dokáže zadržet veliké množství vody (Pavlů 2018). Schopnost absorpce a retence vody dává půdě životně důležitou roli být zásobárnou vody pro rostliny a edafon. S tím úzce souvisí i funkce filtrační. Voda procházející půdou je filtrována od možných kontaminantů (Sáňka a Materna 2004). V půdě také dochází k rozkladným procesům odumřelé biomasy, kdy se z ní uvolňují živin do okolní půdy a vytváří se humusové látky. Tím dochází k důležitému koloběhu látek v půdě (Pavlů 2018). Hlavní a nezastupitelnou roli při těchto procesech mají mikroorganismy, které jsou zároveň i velkou a opomíjenou bankou genetických informací. Vzniklá organická hmota je důležitou součástí půdy a také velkou zásobárnou uhlíku, dusíku, fosforu a síry. Cyklus těchto prvků je ovlivněn vzájemným působením mikroorganismů s fyzikální a chemickou složkou půdy (Sáňka a Materna 2004). Půdní organická hmota obsahuje obrovské množství uhlíku, které je trojnásobné oproti množství uloženému v atmosféře a veškeré suchozemské biomase (Chemnitz a Weigelt 2015). Nesmíme zapomenout na pufraciční funkci půdy, která dává půdě schopnost odolávat, filtrovat či pružně reagovat na okolní vlivy. Jako pufraciční médium dokáže tlumit změny klimatických teplot, evaporací vody z půdy dodává do

atmosféry vlhkost, reguluje výměnu plynné složky s atmosférou (Šimek 2005) a je odolná před změnami půdní reakce. Půdní reakce je pH půdy a je jednou z nejdůležitějších vlastností půdy, která ovlivňuje rostliny, edafon, půdotvorné procesy a strukturu půdy (Pavlů 2018).

Pokud se podíváme na mimoprodukční funkce půdy z pohledu využití člověkem, jde především o funkci poskytnutí prostoru pro jeho potřeby. Člověk využívá prostor ke stavění objektů podle svých záměrů, ať už jde o budovy k bydlení, průmyslové stavby, rekreační stavby či dopravní infrastrukturu a další objekty (Sáňka a Materna 2004). Půda je také útvarem k získávání základních materiálů a surovin, které jsou dále využívány (Pavlů 2018). Těžba nerostů však s sebou nese devastující poškození půdy a krajiny (Chemnitz a Weigelt 2015). Půda má i funkci kulturní, kdy je půdou zaznamenávána historie země (Pavlů 2018). Způsob jak podnebí působí na půdu i to jak s půdou člověk zachází a obhospodaruje ji, to vše se do půdy v průběhu času ukládá. Díky tomu je možné nahlédnout do historie klimatických podmínek, ale i historie lidí daného místa (Chemnitz a Weigelt 2015). Po mnoho let lidstvo půdu využívá k uložení ostatků zemřelých. Jejich rozkladem v půdním prostředí se tak stávají součástí půdy a tím se zaznamenává vývoj místní civilizace. To samé platí i pro živočichy a rostliny jejichž odumřelá biomasa je vlivem působení mikroorganismů v půdě rozložena. Dochází tak k již zmíněnému koloběhu látek v půdě (Pavlů 2018).

3.5. Složky půdy

Složky půdy bychom mohli rozdělit na neživé složky a živé složky půdy. Neživá část půdy je zastoupená jak pevnými částicemi tak i půdními póry, což jsou prázdné prostory mezi pevnými částicemi, které jsou vyplněny buď půdní vodou, nebo půdním vzduchem (Šimek a kol. 2015). Pokud bychom tyto složky charakterizovali typem skupenství, tak se neživá půda skládá z pevné, kapalné a plynné složky (Yong a kol. 2012). Pevná část půdy je složená z minerální složky a z organických látek. Množství půdních organických látek dává půdě charakter buď minerální, nebo organický. Podíl půdních pórů vůči pevné části půdy je zhruba poloviční, tzn. že přibližně polovina půdního objemu je zastoupena půdní vodou a půdním vzduchem. Živá složka půdy je zastoupená půdními organismy, které půdu činí půdou. Bez této živé složky, by půda byla pouhou neživou hmotou (Šimek a kol. 2015). Poměr zastoupení jednotlivých půdních složek, určuje půdě její specifické vlastnosti a strukturu (Yong a kol. 2012).



Obrázek 2: Složky půdy (Šimek 2005).

3.5.1. Minerální složka

Minerální podíl půdy je tvořen různorodými anorganickými částicemi, které vznikají zvětráváním matečné horniny a půdotvornými procesy. Mají různou velikost od nejmenších koloidních částic až po velké kusy hornin. Díky velikostnímu poměru a uspořádání částic má minerální složka půdy významný vliv na fyzikální vlastnosti půdy. Vzájemný velikostní poměr jednotlivých minerálních částic určuje půdní texturu a jejich vzájemné uspořádání určuje půdní strukturu (Šimek a kol. 2015).

Procesy zvětrávání probíhají každým okamžikem nejen na matečné hornině, ale v celém půdním profilu. Díky tomu se jednotlivé velikostní frakce půdních minerálních částic rozkládají, čímž se mění zrnitostní složení půdy. Zároveň také dochází ke změnám ve vzájemném uspořádání půdních částic (Pavlů 2018).

3.5.2. Organická hmota

Organická hmota má v půdě poměrně malé zastoupení, na druhou stranu je její úloha a vliv na půdní fyzikální i chemické vlastnosti o to více důležitá a významná. Organická hmota je složená z odumřelé biomasy rostlin a živočichů a prochází transformacemi, které nazýváme mineralizace, humifikace a rašelinění. Největší podíl organické látky je rozložen procesem mineralizace a pouze malá část se přeměňuje procesem humifikace na humusové látky. Procesy akumulace organických látek v půdě, jejich rozklad a přeměna na humusové látky jsou součástí neustálého koloběhu půdotvorného procesu. Půda, která má dostatek organické hmoty dokáže lépe odolávat vnějším vlivům, má lepší produkční schopnost a úrodnost. V neposlední řadě je významnou zásobárnou živin a uhlíku (Žůrková a kol. 2016). Z organické hmoty získávají živiny nejen rostliny, ale také půdní mikroorganismy, které pro svou aktivitu z těchto živin vstřebávají uhlík a dusík, a nevyužitý dusík, který nespotřebují vylučují zpět do půdy. Ten je pak v půdním prostředí akumulován pro výživové potřeby rostlin. Organická hmota se také podílí na soudržnosti půdní hmoty, čímž ovlivňuje půdní strukturu a půda pak lépe odolává erozím. Zároveň má také významný vliv na retenční schopnost půdy (Bardgett 2005).

Množství organické hmoty v půdě se může snižovat procesem dehumifikace, kdy její úbytek převyšuje její obnovu. K tomuto jevu dochází zejména při intenzivním

zemědělském obdělávání půdy, při kterém dochází ke zpomalování humifikace a naopak vzrůstá proces mineralizace. Dalšími důvody ztráty organické hmoty v půdě jsou vodní a větrné eroze, které jsou pro půdy v České republice významně ohrožujícím faktorem (Jeřábková 2019).

Jak již bylo zmíněno, jednotlivé procesy přeměny organické hmoty v půdě se nazývají mineralizace, humifikace a ulmifikace, neboli rašelinění. Mineralizace je přeměna organické hmoty procesem rozkladu půdními bakteriemi na elementární části, jako jsou například voda, amoniak (NH_3), oxid uhličitý (CO_2) a ostatní základní minerální částice. Tento proces probíhá za vhodné okolní teploty a vlhkosti za přístupu vzduchu, tedy v ideálním případě za aerobních podmínek. Mineralizace se rozděluje na primární a sekundární. Primární mineralizací je rozkládána organická hmota a prosté nehumusové látky. Sekundární mineralizací se rozkládají látky již prošlé humifikací, tedy složitější humusové látky, přičemž proces rozkladu probíhá velice pomalu. Sekundární mineralizace se může poměrně markantně uspišit špatnou zemědělskou kultivací půdy, čímž může dojít k nenávratným procesům ztráty uloženého uhlíku a energie v půdě a zvýšené tvorbě oxidu uhličitého.

Humifikace je proces vytvářející velmi důležité humusové látky a je podstatnou součástí půdotvorných procesů. V průběhu humifikace dochází k rozkladným a syntetickým procesům organické hmoty, které probíhají jak v aerobním, tak i anaerobním prostředí. Tato prostředí jsou vytvořena strukturou půdy, kde se mezi jednotlivými agregáty vyskytuje převážně aerobní prostředí v podobě půdního vzduchu a v samotných agregátech je více či méně anaerobní prostředí. Při humifikaci dochází k rozkladu látek různé rozložitelnosti. Jde o látky lépe rozložitelné, např. bílkoviny, celulóza a škroby, i látky rozkládajících se hůře, např. tuky, vosky a lignin. Výsledným produktem humifikace jsou stabilní huminové, neboli humusové látky, jejichž vznik trvá velice dlouho, v řádu desítek až stovek let. Jejich stabilita spočívá v odolnosti proti rozkladným procesům způsobeným činností mikroorganismů. Složení humusových látek je závislé na složení mateřského organického materiálu a okolních vlivů, při kterých vznikaly. Jde tedy o směsi látek, nikoli o samostatné specifické látky. V humusových látkách se nachází mnohem větší množství stabilně vázaného uhlíku, než obsahoval organický materiál, ze kterého tyto humusové látky vzešly.

Dalším procesem přeměny organické hmoty je ulmifikace, neboli rašelinění. Je to výhradně anaerobní proces probíhající za nepřítomnosti kyslíku v zamokřeném prostředí. Tímto procesem dochází pouze k částečnému rozkladu při kterém dochází k tvorbě meziproductů ukládajících se do půdy. Je třeba také zmínit poslední proces a tím je karbonizace. Karbonizace je proces přeměny organické hmoty na humusové uhlí, které obsahuje větší množství uhlíku a menší množství kyslíku, dusíku a vodíku, než mateřská organická hmota (Pavlů 2018).

3.5.3. Půdní voda

Voda na zemi je jedním z nejdůležitějších elementů přírody. To samé platí i o půdní vodě. Je životně důležitým prvkem pro vegetaci i edafon. Většina půdních živin se ve vodě rozpouští z čehož čerpá živiny a vodu vegetace svým kořenovým systémem. Funguje jako půdní regulátor teploty a pH. Voda se v půdě vyskytuje v pórech, kde se o volný půdní prostor dělí se vzduchem. V tomto prostoru se půdní voda drží díky kapilárním silám a adsorpci na půdních částicích. Zadržování vody v půdě je jednou ze schopností půdy, o které hovoříme jako o retenční půdní schopnosti. Kapilární síly také umožňují půdní vodě pohyb proti směru gravitace, čímž voda v půdě vzlíná. Jak již bylo zmíněno, tak půdní voda a vzduch zabírají zhruba polovinu objemu půdy. V případě plného nasycení půdy vodou vzniká absence půdního vzduchu. Retenční schopnost půdy je vázána na půdní texturu, strukturu a množství přítomné organické hmoty. Dá se říci, že čím je textura půdy jemnější s větším počtem malých pórů a obsahuje více organické hmoty, dokáže půda zadržet větší objem vody (Šantrůčková 2014). Z výše uvedeného vyplývá, že více vody dokáže zadržet půdy s větším obsahem jílu, než půdy písčité, které disponují většími póry se snadnějším odtokem (Bardgett 2005).

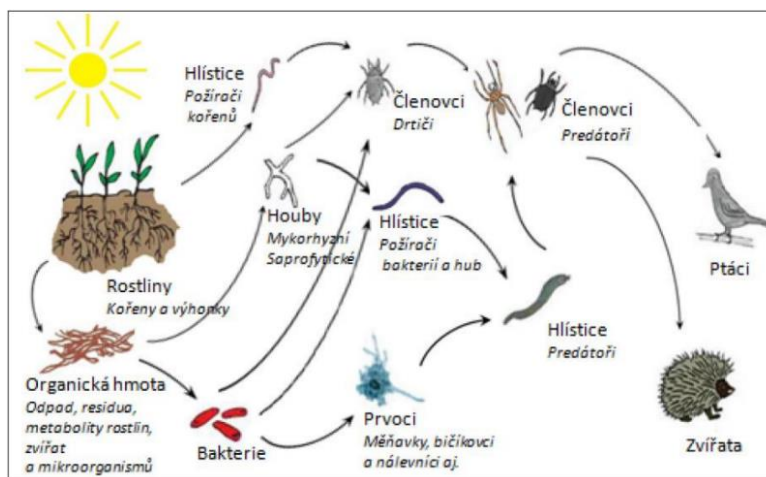
3.5.4. Půdní vzduch

Půdní vzduch tvoří plynnou část, která vyplňuje zbylý prostor půdních pórů, který není zaplněn vodou. Ve svém složení se oproti atmosférickému vzduchu odlišuje, zejména v množství kyslíku, jehož obsah je v půdním vzduchu menší a naopak má obsahuje více oxidu uhličitého. Jeho výskyt v půdě hraje důležitou roli jako zásoba kyslíku pro edafon a kořeny rostlin (Vopravil a kol. 2010). Pokud dojde ke snížení objemu vzduchu v půdě z důvodu nasycení vodou, nebo díky mechanickému omezení půdní pórovitosti např. zhutněním, dojde nejen k nepříznivému ovlivnění růstu rostlin, jejichž kořenový systém nebude mít dostatek potřebného kyslíku, ale také k ovlivnění půdních látkových přeměn (Šimek 2005).

3.5.5. Půdní organismy

Živou složku půdy nazýváme souhrnně půdní edafon, který je zastoupen půdní faunou a flórou. Půdní organismy jsou zastoupené kořenovým systémem rostlin, mikroorganismy a půdními živočichy. Jejich základní dělení je vytvořeno na základě jejich velikostního zastoupení a to na mikroflóru, mikroedafon, mezoedafon, makroedafon a megaedafon. Zároveň toto rozdělení organismů podle velikosti sekundárně ukazuje i jejich nároky na půdní prostor, potravu a potřebné životní podmínky. Jelikož má půdní edafon značnou druhovou diverzitu, je největší genetickou bankou na zemi. Hlavním zdrojem potravy pro edafon je rostlinná biomasa vzniklá opadem odumřelých částí rostlin na povrch půdy. Některé typy se živí i kořenovým systémem rostlin. Z těchto důvodů se převážná většina půdních organismů vyskytuje v horní části půdního profilu, kde je vysoké kořenové zastoupení a největší objem organické hmoty. Zásobárnou živin pro kořeny rostlin a mikroorganismy je půdní voda, ve které jsou živiny rozpuštěny. Půdní voda je živinami obohacována díky zvětrávání půdních minerálních částic a rozkladu

organického materiálu. Půdní organismy spolu v půdě žijí ve vzájemné potravní interakci, kde se navzájem ovlivňují a jsou na sebe závislé. Proto pokud by došlo k odstranění jedné skupiny edafonu, výrazně to ovlivní i skupiny, které jsou na ní závislé, což může vést ke změně půdního ekosystému (Šantrůčková 2014).



Obrázek 3: Jednoduché schéma potravní sítě v půdě (Šantrůčková 2014).

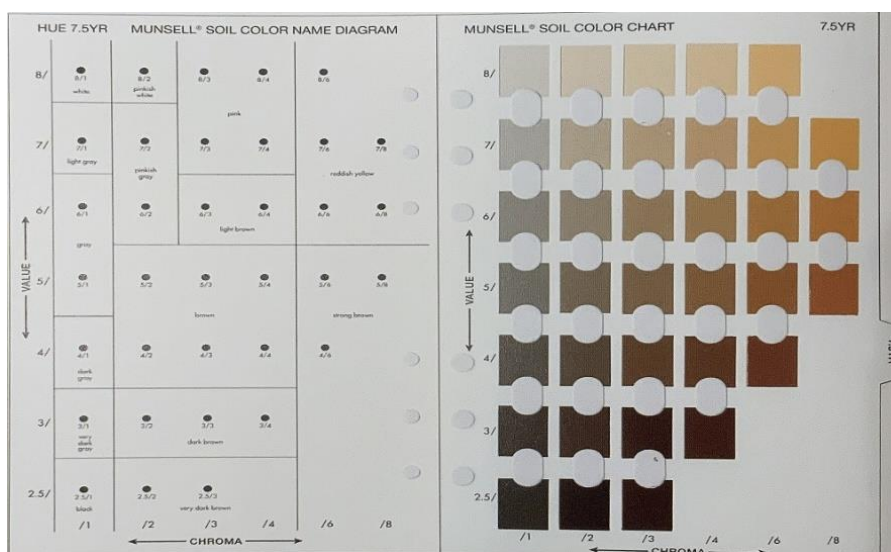
Jelikož je půda prakticky biologicky nejpestřejší prostředí na zemi, tak můžeme nalézt zástupce miliónů organismů čítající stovky druhů již v malém množství organické hmoty. Pouze jejich nepatrná část je však popsána a prozkoumána (Keesstra a Mol 2011).

Nejmenší zástupci edafonu, mikroflóra a mikroedafon, spolu dohromady tvoří skupinu mikroorganismů, které jsou reprezentovány např. bakteriemi, houbami, řasami a viry. Pro půdu jsou mikroorganismy nepostradatelnou složkou, která je dobrým ukazatelem kvality půdy, přispívají k lepšímu koloběhu látek a dostupnosti živin pro rostliny, čímž mají vliv i na jejich růst. Zlepšují půdní strukturu a účastní se zásadních půdních procesů. Ekosystémové funkce jsou velmi úzce provázané s aktivitou mikroorganismů (Mikanová a kol. 2010). Podle velikosti můžeme edafon rozdělit na čtyři základní kategorie. Nejmenší je mikroedafon zastoupený např. nálevníky, o velikosti menší než 0,2 mm, druhý nejmenší je mezoedafon s velikostí 0,2 až 2 mm, který je reprezentován např. roztoči a vířníky, třetí kategorií je makroedafon o velikosti 2 mm až 2 cm, zahrnující např. pavouky a stonožky a poslední největší kategorií o velikosti větší než 2 cm je megaedafon, který je zastoupen největšími půdními živočichy, např. žížaly a obratlovci. Jiné dělení edafonu může být podle způsobu získávání uhlíku na autotrofní organismy, kteří uhlík získávají z anorganických látek a na heterotrofní organismy, získávající uhlík z jiných organických látek (Pavlů 2018).

3.6. Fyzikální vlastnosti a charakteristiky

3.6.1. Barva

Barva půdy je jednou ze základních charakteristik, které se při popisu půdy a jednotlivých půdních horizontů využívají. Hlavními faktory, které zásadně ovlivňují barvu půdy jsou matečná hornina, ze které půda vznikla a vzniká, organická složka půdy, oxidačně redukční poměry v půdě, půdní voda a také působení klimatu. Barva půdy je způsobena látkami, které jsou adsorbované na povrchu jednotlivých jemných půdních zrn, kdy například černé zbarvení způsobuje usazení humusových látek, žlutou, hnědou, oranžovou a červenou barvu způsobují oxidy železa atd. Tyto látky a kombinace půdních horizontů jsou specifické pro jednotlivé typy půd (Vopravil a kol. 2010). Na oxidaci železa má zásadní vliv množství půdní vody a půdního vzduchu. Jelikož jsou půdy různě provzdušněné a zavodněné, tak díky tomu dochází k odlišným stádiím oxidace a v důsledku toho k různému zbarvení půdy. Z tohoto důvodu můžeme říci, že půdy na svažitém terénu, které jsou více odvodněné a provzdušněné mají jiné zbarvení než půdy v nížinách, které bývají často zamokřené a méně provzdušněné (Šimek 2005). U zemědělských půd má na barvu značný vliv také způsob a intenzita obdělávání. Barevné rozlišení mezi ornici a podorničím je velmi málo výrazné pokud dohází ke zpracování půdy do menší hloubky než je mocnost vrstvy organických látek. Podle množství organických látek se odvíjí barva ornice, která se pohybuje mezi šedohnědou až černou barvou (Sáňka a kol. 2018). Lesní půdy mají mocnost vrchní humusové vrstvy malou, takže tmavší zbarvení do černé je pouze v povrchovém horizontu, kdy s větší hloubkou půdy množství humusových látek ubývá a zbarvení půdy se mění. Oproti zemědělským půdám, u kterých dochází v důsledku obdělávání ornice k homogenizaci vrchní vrstvy, mají lesní půdy v profilu větší barevnou proměnlivost. Vrchní vrstva, obsahující organické látky z rozložených opadaných částí rostlin a stromů není do nižších půdních vrstev zapracovávána jako je tomu u zemědělské kultivace a je proto lépe odlišitelná od nižších horizontů (Sáňka a Materna 2004).

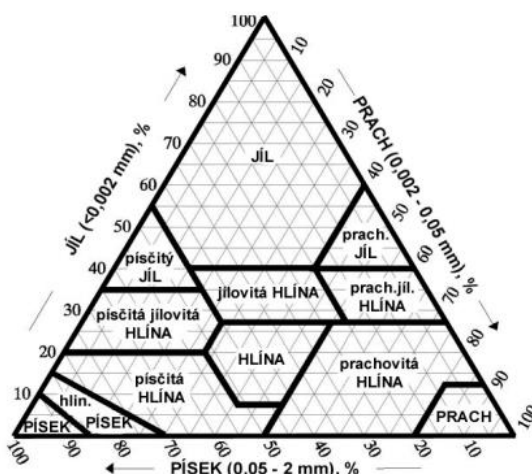


Obrázek 4: Stránka z Munsellových tabulek (Vopravil a kol. 2010).

Konkrétní barevné označení můžeme provést buď slovním pojmenováním na základě odhadu, např. hnědočerná barva půdy a nebo za pomoci Munsellovy barevné tabulky (obrázek 4), kterou se provádí srovnávání barvy s vlhkým půdním vzorkem. Pořadí jednotlivých barev při slovním vyjádření udává, která barva je zastoupena ve větší či menší míře. První je uvedena barva s nejmenším zastoupením a poslední s největším zastoupením. Kniha Munsellových tabulek se využívají pro přesnější barevné označení půdy. Při porovnávání půdního vzorku podle tabulky na pravé straně knihy se nejprve stanoví odstín (hue), který je na každé straně jiný pod jiným kódem a následně dle vertikální a horizontální barevné stupnice se stanoví sytost (chroma) a světlost (value) barvy. Konečné barevné označení může být stanoveno například 7.5YR 7/6, kdy 7.5YR je hodnota odstínu, číslo 7 je světlost a číslo 6 označuje sytost barvy. V levé části knihy je dle stanoveného kódu možné zjistit slovní vyjádření dané barvy, u uvedeného kódu je to barva červenožlutá (reddish yellow) (Vopravil a kol. 2010).

3.6.2. Textura

Textura půdy, neboli také zrnitostní složení či půdní druh je jednou z nejzákladnějších a trvalých vlastností, která určuje zrnitostní poměry v půdě od nejjemnějších po nejhrubší. Textura ovlivňuje mnoho vlastností půdy jako je její vodní režim, transport živin pro rostliny, půdní soudržnost, obsah organické hmoty a jiné. Dle mezinárodního systému U.S. Department of Agriculture (USDA) je textura minerálních půd klasifikována ve 12 třídách na základě poměru zastoupení zrnitostních frakcí písku, prachu a jílu podle graficky znázorněného trojúhelníkového diagramu (obrázek 5). Z diagramu lze vyčíst, že velikost zrn je u jílu menší než 0,002 mm, u prachu 0,002 až 0,05 mm a u písku 0,05 až 2 mm. Obecně lze konstatovat, že půdy s jemnější texturou obsahují více jílu a s hrubší texturou obsahují větší procento písku (Eash a kol. 2015). Hrubší půdy, tedy půdy písčité, disponují lepší vsakovací schopností, na druhou stranu díky větším pórům i horší udržitelností vody a jejím lepším odtokem. Jelikož je tato půda lépe provzdušněná, dochází k výraznému ovlivnění organické hmoty mineralizací a díky tomu se snižuje její objem v půdě. Naopak půda jílovitá je méně provzdušněná, má sníženou vsakovací schopnost, ale vodu kterou obsahuje dokáže mnohem lépe zadržet. Půdy s výše uvedeným zrnitostním zastoupením pod 2 mm nazýváme jemnozem. Velikost částic nad 2 mm se označují jako skelet a dělíme ho na hrubý písek 2 až 4 mm, štěrk 4 až 30 mm, kameny 30 až 300 mm a více jak 300 mm nazýváme balvany.



Obrázek 5: Diagram půdní textury podle systému USDA (Pavlu 2018).

V Česku se můžeme také setkat s klasifikační stupnicí podle Nováka (1953), jejímž principem hodnocení je zohlednění obsahu jílovitých částic o velikosti menší než 0,001 mm. Následující tabulka znázorňuje rozdělení jednotlivých půdní druhy dle Novákovi stupnice (Vopravil a kol. 2010).

Kategorie	Charakteristika	Označení	Obsah částic <math><0,01\text{ mm}</math>	Půdy
1.	písčítá zemina	p	0 - 10 %	lehké
2.	hlinitopísčítá	hp	10 - 20 %	
3.	písčitohlinitá	ph	20 - 30 %	střední
4.	hlinitá	h	30 - 45 %	
5.	jílovitohlinitá	jh	45 - 60 %	těžké
6.	jílovitá	jv	60 - 75 %	
7.	jíl	j	> 75 %	

Tabulka 1: Novákova klasifikační stupnice (Vopravil a kol. 2010).

V tabulce 1 je znázorněno rozdělení půd na lehké, střední a těžké. Toto rozdělení nemá souvislost s vlastní vahou půdy, ale jak je daná půda zpracovatelná. Tato specifikace půdy se využívá převážně v zemědělství, kdy lehké půdy se obdělávají snadněji a naopak těžké půdy jsou obdělávatelné hůře (Šimek a kol. 2015). Nejvíce zastoupenou skupinou v Česku jsou hlinité střední půdy, avšak u některých lesních půd je velmi důležité větší zastoupení skeletu, který významně působí na půdotvorné procesy a půdní úrodnost (Sáňka a Materna 2004).

Ke zjištění zrnitosti půdy můžeme využít laboratorní rozbor, který nám umožňuje přesnější určení zastoupení jednotlivých částic a následné odečtení v diagramu (obrázek 5), pomocí kterého můžeme stanovit půdní druh. Pokud potřebujeme určit texturu přímo v terénu, využívá se metoda pomocí tření vlhké půdy mezi prsty, nejčastěji mezi ukazováčkem a palcem, kdy se textura stanoví podle pocitu odhadem. Touto metodou se snažíme rozpoznat drsnost, hladkost a lepidlost testovaného vzorku. Pokud je půda příliš lepidlá, jedná se pravděpodobně o jílovitou půdu. Pokud je naopak

půda pocitově drsná, obsahuje větší množství písku a jedná se tedy o půdu písčitou. Množství organické hmoty v půdě může tuto metodu ovlivnit, jelikož písčité půdy obsahující organickou hmotu může pocitově působit jemněji než ve skutečnosti je a naopak jílovité půdy se mohou zdát drsnější (Eash a kol. 2015). V terénu lze využít pro stanovení zrnitosti i metodu, o které píše Penížek s kol. (2019b), kdy z vlhkého půdního vzorku o množství kávové lžičky tvarujeme kuličku nebo váleček. U písčité půdy nelze vytvarovat nic, jelikož zrnka jsou vzájemně nesoudržná. Z hlinitopísčité půdy se podaří vypracovat kuličku, ale váleček vytvořit není možné. Písčitohlinitá půda umožňuje vytvořit z kuličky pouze krátký váleček. Z hlinité půdy vyválíme váleček o délce zhruba 15 cm. Jílovitohlinitá půda je soudržnější a umožní vytvarovat z válečku podkovu, ale při větším ohybu se začne lámat. Váleček z hlinitojílovité půdy je možné zahrnout až do kroužku s viditelnými prasklinami a u jílovité půdy je lehce vytvořený kroužek bez prasklin.

3.6.3. Struktura

Struktura půdy se dá charakterizovat jako prostorové uspořádání pevných půdních částic a pórů do půdních agregátů. Má významný vliv na většinu půdních procesů jako je vodní režim půdy, transport živin, fungování mikroorganismů, rozklad a uchování organické hmoty v půdě, teplotní režim půdy, provzdušnění a jiné. Jednotlivé půdní částice jsou k sobě vzájemně vázány různými mechanismy a tím vytvářejí jednotlivé agregáty o různých rozměrech. Půdní struktura je proměnlivá vlastnost půdy, která podléhá dynamickým změnám v důsledku působení jak vnitřního půdního prostředí tak vnějších okolních vlivů, jako například vliv klimatu a lidské činnosti. Jelikož jde v půdní struktuře o dynamický vývoj, tak můžeme říci, že dochází ke dvěma základním a odlišným změnám, které probíhají prakticky současně a nelze je tak dobře od sebe odlišit. Jde o proces agregace, kdy dochází k vázání jednotlivých půdních částic do agregátů a o procesy vedoucí k rozpadu agregátů (Huang a kol. 2011).

Půdní struktura má významný vliv na půdní pórovitost. Větší póry tzv. makropóry jsou umístěny převážně mezi jednotlivými agregáty a malé póry, tzv. mikropóry, jsou zejména součástí samotných agregátů. Tím dochází k zásadnímu ovlivnění již zmíněného vodního a vzdušného režimu v půdě. Struktura půdy se formuje zároveň s půdotvornými procesy a je nepřetržitě ovlivňována fyzikálními, chemickými a biologickými vlivy. Do první skupiny se řadí například kolísání vlhkosti v půdě. Pokud půda vyschne, dojde k jejímu smrštění a popraskání, čímž vzniknou různé štěrbin. Dále to mohou být výkyvy teplot od zamrznutí po roztátí půdy, a díky tomu dochází k tvorbě mezer. U chemických vlivů je třeba zmínit zejména vazby jílovitých částic, které jsou při tvorbě agregátů důležité. Z biologických činitelů je půdní struktura ovlivňována mikroorganismy, půdními živočichy a kořeny rostlin. Působením mikroorganismů dochází k dekompozici odumřelých rostlinných a živočišných látek a vzniká tak nová organická hmota. Půdní živočichové strukturu ovlivňují jednak svým transportem v půdě tvorbou cestiček, ale také látkami, které vylučují. Kořeny rostlin v místě jejich výskytu využijí pro svou potřebu půdní vodu a dojde tak ke smrštění

půdy. Pokud dojde k odumření kořenů, následuje jejich rozklad na organickou hmotu a vznikne zůstane po nich půdní prostor (Šimek 2005).

Na vzniku kvalitních a nejsoudržnějších agregátů se zásadním vlivem podílí organická hmota a vyměšované slizové látky půdních živočichů a mikroorganismů. Kvalita soudržných agregátů pozitivně ovlivňuje pórovitost a provzdušnění půdy, a je ideálním prostorem pro edafon, čímž se kvalita půdy zlepšuje. S tím souvisí i lepší schopnost půdy zadržovat vodu. Půdy, které obsahují pevné agregáty mají dobrou a stabilní strukturu a jsou více odolné proti erozím a utužení. Naopak půdy obsahující agregáty, které nemají tak dobrou pevnost se mohou působením vody rozpadnout a dochází tak k jejich slévání a utužení. Takové půdy nemají dobrou strukturu a nejsou ideálním prostředím pro vývoj edafonu a rostlin (Šantrůčková 2014).

Na pevnosti agregátů je přímo závislá stabilita půdní struktury. Čím jsou agregáty pevnější, tím je struktura půdy stabilnější. Kvalitu stability lze zjistit zvlhčením půdy, kdy v případě nesoudržných agregátů dochází k jejich rozpadu. Pokud se půdní částice nevážou do půdních agregátů a půda je tak v prostém stavu, hovoříme o bezstrukturním stavu půdy. Tento stav může nastat také v případě, pokud se půda slije do jednoduššího a souvislého celku (Tomášek 2007). Pokud budeme hovořit o stabilitě struktury u zemědělsky obdělávané půdy, zde je třeba zmínit, že narozdíl od půd, které nejsou kultivované a jsou součástí přirozeného ekosystému, je struktura zemědělské půdy ovlivňována také zemědělskými stroji a kultivačními mechanismy. Dochází zde k dvěma odlišným vrstvám. Vrchní, orniční vrstva, která je provzdušňována samotným obděláváním a vrstva pod ornici, která je zhutňována koly těžkých zemědělských strojů. Odolnost těchto půd je závislá na zrnitosti (textuře) půdy, množství humusových látek a půdní vlhkosti (Šimek 2005).

Pro posouzení půdní struktury se zkoumá velikost agregátů včetně poměru jednotlivých rozměrů, dále pak tvar a povrch, a další fyzikální, chemické a biologické vlastnosti (Sáňka a kol. 2018). Velikost agregátů rozdělujeme na dvě skupiny a to na makroagregáty o velikosti větší než 0,25 mm a mikroagregáty, které mají velikost menší než 0,25 mm. U porovnávání poměrů mezi jednotlivými rozměry agregátu, rozdělujeme tyto rozměrové rozdíly na dvě skupiny. První skupinou jsou agregáty, u kterých jsou všechny tři rozměry podobné, např. struktura hrudkovitá a druhou skupinou jsou agregáty, které mají jeden či dva rozměry odlišné, např. struktura destičkovitá (Vopravil a kol. 2010).

Kulovitá	Polyedrická	Hranolovitá (prizmatická)	Deskovitá
hrudovitá	polyedrická	hrubě prizmatická	deskovitá
hrudkovitá	drobně polyedrická	prizmatická	destičkovitá
drobtová		drobně prizmatická	lístkovitá
jemně drobtová			
práškovitá			

Tabulka 2: Základní typy půdní struktury (Sáňka a kol. 2018).

3.6.4. Pórovitost

Se strukturou půdy má úzkou souvislost i půdní pórovitost. Půdní póry jsou prostory, vyskytující se mezi pevnou částí půdy a jsou vyplněné buď půdním vzduchem, nebo půdní vodou. Fungují jako transportní prostor pro půdní vodu, která podle velikosti pórů buď kapilárně vzlíná proti směru gravitace, nebo působením gravitace klesá do nižších horizontů. V místech kde se půdní voda nevyskytuje, je v pórech nahrazena přítomností půdního vzduchu. Jednotlivé póry mohou mít rozličnou velikost i tvar a jsou vzájemně propojeny (Pokorný a kol. 2007). Velikost půdních částic a množství organické hmoty určuje množství a velikost pórů. Svoji roli hrají také kořeny rostlin, které vyplňují póry prorůstáním do půdního profilu a přítomnost půdních organismů, pro které jsou póry životním prostorem. Pórovitost zajišťuje půdě její provzdušnění, které je pro kořeny rostlin a život půdních organismů zásadní. Proto můžeme konstatovat, že půdní póry mají stejně velký význam jako pevná část půdy (Chemnitz a Weigelt 2015). Pórovitost půdy jejíž množství se udává v objemových procentech je jednou z nejdůležitějších půdních veličin. Póry můžeme dělit podle jejich velikosti na makropóry a mikropóry. Hranice mezi tímto rozdělením je velikost 30 μm až 50 μm . Makropóry mají větší velikost než uvedené hraniční rozmezí a mikropóry naopak menší velikost. Toto rozdělení je na základě jejich schopnosti zadržovat vodu. Velikost makropórů nedovoluje vodu zadržet a voda z nich gravitací odtéká, naproti tomu mikropóry jsou schopny díky své velikosti vodu vázat pomocí kapilárních sil (Vopravil a kol. 2010). Sáňka a kol. (2018) toto rozdělení podle velikosti specifikuje na tři základní skupiny a to na kapilární, semikapilární a nekapilární. Jde prakticky o podobné rozdělení, kdy kapilární a semikapilární můžeme srovnat s mikropóry a nekapilární s makropóry. Velikost nekapilárních pórů je větší než 50 μm , semikapilární mají velikost 0,2 až 50 μm a kapilární jsou o velikosti menší než 0,2 μm . Podle Pavlů (2018) můžeme póry rozdělit na základě jejich velikosti také na póry gravitační, které se nacházejí převážně mezi agregáty a kapilární, nacházející se uvnitř agregátů. Gravitační póry mají takovou velikost, kdy voda již není schopna kapilárního vzlínání a z těchto prostor odtéká působením gravitace. Naopak kapilární póry jsou dostatečně úzké na to, aby v nich působili kapilární síly a voda v nich zadržována nebo kapilárně vzlíná proti směru gravitace. Pokorný a kol. (2007) velikost gravitačních a kapilárních pórů specifikuje tak, že se za kapilární póry považují póry o velikosti menší než 0,2 mm a gravitační póry mají velikost větší než 0,2 mm.

Organická hmota, která má význam pro tvorbu půdní struktury, ovlivňuje také míru pórovitosti v lesních půdách. Jelikož se v lesních půdách nachází vyšší zastoupení skeletu, vytváří skelet také významným prvkem podílejícím se na pórovitosti lesních půd. Mezi množstvím skeletu a množstvím větších pórů je přímá úměra. Pokud lesní půda obsahuje více skeletu, je v dané půdě přítomno i více větších pórů. Vrchní vrstva lesní půdy je organickým horizontem a obsahuje velmi vysokou pórovitost, která sahá až k 80 % (Sáňka a Materna 2004).

Hodnota pórovitosti se zjišťuje z neporušených vzorků, které se zajišťují pomocí ocelových válečků o objemu 100 m³, tzv. Kopeckého válečky. Pórovitost minerálních půd je ve vrchním horizontu obvykle 40-60 % (Vopravil a kol. 2010).

3.6.5. Specifická a objemová hmotnost půdy

S pórovitostí půdy úzce souvisí i další dvě půdní vlastnosti. Objemová hmotnost a specifická hmotnost půdy. Specifická, neboli měrná hmotnost půdy je hmotnost pevných půdních částic k danému objemu půdy bez ohledu na půdní póry a vlhkost. Tato hmotnost se převážně vyjadřuje v g/cm³. Závisí na hmotnosti jednotlivých druhů minerálních částic a obsahu organických látek, které půda obsahuje. Jelikož má organická hmota menší specifickou hmotnost než minerální složka půdy, tak její množství ovlivňuje specifickou hmotnost půdy. Z toho vyplývá, že půdy s vyšším obsahem organické hmoty mají menší specifickou hmotnost než půdy čistě minerální. Pokud toto pravidlo vztáhneme na půdní horizonty, tak platí, že vrchní humusové horizonty mají nižší specifickou hmotnost, než spodní minerální horizonty. Pro určení specifické hmotnosti je využívá vzorek porušené půdy a stanovuje se bez obsahu pórů pyknometrem (Sáňka a kol. 2018).

Objemová hmotnost půdy je hmotnost objemu neporušené půdy včetně všech pórů a případné půdní vody, která je v pórech obsažena. Její hodnota je stejně jako u specifické hmotnosti udávána v g/cm³. Jednotlivé části, které ovlivňují objemovou hmotnost půdy jsou specifická hmotnost půdy, tedy hmotnost pevných půdních částic, pórovitost a obsah půdní vody. Vzhledem k tomu, že objemová hmotnost je ovlivněna přítomností a množstvím půdní vody, která není v půdě trvale přítomna ve stejném množství, je tato hodnota nestálou veličinou. Objemová hmotnost půdy může být rozdělena na objemovou hmotnost suché půdy, jejíž hodnota je trvalejší, nazývá se také objemová hmotnost redukováná a vlhké půdy, která má nestálou hodnotu vlivem výkyvů vodního režimu půdy, nazývaná také jako objemová hmotnost neredukovaná. Objemová hmotnost půdy směrem k nižším půdním horizontům většinou stoupá (Pokorný a kol. 2007). U zemědělských půd se za pomoci objemové hmotnosti půdy posuzuje její zhutnění, které využívá analýzu vzorku porušené půdy odebrané do ocelových Kopeckého válečků o objemu 100 cm³. Stanovuje se poměr mezi objemovou a specifickou hmotností půdy. Pokud je daný poměr mezi těmito veličinami malý, jedná se o půdu vysoce zhutnělou a naopak pokud je poměr velký, je to známka značné půdní pórovitosti a malého zhutnění (Sáňka a kol. 2018).

3.6.6. Hloubka půdy a skeletovitost

Jako základní fyzikální vlastnost půdy můžeme také charakterizovat její hloubku. Hloubka půdy se měří od půdního povrchu až po jednu z hranic, kterými jsou rozmezí s horizontem matečné horniny (geologickým podložím), nebo silně skeletovitým horizontem, případně hladinou stálých podzemních vod s běžnou hloubkou 150 cm. Tato mocnost půdy je prostorem pro kořenový systém většiny rostlin a pro hromadění půdní vody a živin. Jde tedy o produkční vrstvu půdy a hloubka je ukazatelem této půdní funkce. Půda je více produktivní, pokud má větší mocnost, jelikož rostlinám

nabízí větší prostor pro kořenový systém a umožňuje hromadění většího množství půdní vody a živin. Rozdíl mezi produktivitou mělké a hluboké půdy se projeví především při negativních vnějších vlivech, které na rostliny působí. Hloubku půdy dělíme na základní tři kategorie podle následující tabulky 3 (Vopravil a kol. 2010).

Kategorie	Hloubka	Charakteristika
0	> 60 cm	hluboká
1	30 - 60 cm	středně hluboká
2	< 30 cm	mělká

Tabulka 3: Kategorie hloubky půd (Vopravil a kol. 2010).

Skeletovitost půdy je vyjádřena objemovým procentem obsahu půdních minerálních částic, které jsou větší než 2 mm. Jednotlivé velikostní frakce skeletu jsou rozděleny na čtyři kategorie. První kategorie s nejmenší zrnitostí je hrubý písek o velikosti 2 až 4 mm, o něco větší je štěrk s velikostí 4 až 30 mm, třetí kategorie zahrnuje kameny o velikosti 30 až 300 mm a poslední a největší jsou balvany, které mají velikost větší než 300 mm. Obsah skeletu v půdě a jeho množství ovlivňuje mnoho půdních charakteristik, jako třeba půdní produktivitu snížením hloubky půdy, zásadně ovlivňuje objemovou hmotnost půdy, její teplotu, sklon k eroznímu ohrožení, vodní režim a jiné. Skeletovitost zjišťujeme z vykopaného půdního profilu či odebraného vzorku za pomoci rýče z orníční vrstvy (Vopravil a kol. 2010). Skeletovitost lesních půd má významný vliv na půdotvorné pochody a také na půdní úrodnost. Ve vyšších horských polohách je půdní profil formován pouze organickou vrstvou a skeletem, přičemž tyto půdy nazýváme jako tzv. dvoufázové. U těchto dvoufázových půd vrchní organická vrstva navazuje na níže položený a méně rozvinutý A horizont skeletu, pod kterým se nachází C horizont matečné horniny (Sáňka a kol. 2018). Hodnocení skeletovitosti a hloubky zemědělských půd můžeme najít i v bonitované půdní ekologické jednotce (BPEJ), kde její číslo je poslední pátou číslicí kódu. Množství skeletu obsaženého v půdě je vyhodnoceno podle jeho zastoupení v objemových procentech (tabulka 4) (Vopravil a kol. 2010).

Obsah skeletu (obj. %)	Charakteristika skeletovitosti
< 5	žádná
5 - 10	příměs
11 - 25	slabá
26 - 50	střední
51 - 75	silná
> 75	velmi silná

Tabulka 4: Hodnocení skeletovitosti (Vopravil a kol. 2010).

3.6.7. Teplota půdy

Velice důležitou fyzikální vlastností půdy, která není vidět, je teplota půdy. Hlavním zdrojem tepla je sluneční záření, které se průchodem přes atmosféru dostane na půdní povrch, od kterého se část slunečního záření odrazí, ale větší podíl je

absorbován do půdy. Teplota půdy významně působí na fyzikální, chemické a biologické půdní vlastnosti půdy, čímž ovlivňuje růst rostlin a půdní organismy. Intenzita slunečního záření a tedy míra dopadajícího tepla na půdu kolísá v průběhu dne přirozeným otáčením země, změnou klimatických podmínek, střídáním ročních období, klimatickou oblastí a nadmořskou výškou. Teplota půdy je tedy většinou nestálá a může se pohybovat od teplot zámrazných výrazně pod 0 °C až po tropické hodnoty nad 40 °C. Zamrzlé půdy po celý rok se nazývají permafrost, nacházející se zejména v oblastech polárních a subpolárních (Osman 2013). Čím je teplota půdy nižší, tím se také snižuje míra jednotlivých půdních procesů a u teplot pod 0 °C dochází k zastavení činnosti půdních organismů, přítomná půdní voda zamrzá a svým rozpínáním půdu trhá (Šimek 2005). Jak rychle a hluboko dojde k promrznutí půdy záleží na její zrnitosti. Těžké jílovité půdy, které lépe zadržují vodu promrzají mnohem pomaleji a do menších hloubek než lehké písčité půdy. Stejně jako zamrzání půdy, které postupuje od půdního povrchu směrem hlouběji do půdy, postupuje i rozmrzání půdy. To má za následek, že roztátá voda z vrchní vrstvy se díky stále zamrzlé nižší vrstvě nemá kam vsakovat a dochází k povrchovému odtoku a tedy k vodní erozi. V našem podnebí půdy obvykle zamrzají maximálně do 1 m (Pavlů 2018). Tak jak se mění intenzita tepelné energie dopadající na půdu, dochází také k teplotním výkyvům v půdě, které jsou nevíce patrné ve vrchních vrstvách a s hloubkou půdy se tyto výkyvy zmenšují (Šantrůčková 2014).

Aby došlo k navýšení teploty půdy o 1 °C, je nutné půdě dodat určité množství tepla, které se nazývá tepelná kapacita. Hodnota tepelné kapacity je závislá na obsahu minerálních látek a organické hmoty, na množství půdní vody a zda má půda vegetační pokryv či je bez porostu. Půdní voda je výrazným činitelem, který ovlivňuje hodnotu tepelné kapacity. Na zvýšení teploty o 1 °C mokré půdy je potřeba až pětinasobek tepelné energie oproti půdy suché (Osman 2013). Z toho lze odvodit, že písčité půdy, které oproti jílovitým půdám zadržují méně vody, mají menší tepelnou kapacitu než půdy jílovité. Obecně je tedy suchá půda o pár stupňů teplejší než půda vlhká, jelikož je část tepelné energie vlhké půdy spotřebována na evaporaci (Šantrůčková 2014).

Teplota je přenášena vždy směrem od teplejší části materiálu k chladnější. Jelikož je půda zahřívána slunečním zářením na povrchu, dochází k přenosu tepla ze zahřátého povrchu půdy do spodních chladnějších vrstev. Směrem k nižším vrstvám půdy je teplo šířeno díky vzájemnému dotyku částic, kdy hovoříme o přenosu tepla vedením, pak také za pomoci vzduchu prouděním a na dálku sáláním. Tento jev se nazývá tepelná vodivost a v souvislosti s půdou je definována jako rychlost přenesené tepelné energie z povrchu půdy do vrstvy podloží. Jelikož má každý materiál jinou tepelnou vodivost, je přenos tepla v půdě závislý na jejím složení, tedy na obsahu minerálních částic, humusových látek, množství vlhkosti a půdního vzduchu, z čehož plyne, že má tepelná vodivost souvislost s tepelnou kapacitou. U minerálních látek záleží jak moc jsou ve vzájemném kontaktu jednotlivé částice a proto písčité půdy, který mají menší vzájemnou těsnost částic a zadržují méně vody než jíl, mají tím pádem menší tepelnou vodivost než jílovité půdy. Přítomností organické hmoty v půdě se zvyšuje půdní

pórovitost, což přináší efekt snížení kontaktu jednotlivých půdních částic. To má za následek, že půdy s vysokým obsahem organické hmoty mají menší tepelnou vodivost a naopak se zhutněním půdy, tepelná vodivost vzroste (Osman 2013). Vysoké množství vody v půdě zvyšuje její tepelnou vodivost a lépe tak odvádí teplo do hlubších půdních vrstev půdy než půdy suché. Na druhou stranu se mokré půdy ohřívají pomaleji, jelikož mají velkou tepelnou kapacitu a potřebují na zahřátí větší množství tepelné energie, což je způsobeno tím, že voda půdu ochlazuje a část tepla je využita pro výpar (Pavlů 2018).

Teplotu půdy přímo ovlivňují i další parametry. Barva půdy ovlivňuje odraz či vstřebání tepelné energie do půdy. Čím je barva půdy tmavší, tím lépe dokáže tepelnou energii vstřebat a lépe se tedy ohřívá. Světlejší půdy jsou tedy více chladnější než půdy tmavé. Další parametr je kompozice svahu, kdy záleží pod jakým úhlem sluneční záření dopadá na půdní povrch a zda jde o půdu na stinných či slunečných svazích. Při kolmém dopadu se půda zahřívá více než při šikmém dopadu slunečního záření. Ve vyšších nadmořských výškách jsou půdy chladnější než v nižších polohách a půdy v tropických oblastech jsou zase mnohem více teplejší než oblastech mírného pásma. Záleží tedy i na nadmořské výšce a podnebí. Vegetační pokryv ovlivňuje dopadající sluneční záření na půdu tím, že odráží určité množství tepelné energie a na druhou stranu snižuje tepelné ztráty z půdy. Tím způsobuje, že v chladném období půdu udržuje teplejší než kdyby byla bez pokryvu a v teplém období naopak půdu udržuje chladnější (Osman 2013).

Jak již bylo zmíněno v úvodu této kapitoly, teplota půdy působí na půdní procesy, růst rostlin a půdní organismy. Pro správný růst potřebují rostliny ideální rozmezí teploty půdy pro absorbování živin a vody, přičemž jsou rostliny daleko víc citlivé na kolísání teplot půdy než na kolísání teplot vzduchu (Pavlů 2018). Každá rostlina potřebuje jiné optimum půdní teploty a pokud dojde k poklesu pod minimální vhodnou teplotu dojde k razantnímu snížení příjmu vody a živin a i když je půda vlhká, rostlina uschne (Šantrůčková 2014). Jelikož může dojít v teplém období k příliš vysoké teplotě půdy a v chladném období zase k příliš nízké teplotě půdy, které nejsou vhodné pro ideální růst rostlin, je možné zejména u zemědělsky pěstovaných plodin teplotu půdy upravovat. To můžeme docílit např. v letním období zavlažováním a v chladnějším období mulčováním půdy. U mikroorganismů existuje, stejně jako u rostlin, optimální teplota, která zajišťuje jejich nejrychlejší růst a činnost přeměn organické hmoty. Každý proces přeměny organické hmoty má jiné optimální teplotní rozmezí. V případě, že v půdě nejsou optimální teplotní podmínky, dochází k transformačním procesům organických látek mnohem pomaleji. Pokud teplota půdy klesne pod 5 °C činnost mikroorganismů se zastaví a v tomto případě hovoříme tzv. biologické nule (Osman 2013).

3.6.8. Konzistence

Konzistence půdy je vlastnost vyjádřená určitou kompaktností a vzájemnou přilnavostí půdních částic za různé vlhkosti. U zjištění konzistence půdy se pracuje

s několika parametry, které mají svůj specifický charakter. Jedná se o lepivost půdní hmoty s vysokým obsahem vody, dále půdní plasticitu za přítomné vlhkosti, u lehce zavlhlé půdy zjišťujeme pevnost a u zcela suché půdy její tvrdost (Vopravil a kol. 2010). Z uvedeného plyne, že konzistence půdy v různém vlhkostním stupni je vlastnost, ukazující jak bude půda reagovat při mechanickém zpracování. V terénu využíváme subjektivní metodu odhadem za pomoci ukazováčku a prstu, kdy půdní vzorek mezi prsty zpracováváme podle parametru, který vyhodnocujeme (Eash a kol. 2015). U mokré půdy zjišťujeme její lepivost stiskem vzorku mezi prsty a jejich následného oddálení. Výsledkem mohou být čtyři stupně lepivosti. Silně lepivá půda při oddalování prstů klade relativně silný odpor, který je možné pocítit a půda na prstech drží velmi dobře. Lepivá konzistence také zanechává na prstech půdu, ale její přilnutí není tak silné jako u silně lepivé konzistence a při oddalování prstů lze pocítit menší odpor. U slabě lepivé půdy odpor při oddalování prstů necítíme a půda, která na prstech zůstává lehce odpadne. Pokud na prstech půda vůbec nezůstává a dojde prakticky ihned k jejímu odpadnutí, jedná se o půdu nelepivou. U vlhké půdy zjišťujeme půdní plasticitu za použití mechanického zpracování vzorku do tvaru válečku. Jestliže se z půdy nepodaří vypracovat váleček vůbec, jedná se o neplastickou půdu a pokud se s komplikacemi podaří vypracovat pouze silný váleček, jde o půdu slabě plastickou. V případě, že se dojde k vypracování váleč o síle 1 až 3 mm bez komplikací a následným zakřivením popraská, jedná se o půdu plastickou. Z půdy silně plastické je možné vyválet váleček o síle 1 mm a následně ho ohnout bez jeho popraskání. Poslední parametry konzistence, pevnost a tvrdost, se vyhodnocují z lehce zavlhlé a suché půdy a jsou stanoveny do šesti kategorií:

1. Kyprá, sypká - půda je prašná, rozpadá se a je nekompaktní.
2. Drobnivá - při lehkém stisku mezi prsty se půda rozpadá.
3. Soudržná - pokud půdu stiskneme mezi prsty, půda vyvíjí určitý odpor a je zapotřebí použít větší sílu, aby se půda drolila.
4. Ulehlá (silně, slabě) - u suché půdy za použití nože je potřeba vyvinout větší sílu, aby nůž vnikl do půdy.
5. Tuhá, tvrdá - nevyužívá se stisk mezi prsty. Pro rozpad půdy je potřeba vytvořit větší tlak a při použití nože a větší síly nůž vniká 1 až 2 cm do půdy.
6. Velmi tuhá, velmi tvrdá - u suché půdy nelze nůž do půdy vpravit a je nutné vytvořit značný tlak, aby došlo k rozpadu půdy, který probíhá postupných odlamováním částí (Vopravil a kol. 2010).

Pro půdní konzistenci je zásadní obsah a druh jílovitých částic, jelikož vazba mezi jílovitými částmi je těsná. Pokud jsou jílovité půdy suché, jsou velmi tvrdé, v případě přítomnosti vlhkosti je plastická a pokud je jílovitá půda mokrá, je silně lepivá (Eash a kol. 2015).

3.6.9. Půdní vzduch

Půdní vzduch se vyskytuje v půdních pórech, ve kterých se nenachází voda a jeho přítomnost je zásadní pro chemické půdní procesy. Je důležitým zdrojem kyslíku pro

kořenové systémy rostlin a půdní organismy. Ačkoli jde o vzduch, který se do půdy dostává z atmosféry, jeho složení není zcela totožné. Liší se zejména v množství kyslíku (O_2), kterého je v půdním prostředí méně a v množství oxidu uhličitého (CO_2), jehož zastoupení je v půdě naopak vyšší (Vopravil a kol. 2010). Provzdušněná půda má zhruba 10 krát více oxidu uhličitého než je jeho množství v atmosféře. U půd těžkých jílovitých nasycených vodou a v prostoru rhizosféry může jít o množství až tisíc krát větší (Šantrůčková 2014).

Rozdíl v obsahu kyslíku a oxidu uhličitého je zejména z důvodu využívání kyslíku půdními organismy, čímž je jeho obsah snižován a zvyšování obsahu CO_2 vlivem biologických respiračních procesů. Obsah půdního vzduchu se snižuje se zvyšováním obsahu vody v půdě. Čím je v půdě větší obsah vody, tím je také více snížena výměna vzduchu mezi půdou a atmosférou, jelikož voda vytváří překážku pro snadnou výměnu vzduchu. Pokud je půda řádně provzdušněná, může obsahovat až 20 % kyslíku. Při dlouhodobém zamokření půdy může nastat situace, kdy bude kyslík zcela spotřebován. Jelikož v půdě neustále dochází ke změnám vodního a vzdušného režimu, je rychlost a snadná výměna půdního a atmosférického vzduchu nestálá, což se odráží i na proměnlivém složení půdního vzduchu (Osman 2013). Způsoby transportu jednotlivých půdních plynů jsou difúze a proudění. To jak rychle dochází k difúzi plynů je do značné míry ovlivněno propojeným systémem půdních pórů a jejich rozměry (Šantrůčková 2014). Pokud tedy dojde ke snížení obsahu půdního vzduchu úbytkem pórovitosti, či zaplavením půdy vodou, zásadním způsobem to může negativně ovlivnit nejen vývoj rostlin, ale i činnost mikroorganismů a s tím související půdní látkové přeměny. Plynné složky půdního vzduchu jsou také více či méně rozpuštěné v půdní vodě, což je dáno jejich rozpustitelností. Oxid uhličitý je v půdní vodě mnohem lépe rozpustitelný než kyslík a dusík a proto je oxid uhličitý v půdní vodě zastoupen ve větším poměru. Díky tomu je celkový obsah oxidu uhličitého v půdě stabilnější než obsah kyslíku, který je ve větší míře zastoupen pouze v půdním vzduchu, jehož množství je závislé na vodním režimu půdy. Ve vrchních vrstvách kvalitně zpracované půdy a s dobrou vzdušností je obsah kyslíku většinou alespoň 15 % a s klesající hloubkou obsah kyslíku klesá. Některé půdy mohou mít tak nízký obsah kyslíku, že se jeho koncentrace blíží až k nule. Jedná se zejména o půdy se špatnou strukturou a neprovzdušněné. Jelikož je většina kyslíku půdy obsažena v půdním vzduchu, je provzdušněnost půdy základním ukazatelem množství kyslíku v půdě. Na rozdíl od kyslíku, který je do půdy distribuován z přízemních vrstev atmosféry, je oxid uhličitý generován rozkladnými procesy organických látek a buněčným dýcháním. Množství oxidu uhličitého je závislé na zavodnění půdy, jelikož je jeho velká část v půdní vodě rozpuštěna. Pokud jsou půdy delší dobu zavodněné a zároveň je zvýšená i teplota půdy, může oxid uhličitý dosahovat maximální a podobné koncentrace v celém půdním profilu. Se snižující se hloubkou půdy až k hladině podzemní vody, může koncentrace oxidu uhličitého stoupat až ke svému maximu 10 až 20 %. Místo, kde oxid uhličitý dosahuje svého maxima, záleží na hladině podzemní vody. Pokud je hladina podzemní vody nízko, oxid uhličitý dosahuje svých maximálních hodnot přibližně v polovině půdního profilu, a u půd s vysokou hladinou

dosahuje největší koncentrace u hladiny podzemní vody. Jelikož se oxid uhličitý nachází také v půdní vzduchu, tak při jeho větším množství dochází v důsledku výměny půdního a atmosférického vzduchu k přenosu oxidu uhličitého do ovzduší (Šimek 2005).

3.6.10. Půdní voda

Voda se v půdě může vyskytovat ve všech třech skupenstvích, avšak nejdůležitější je kapalná fáze, která je zásadní pro růst rostlin. V půdním prostředí je voda vystavována půdním silám, které jsou specifické pro pórovité vlastnosti dané půdy, které určují jaká bude mezi vodou a půdními pevnými částicemi vzájemná přitažlivost (Vopravil a kol. 2010). Do půdy se voda dostává z různých zdrojů, ale nejvýznamnějšími jsou atmosférické srážky a částečně i podzemní vody. Na tom kolik se do půdy dostane srážkové vody, záleží na mnoha faktorech. Jedním z faktorů je množství vegetačního pokryvu, který je schopen určité množství dopadající vody zadržet, kdežto v místech kde vegetace není, srážky dopadají přímo na půdní povrch odkud se do půdy vsakují. Půdní voda využívá pro svůj pohyb a změnu také vlastní volnou energii, která je nazývána jako její potenciál. Pokud je v půdě vysoká vlhkost, tak má voda velkou energii, ale přitažlivá síla mezi vodou a pevnými částicemi je malá. Pokud tedy začne půdní vlhkost ubývat, energie vody se snižuje, ale začne sílit přitažlivost k půdním částicím. Půdní síly, které působí na pohyb vody jsou rozděleny do třech typů a to adsorpce, kapilární síly a gravitační síly. Adsorpční síly jsou velmi důležité, jelikož poutají vodu na povrch jednotlivých koloidních jílovitých částic převážně pomocí elektrostatických sil. Tyto síly jsou největší zejména v půdách jílovitých a s vysokým obsahem organické hmoty. Kapilární síly mají schopnost zadržovat půdní vodu v kapilárních pórech a její síla je závislá na velikosti pórů. Čím jsou póry větší, tím se kapilární síla snižuje a proto z velkých pórů půdní voda odtéká mnohem snadněji. Jakmile dojde k překročení velikosti pórů na nekapilární, kdy gravitační síly jsou silnější než kapilární, dochází k odtoku z půdních pórů působením gravitace (Ellis a Mellor 2002). Pokud vlivem gravitace odeče z nekapilárních pórů veškerá voda a v půdě zůstane voda pouze v kapilárních pórech, které jsou přístupné pro rostlinné potřeby, tomuto stavu říkáme maximální kapilární vodní kapacita (MKVK). Jestliže dojde ke ztrátě vody i z kapilárních pórů a půda neobsahuje vodu, kterou by rostliny mohli využít, dosáhla půda tzv. bodu vadnutí (Ellis a Mellor 2002; Vopravil a kol. 2010). Jelikož gravitačně odtékající voda z nekapilárních pórů odtéká poměrně brzy po nasycení půdy vodou, nepovažuje se tato voda za využitelnou rostlinami. Pokud dojde k plnému nasycení půdy vodou je obvykle podíl pevných půdních částic 50 % a zbytek tvoří voda. Díky tomu není v půdních pórech dostatek vzduchu pro kořeny rostlin. Z tohoto důvodu to většině rostlin v půdě plně nasycené vodou neprospívá (Foth 1990).

3.7. Chemické vlastnosti a charakteristiky

3.7.1. Organická hmota

Půdní organickou hmotu bychom mohli spíše zařadit mezi fyzikálně-chemické vlastnosti půdy, jelikož při přeměnných procesech dochází také k chemickým reakcím. Půda obsahuje organickou hmotu v relativně malém objemu a napříč půdami je její množství odlišné. Je složena z odumřelých částí rostlinných a živočišných ostatků v různé fázi rozkladu, které jsou nejen v půdě, ale i na jejím povrchu. Odumřelé části rostlin, kořeny a různé rostlinné zbytky jsou nejvýznamnějším zdrojem organické hmoty, která je primární zásobárnou živin a energie převážně většiny mikroorganismů. Významnou roli mají také půdní živočichové, např. žížaly, brouci, krtci a pod., kteří svým pohybem transportují částice organické a půdní hmoty a po odumření se jejich biomasa stává druhotným zdrojem půdní organické hmoty. Vzhledem k malému množství organické hmoty, kterou půda obsahuje, je její vliv na půdní vlastnosti neúměrně významný. Organická hmota je také velmi bohatá na přítomnost různorodých organických látek, odlišných typů sacharidů a dalších látek jako jsou bílkoviny, tuky, vosky a další.

Novou rostlinnou biomasu, která je vpravena do půdy, téměř okamžitě obsadí mikroorganismy, kteří začnou pracovat na rozkladném procesu. Zpočátku dochází k rozkladu lépe rozložitelných organických látek, jako jsou bílkoviny a škroby, přičemž mikroorganismy využívají organickou hmotu také jako zdroj živin a energie pro svoji potřebu. Současně začínají probíhat i procesy rozkladu hůře rozložitelných látek, jejichž rozklad probíhá mnohem pomaleji. Již při počátku rozkladu lépe rozložitelné organické hmoty, se začíná navyšovat množství mikroorganismů, což je doprovázeno tvorbou velkého množství oxidu uhličitého (CO_2). Početnost mikroorganismů začne klesat teprve tehdy, až jim dojde zdroj živin a energie z organické hmoty, tedy jakmile dojde k vyčerpání lépe rozložitelných látek. S klesající masou rozkládající se organické hmoty ustává i činnost mikroorganismů a jejich počet se vrátí téměř na původní hodnotu, která byla před započítáním rozkladu organické hmoty. Při těchto procesech dochází současně také k rozkladu organické hmoty, která byla přítomna v půdě již dříve. Čím je organická hmota starší, tím je vyšší obsah obtížněji rozložitelných a složitějších látek a méně látek jednodušších, lehce rozložitelných. Transformace uhlíku obsaženého v organické hmotě je z části spotřebován mikroorganismy při jejich činnosti, největší množství je přeměněno na oxid uhličitý a zbytek je transformován na stabilní huminové látky. Většina energie, která je uložena v organické hmotě se při rozkladných procesech uvolňuje ve formě tepla a pouze minimum energie je spotřebováno mikroorganismy. Z toho vyplývá, že při procesu dekompozice organické hmoty je průvodním jevem vznikající teplo (Šimek 2005).

Jednotlivé procesy rozkladu a přeměny organické hmoty se nazývají mineralizace, ulmifikace, karbonizace a humifikace. Z každého přeměnného procesu vzejde odlišný výsledný produkt. Výsledkem humifikace jsou huminové (humusové) látky, neboli humus, jehož částice jsou koloidní velikosti. Podle stupně rozpustnosti se huminové

látky dělí na huminové kyseliny, fulvokyseliny a humin. Huminové kyseliny vytváří dobrou stabilitu půdy a organické hmoty, která je tak rezistentní proti mikrobiálnímu rozkladu, mají všeobecně příznivý vliv na půdní vlastnosti a přispívají k činnosti mikroorganismů. Pro určení obsahu humusových látek v půdě se využívá určení oxidovatelného uhlíku (Cox) nepřímou metodou, která je u nás nejběžnější. Tato metoda spočívá v oxidaci organického uhlíku v prostředí s vyšším obsahem kyseliny sírové. Abychom zjistili obsah humusu v procentech, je potřeba výslednou hodnotu Cox vynásobit číslem 1,724 (Walteho koeficient), jelikož množství uhlíku v humusu tvoří 58 %. Výchozí organická hmota a podmínky, ve kterých probíhá proces humifikace organických látek mají zásadní význam na kvalitu a objem vytvořených huminových látek. Kvalita humusu je důležitým parametrem, který můžeme zjistit z poměru množství huminových kyselin k množství fulvokyselin. Pokud je výsledek větší než 1,5, jsou humusové látky velmi kvalitní a pokud je hodnota menší než 1, jedná se naopak o humus nekvalitní (Vopravil a kol. 2010). Další možností jak můžeme zjistit kvalitu humusu je stanovení poměru uhlíku k veškerému dusíku obsaženého v půdě. Jestliže je hodnota výsledku menší než 10, jsou humusové látky kvalitní, ale pokud je hodnota menší než 10, není kvalita humusu tak dobrá. První zmíněná varianta stanovení kvality humusu z podílu huminových kyselin vůči fulvokyselinám je mnohem více přesnější metodou. Další významnou hodnotou je stanovení obsahu humusových látek v půdě, jejichž množství je zásadní pro půdní úrodnost. Pokud jsme v terénu, můžeme obsah humusových látek posoudit např. na základě barvy humusové vrstvy a nebo v laboratoři za pomoci oxidovatelného organického uhlíku. Základní rozdělení množství humusu v půdě udávaného v procentech je znázorněno v tabulce 5 (Sáňka a Materna 2004).

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

Tabulka 5: Hodnocení obsahu humusu Tjurinovou metodou (Vopravil a kol. 2010).

3.7.2. Půdní reakce – pH

Reakce půdy odráží množství přítomných vodíkových iontů v půdní vodě a udává zda půda reaguje kysele, nebo alkalicky. Je vyjádřena číslem na stupnici od 1 do 14, přičemž neutrální je hodnota 7. Pokud se hodnota pH blíží směrem k číslu 1, tak se zvyšuje kyselá reakce, a indikuje to vyšší počet vodíkových iontů a naopak směrem k číslu 14 se zvyšuje alkalická reakce a počet vodíkových iontů klesá. Půdní pH výrazně ovlivňuje vývoj rostlin a mikroorganismy, jelikož udává jak dobře se živiny v půdní vodě rozpouští. Čím má půda nižší pH, tzn. že je kyselejší, živiny se v ní rozpouští lépe. To na druhou stranu může působit negativně, jelikož vysoké množství rozpuštěných živin může být pro rostliny a mikroorganismy jedovaté. Pokud má naopak půda pH vysoké, může dojít k opačnému extrému, kdy dojde k tak nízké

koncentraci rozpuštěných živin, že je rostliny a mikroorganismy mohou postrádat (Šimek 2005).

Rozlišujeme půdní reakci aktivní a výměnnou, kdy se každá stanovuje za pomoci jiného roztoku. Aktivní reakce se zjišťuje pomocí vodného roztoku s přidavkem půdního vzorku, kdežto výměnná reakce se určuje za pomoci solného roztoku, který dokáže odpoutat adsorbované vodíkové ionty z půdních koloidních částic, což vodný roztok u aktivní reakce nedokáže. Označení reakcí je závislé na použitém roztoku, kdy aktivní reakce se označuje jako pH_{H_2O} a výměnná reakce je označena podle typů použitého solného roztoku. Při použití roztoku chloridu draselného je označení pH_{KCl} a při použití roztoku chloridu vápenatého je označení pH_{CaCl_2} .

S kyselým půdním prostředím, souvisí i jeden z degradačních půdních činitelů a to acidifikace. Acidifikace je nejčastěji způsobována atmosférickými srážkami, které promývají znečištěné ovzduší a do půdy se dostávají oxidy síry a dusíku, které půdu okyselují. Přímým vlivem člověka jsou půdy acidifikovány hlavně v zemědělství, kdy může docházet k nesprávnému použití hnojiv (Vopravil a kol. 2010).

Jelikož mají jednotlivé druhy rostlin a mikroorganismy různé nároky na půdní pH a množství přítomných živin, tak pH půdy do jisté míry určuje, jaký bude mít půda vegetační pokryv a jaká bude druhová přítomnost půdních mikroorganismů (Šantrůčková 2014).

3.7.3. Sorpce půdy

Sorpce půdy, neboli sorpční půdní komplex, určuje jak je půda schopna vázat různé látky a živiny, přičemž je tato sorpce zejména na fázovém rozhraní mezi pevnými půdními částicemi a půdní vodou (Sánka a kol. 2018). Jde prakticky o sorpci iontů na povrchu půdních koloidních částic, jejichž množství se s obsahem v půdní vodě udržuje v rovnováze vzájemnou výměnou v místě fázového rozhraní pevné a kapalné látky. Dochází tedy k neustálému poutání iontů na povrch částic a zároveň k uvolňování do půdní vody. Jde tedy o nepřetržitý proces, který je vyvoláván narušením iontové rovnováhy okolními vlivy. Ionty se poutají na koloidní organické a anorganické částice, přičemž jejich vázání záleží na množství a kvalitě huminových a jílovitých částic. Jakou má půda sorpční schopnost, je udávána hodnotou kationtové výměnné kapacity, označované jako KVK, nebo T. Tato hodnota vyjadřuje kolik je půda schopna vázat iontů při neutrální půdní reakci pH 7 a je udávána v mmol na 100 g půdy. Půdní sorpce se rozděluje na fyzikální, fyzikálně-chemickou, chemickou a biologickou. Výměna iontů je sorpcí fyzikálně-chemickou a pro půdu je nejzásadnější (Vopravil a kol. 2010).

3.8. Klasifikace půd

Jelikož mají některé půdy společné znaky a charakteristiky, existuje stejně jako v jiném přírodním odvětví systém rozdělení půd na základě určitých společných rysů. U nás se používá od roku 2001 Taxonomický klasifikační systém půd České republiky

(Vopravil a kol. 2010 ex. Němeček a kol. 2001), který je hierarchicky uspořádán a má vazbu na mezinárodní klasifikační standardy. Rozdělení půd do jednotlivých kategorií je na základě specifických charakteristik půdních horizontů, např. barvy, jednotlivým uspořádáním vrstev, jejich mocností a dalších společných znaků (Pavlů 2018).

Klasifikace půd je rozdělena na následující úrovně. První, hierarchicky nejvyšší kategorií jsou referenční třídy půd, které korespondují s mezinárodní taxonomií a jejich název je zakončen - sol. Referenční třídy jsou obsáhlé soubory půd a jsou charakterizovány stejnými základními půdními znaky. Hierarchicky níže je kategorie půdních typů, která je u nás základní klasifikační kategorií. Charakteristické je pro půdní typy stejné umístění jednotlivých vrstev, vzešlé ze stejných půdotvorných procesů. Dalšími kategoriemi jsou půdní subtyp, varieta, subvarieta, substrátové a lokální půdní formy, degradační a akumulární fáze. Samostatná klasifikace, která není zahrnuta v této taxonomii je půdní druh, jehož stanovení je standardně užíváno a vyjadřuje půdní texturu. Dalším půdním označením, které není zahrnuto v taxonomii je substrátová příslušnost, stanovující z jakého půdotvorného substrátu půda vzešla, čímž charakterizuje jiné půdní vlastnosti jako je např. textura, skeletovitost, hloubka půdy a pod (Vopravil a kol. 2010).

Jako další klasifikační systém půd lze charakterizovat stanovení bonitované půdně ekologické jednotky (BPEJ), která hodnotí zemědělské půdy zejména z pohledu produkčních vlastností a výstupem ekonomického charakteru (VÚMOP ©2019a). BPEJ je stanoven číselným kódem, který se skládá z pěti čísel, např. 2.02.12. Číslo na prvním místě označuje kód klimatického regionu, do kterého daná půda spadá. Číslo na druhé a třetí pozici specifikuje hlavní půdní jednotku, z čehož lze v katalogu vyčíst údaje

o půdním typu a subtypu, na kterém půdotvorném substrátu vzniká, jakou má rychlost infiltrace a pod. Čtvrté číslo je kódem, určujícím jakou má půda sklonitost a jak je expozičně orientovaná. Poslední páté číslo určuje, jak je půda hluboká a kolik obsahuje skeletu. Z výše uvedeného vyplývá, že kód BPEJ udává o půdě podrobnější informace. Celkové vedené množství BPEJ kódů je v současné době v počtu 2278 (Novotný a kol. 2013).

3.9. Ohrožení půdy

Půda je neustále vystavována velkým množstvím vnějších vlivů, ať už přírodního charakteru, nebo zapříčiněné lidskou aktivitou. Pokud tyto vlivy způsobují snižování, či dokonce úplnou ztrátu půdních produkčních a mimoprodukčních vlastností, hovoříme o ohrožení či degradaci půdy. Mezi degradační činitele řadíme zejména zastavování území budovami, vodní a větrnou erozi, půdní acidifikaci (okyselování půdy), snižování množství organických látek, kontaminace škodlivinami, zhutnění půdy, odlesnění, vymýcení vegetačního pokryvu a nevhodná zemědělská činnost. Dá se říci, že největší ohrožení půdy má na svědomí lidská aktivita. Jednotlivé degradační faktory jsou vzájemně propojené a spuštěním jednoho dojde k následné

řetězové reakci, která může půdu zcela nenávratně poškodit (Vopravil a kol. 2010; Šimek a kol. 2015).

Z uvedených degradačních činitelů je u nás nejčastější vodní a větrná eroze, které způsobují transport půdních částic. Dochází tak ke ztrátě nejen půdního materiálu, ale také ke ztrátě organické hmoty. Jde o důsledek půdního utužení a nesprávného pěstování zemědělských plodin (Novotný a kol. 2017). Zemědělská půda pokrytá vegetací je více odolnější vůči účinkům eroze než půda holá (Arnalds a kol. 2001). Erozi můžeme rozdělit na přirozenou a zrychlenou. Přirozená eroze je taková, která je v přírodě běžně přítomná i bez lidského přičinění a půda je přirozeným procesem průběžně nahrazována půdotvornými procesy. Zrychlenou erozi má na svědomí lidská činnost a díky ní dochází k mnohem větším ztrátám půdy, než je půda schopna svými půdotvornými procesy doplnit (Sklenička 2003). Transport půdních částic lze rozdělit na několik fází. Nejprve dochází k odtržení částic vlivem působení energie větru či vody s následným transportem do doby, dokud je na půdní částice vyvíjena transportní energie. Pak následuje fáze usazování částic (Morgan 2005).

3.10. Ochrana půdy

Proti erozi můžeme půdu chránit mnoha způsoby, ale vždy jde o ochranu pomocí organizačních, agrotechnických a technických opatření, které jsou vzájemně propojené a společně se doplňují. Organizační opatření patří mezi nejméně nákladné a řadíme do nich vhodné pěstování plodin, jejich vzájemné střídání v pásech i v osevních postupech, sázení meziplodin atd. Jde tedy zejména o vhodnou organizaci rostlinné výroby. Půda je chráněna tím více, čím hustší je osetý porost a čím déle je na půdě ponechán. Do agrotechnických opatření patří hlavně způsoby zpracování půdy vhodnými postupy, např. vrstevnicové obdělávání. Účinnou metodou je také zapracovávání a ponechání rostlinných zbytků po sklizni, které vhodně chrání půdní povrch před erozními vlivy. Dále je také vhodné provádět hlubokou orbu, která kypří nižší zhutnělé vrstvy a podporuje změnu půdní pórovitosti, hrubost povrchu a tím i odolnost proti erozím. Technická opatření jsou ekonomicky nejnákladnější a zahrnují zejména úpravy terénu, např. na strmých svazích vytvořením terasovitých stupňů (Hůla a kol. 2003).

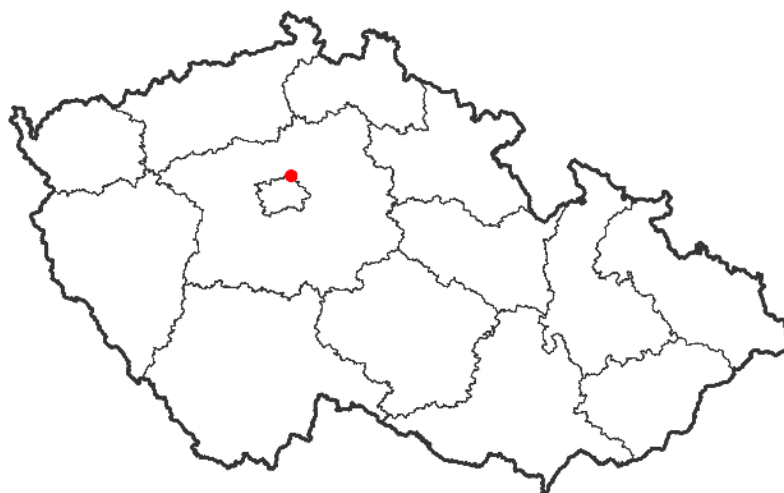
Dalším opatřením na ochranu půdy je zalesňování zemědělské půdy, které je podporováno dotacemi Ministerstva zemědělství. Mimo půdoochranou funkci plní zalesňování i další úlohu a to zejména v oblasti pozitivního vlivu na klimatické podmínky, krajinnou ekologii a biodiverzitu, a také vodní režim v krajině. Dotacemi jsou podporovány zejména jednotlivé části jako je výsadba dřevinného porostu, následná péče o porost a také kompenzace za ztráty způsobené ukončením činnosti na zemědělské půdě (MZE ©2021). Je podporována výsadba zejména dřevinných typů jedle, borovice, dub, buk, jasan, lípa a douglaska, které jsou dotací nejvíce ohodnocené. Zemědělské půdy vhodné k zalesnění jsou zejména půdy méně vhodné pro zemědělské účely a jejich zalesnění není ekologicky i ekonomicky nevýhodné. Jde o půdy např. s vyšší sklonitostí, se střední a silnou skeletovitostí ve vrchních půdních

horizontech, půdy mělké a trvale velmi zamokřené (MZE ©2020). Nemusí jít přitom pouze o plošné zalesnění půdy, ale může jít pouze o části, které lze třeba dobře zakomponovat do územního systému ekologické stability (ÚSES). Vytvořením větrolamů se vytvoří biokoridory a vytvořením remízků zase biocentra. Při navrhování a projektování takovýchto ploch k zalesnění, je vždy potřeba brát zřetel na vhodnost pozemku k zalesnění a generel a projekt ÚSES (Vopravil a kol. 2017 ex. Simon a kol. 2008).

4. METODIKA

4.1. Výzkumná oblast

Výzkumná oblast se nalézá v severní části obce Hovorčovice, která leží ve středních Čechách v okrese Praha-východ u severní hranice hlavního města Prahy (obrázek 6). Toto území je součástí Polabské tabule České vysočiny. Jedná se o krajinu rovinného charakteru zemědělského typu v teplém a mírně suchém klimatickém regionu s nadmořskou výškou 220 až 250 m. Pro tento klimatický region jsou charakteristické průměrné roční teploty 8 až 9 °C a průměrný úhrn srážek 500 až 600 mm, avšak na základě dat z ČHMÚ (©2021) byly tyto hodnoty v roce 2020 mírně překročeny, kdy celkový úhrn srážek za rok činil 631 mm a průměrná roční teplota vzduchu byla 9,9 °C (VÚMOP ©2019b; Hovorčovice ©2021).



Obrázek 6: Poloha výzkumné oblasti v rámci České republiky (ČÚZK ©2021 upravil autor 2021).

Výzkum byl uskutečněn v terénu ve spolupráci s výzkumným ústavem VÚMOP, v.v.i., za odborného vedení jeho pracovníků, kteří v dané lokalitě provádí výzkum pomocí půdních sond od roku 2020. Cílem výzkumu byla analýza odebraných půdních vzorků a získání dat pomocí půdních sond na dvou sousedících odlišných půdních plochách. První plochou byla zemědělsky obdělávaná orná půda bez vegetačního pokryvu a druhou byla 9 let zalesněná zemědělská půda dřevinným porostem borovice lesní. Obě plochy jsou pokryté půdním typem černozem modální, vznikající

z půdotvorného substrátu spráše a jedná se o půdu hlubokou, která má mocnost více jak 60 cm (VÚMOP ©2019b). Tyto půdy se u nás řadí mezi nejkvalitnější a nejvíce úrodné půdy, které jsou specifické svým tmavým zbarvením se značným množstvím humusových látek a mocností jenž sahá až do hloubky téměř 80 cm půdního profilu (Vopravil a kol. 2010).

Na základě získaných dat bylo provedeno vyhodnocení fyzikálních, hydrofyzikálních a chemických půdních vlastností. Pro účely této práce byla pozornost zaměřena zejména na vybrané fyzikální charakteristiky a jejich porovnání mezi ornou půdou a zalesněnou zemědělskou půdou dřevinným porostem borovice lesní.



Obrázek 7: Výzkumná plocha a umístění sond (www.mapy.cz ©2021 upravil autor 2021).

4.2. Sondy a odběr půdních vzorků

Pro monitorování půdní vlhkosti byly koncem března roku 2020 na počátku vegetačního období pod povrchem každé z těchto ploch umístěny tři vlhkoměrné sondy, které byly instalovány v hloubkách 20, 40 a 60 cm. Na obrázku 7 jsou vyznačeny stanoviště F1 a F3, kde byly tyto měřící jednotky instalovány. Stanoviště F1 znázorňuje umístění vlhkostních sond pod povrchem zemědělské orné půdy a zároveň umístění ombrometru (srážkoměru) v jejich blízkosti (obrázek 8). Stanoviště F3 je místem instalace vlhkostních sond pod povrchem zalesněné části zemědělské půdy dřevinným porostem borovice lesní (obrázek 9).



Obrázek 8: Stanoviště F1 se sondami a srážkoměrem (foto autor 2021).



Obrázek 9: Stanoviště F3 se sondami (foto autor 2021).

Aby bylo možné čidla instalovat do požadovaných míst, byl nejprve proveden výkop o hloubce zhruba 70 až 80 cm (obrázek 10). V požadovaných hloubkách 20, 40 a 60 cm byl výkop vždy pozastaven, aby mohlo dojít k provedení odběru půdních vzorků z daného místa (VÚMOP ©2021, písemně).



Obrázek 10: Aplikované sondy na měření vlhkosti (VÚMOP ©2020).

Na obou vyznačených stanovištích byly instalovány jednotky měřící půdní vlhkost značky TOMST TMS-4 (obrázek 11 a 12), které se skládají ze vzájemně propojené nadzemní a podzemní části. Podzemní část tvoří samotná čidla umístěná a zakopaná v jednotlivých půdních hloubkách. Tato čidla mají jeden senzor pro měření vlhkosti a

dva senzory na měření teploty půdy. Každé podzemní čidlo je propojeno se svou nadzemní částí, kterou je sonda s baterií pro příjem a zápis dat z podzemních senzorů. Tato nadzemní sonda disponuje jedním teplotním senzorem měřícím teplotu vzduchu (TOMST ©2021; VÚMOP ©2021, písemně). Z důvodu monitorování atmosférických srážek byl na stanovišti F1 umístěn srážkoměr typu EMS SR503, který má přesnost v měření 0,1 mm a zachytnou plochu 0,5 m² (obrázek 8). Pro zápis dat ze srážkoměru byl k němu připojen datalogger typu MicroLog ER (VÚMOP ©2021, písemně).



Obrázek 11: Vlhkostní sonda TOMST TMS-4 (<https://tomst.com/web/cz/systemy/tms/tms-4>).



Obrázek 12: Vlhkostní sonda TOMST TMS-4 zakopávací (<https://eshop.tomst.com/tms-datalogery/90-tms-3-zakopavaci-1m.html>).

Odebrání vzorků půdy z jednotlivých hloubek pro stanovení hodnot fyzikálních vlastností půdy bylo provedeno pomocí Kopeckého válečků. V každé hloubce se odebraly tři neporušené půdní vzorky, kdy každý z nich byl označen svým identifikačním kódem (VÚMOP ©2021, písemně). Neporušený půdní vzorek je půda ve svém běžném stavu tak, jak se nachází ve svém půdním prostředí, nerozdobená, neporušená samotným odběrem, nepošlapaná pohybem osob při odběru vzorku a pod. Proto je nutné dbát na to, abychom odběrné místo nezneškodili vlastním přičiněním a půda byla ve svém přirozeném stavu. Kopeckého válečky jsou z nerezové oceli o obsahu 100 cm³, s břitem na jednom konci a uzavíratelné plastickými víčky z obou stran. Válečky se celé opatrně zatlačili do půdy a po odstranění okolní zeminy se

pomalu vyjmuli bez porušení vzorku. Nožem se následně z válečků opatrně odstranil přebytek zeminy a z obou stran se vzorek pečlivě uzavřel (Báťková a kol. 2013). Pro stanovení ostatních půdních vlastností byly odebrány porušené půdní vzorky, což jsou vzorky odebrané běžným způsobem, kdy není potřeba zachovat neporušenost půdního stavu. V našem případě byly vzorky odebrány nerezovou lopatkou do papírových sáčků (Vopravil 2021, ústně).

5. VÝSLEDKY

V této kapitole jsou popsány zjištěné hodnoty vybraných fyzikálních a hydrofyzikálních charakteristik půd ze stanovišť F1 a F3 v hloubkách 20, 40 a 60 cm s jejich následným porovnáním a popisem zjištěných rozdílů, které mohou předpokládat možný vývoj po případné změně způsobu využití zemědělské půdy zalesněním dřevinnou skladbou borovice lesní. Rozdílové grafy znázorňují rozdíl v jednotlivých hodnotách u zalesněné půdy v porovnání s půdou ornou. Okrajově bude vyhodnocena, popsána a porovnána chemická půdní charakteristika a to množství oxidovatelného uhlíku, na jehož základě došlo ke stanovení množství humusových látek.

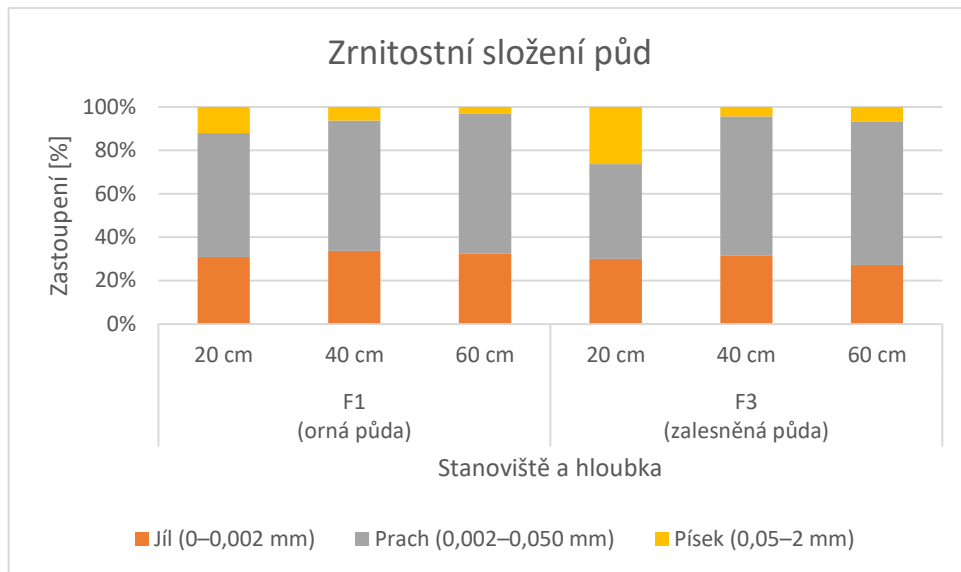
5.1. Zrnitost

Zjištěné hodnoty zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí půdních vzorků odebraných na stanovištích F1 a F3 v hloubkách 20, 40 a 60 cm jsou uvedeny v tabulce 6 a jejich vzájemný procentuální poměr znázorňuje graf 1.

Stanoviště	Hloubka (cm)	Jíl 0 – 0,002 mm (%)	Prach 0,002 – 0,05 mm (%)	Písek 0,05 – 2 mm (%)
F1	20	31	57	12
	40	33,7	60,1	6,2
	60	32,4	64,4	3,2
F3	20	30,1	43,6	26,3
	40	31,7	64	4,3
	60	27,3	65,9	6,8

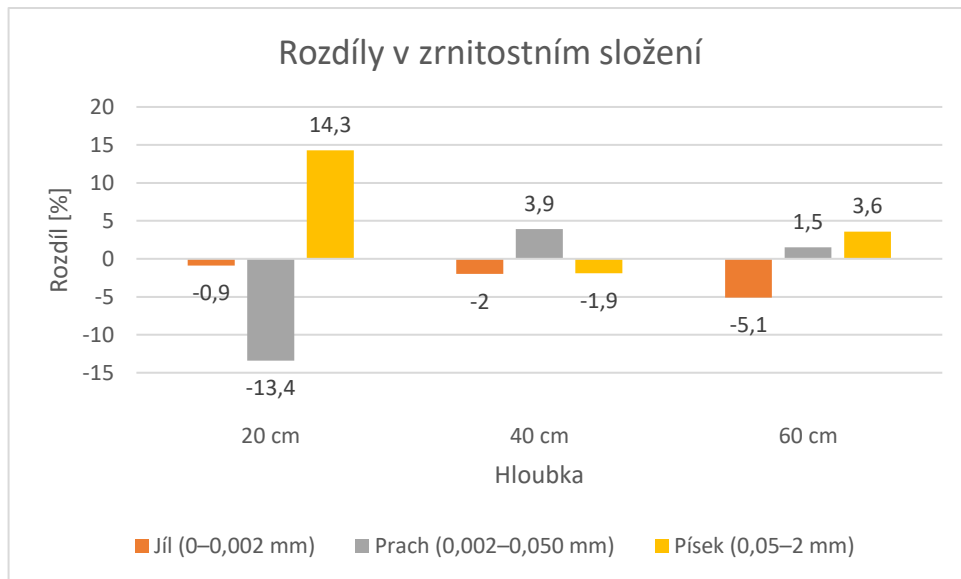
Tabulka 6: Výsledné hodnoty zastoupených zrnitostních frakcí (VÚMOP ©2021).

Na základě zjištěných dat procentuálního zastoupení jílovitých půdních částic menších než 0,01 mm, které se pohybují na obou stanovištích ve všech testovaných hloubkách v rozmezí mezi 20 a 30 %, můžeme dané půdy podle Novákovy klasifikační stupnice charakterizovat jako středně těžké a písčitohlinité půdy, tedy s větším zastoupením hlinité (prachové) frakce, což je znázorněno v grafu 1.



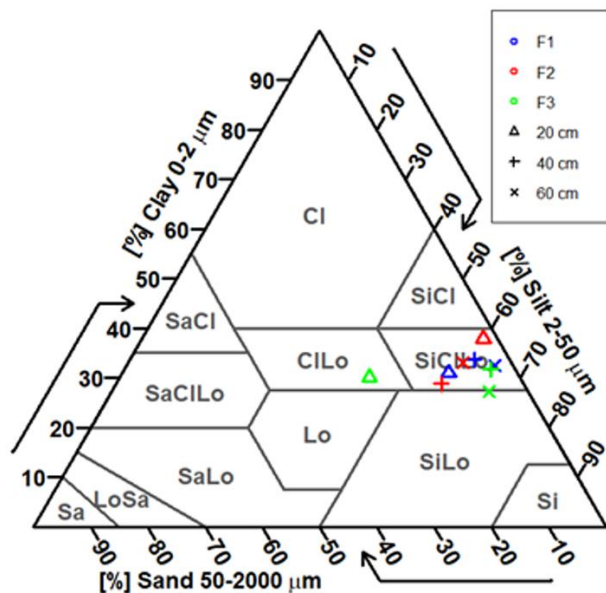
Graf 1: Zrnitostní složení půdních profilů (VÚMOP ©2021).

Při porovnání uvedených dat zalesněné půdy s půdou ornou bylo zjištěno, že existují rozdíly zrnitostního složení jednotlivých frakcí v celém půdním profilu. Největší rozdíl je znatelný v hloubce 20 cm u písčité i prachové frakce, kde bylo v zalesněné půdě zjištěno zastoupení písčitých částic o 14,3 % větší a u prachových částí naopak o 13,4 % nižší. Minimální rozdíl je u jílovitých částic, které mají v zalesněné půdě nižší zastoupení o 0,9 %. V hloubce 40 cm je nejenom podstatně menší celkové zastoupení písčité frakce, ale je zde těchto částic méně o 1,9 %, podobně jako jílovitých částí o 2 %. Prachových částic je v této hloubce o 3,9 % více než v orné půdě. V hloubce 60 cm je písčité frakce o 3,6 % více a větší podíl byl zaznamenán také u prachových částic o 1,5 %, narozdíl od jílovitých částic, kterých je o 5,1 % méně. Všechny tyto rozdíly jsou dobře patrné v grafu 2, kde je vyobrazena procentuální odlišnost v zrnitostním zastoupení jednotlivých frakcí při porovnání zalesněné půdy s půdou ornou.



Graf 2: Rozdíly v zrnitostním složení (VÚMOP ©2021).

V trojúhelníkovém diagramu podle USDA (obrázek 13) jsou znázorněny zrnitostní kategorie půd na jednotlivých stanovištích a v jednotlivých hloubkách. Na stanovišti F1 je ve všech hloubkách charakterizován půdní druh jako prachovitě-jílovitá hlína. Stanoviště F3 má v každé hloubce jinou zrnitostní směs, kdy pro hloubku 20 cm je půdní druh charakterizován jako jílovitá hlína, pro hloubku 40 cm jako prachovitě-jílovitá hlína a pro 60 cm jako prachovitá hlína.



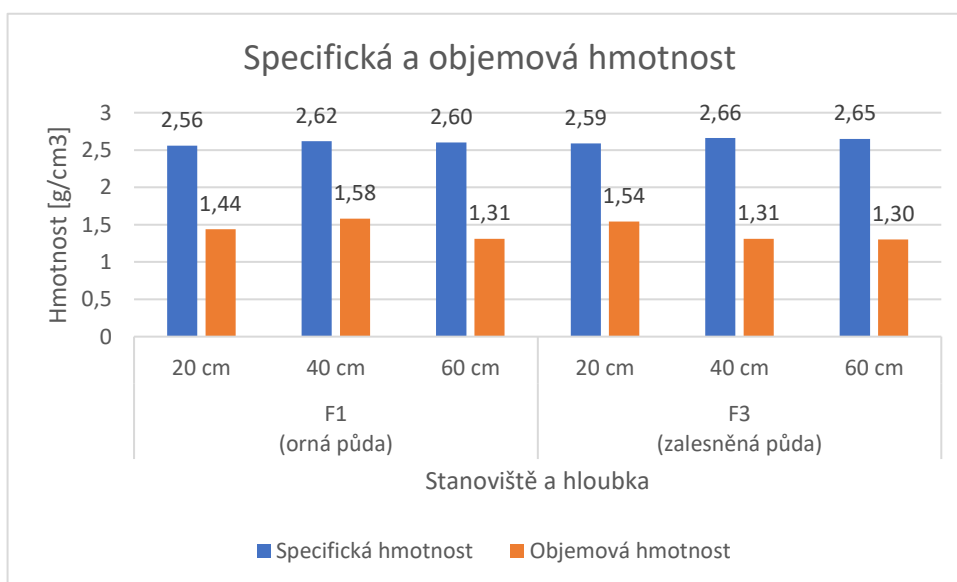
Obrázek 13: Diagram půdní zrnitosti podle systému USDA (VÚMOP ©2021).

5.2. Specifická a objemová hmotnost

Specifická hmotnost půdy je hmotnost pevných půdních částic vysušené půdy bez pórů v poměru k jejímu objemu. Objemová hmotnost určitého objemu neporušené půdy vč. pórů, tedy vč. momentálního obsahu vzduchu a vody. Obě veličiny jsou vyjádřené v g/cm^3 . Z odebraných půdních vzorků z jednotlivých hloubek byly naměřeny hodnoty, jejichž výsledky jsou zaznamenány v grafu 3.

V jednotlivých hloubkách zalesněné zemědělské půdy byla zjištěna specifická hmotnost téměř stejná a hloubkou se mění minimálně. V hloubce 20 cm byla naměřena hodnota $2,59 \text{ g/cm}^3$ a v hloubce 40 cm se specifická hmotnost mírně zvýšila na hodnotu $2,66 \text{ g/cm}^3$. V bodě měření 60 cm pod povrchem byla tato hmotnost naměřena téměř stejná, zmenšená pouze o $0,01 \text{ g/cm}^3$. Oproti tomu objemová hmotnost zalesněné zemědělské půdy se dle zjištěných dat s hloubkou snižuje. Ve 20 cm hloubky byla hodnota naměřena $1,54 \text{ g/cm}^3$, ale již v hloubce 40 cm došlo ke snížení na hodnotu $1,31 \text{ g/cm}^3$. V 60 cm hloubce bylo snížení minimální a to na hodnotu $1,30 \text{ g/cm}^3$.

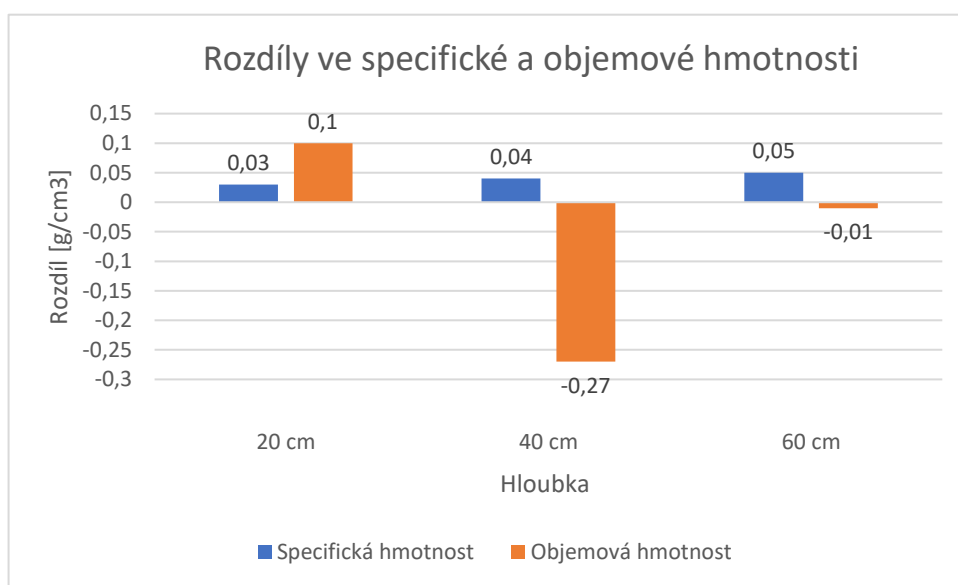
V půdě orné byly naměřeny hodnoty specifické hmotnosti velmi podobné jako u půdy zalesněné s podobným vývojem se snižující se hloubkou. Hodnota ve 20 cm byla naměřena $2,56 \text{ g/cm}^3$. V hloubce 40 cm se specifická hmotnost lehce zvýšila na hodnotu $2,62 \text{ g/cm}^3$ a v 60 cm tato hodnota mírně klesla na $2,60 \text{ g/cm}^3$. Naměřené hodnoty objemové hmotnosti se s hloubkou oproti zalesněné půdě měnily zcela odlišně. Z naměřené hodnoty $1,44 \text{ g/cm}^3$ v hloubce 20 cm došlo ve 40 cm k nárůstu na hodnotu $1,58 \text{ g/cm}^3$ a následně k výraznému poklesu v hloubce 60 cm na hmotnost $1,31 \text{ g/cm}^3$.



Graf 3: Specifická a objemová hmotnost (VÚMOP ©2021).

U zalesněné půdy byla oproti orné půdě naměřena mírně větší specifická hmotnost ve všech zkoumaných hloubkách, která se v půdním profilu téměř nemění. Důvodem

v tomto případě může být podobné minerální složení a množství organických látek těchto sousedících půd. Ovšem u objemové hmotnosti je rozdíl hodnot více znatelný. Zatímco u orné půdy dochází s hloubkou půdního profilu ke zvyšování a následnému snižování objemové hmotnosti, u zalesněné půdy nastává směrem k nižším vrstvám půdy pouze ke snižování těchto hodnot. Z grafu 4 lze vyčíst rozdíl při porovnání hodnot z jednotlivých hloubek zalesněné půdy s ornou půdou. Nejmarkantnější rozdíl je patrný v hloubce 40 cm, kde je u zalesněné půdy oproti orné půdě objemová hmotnost o 0,27 g/cm³ nižší, což je znakem vyšší pórovitosti.



Graf 4: Rozdíly ve specifické a objemové hmotnosti (VÚMOP ©2021).

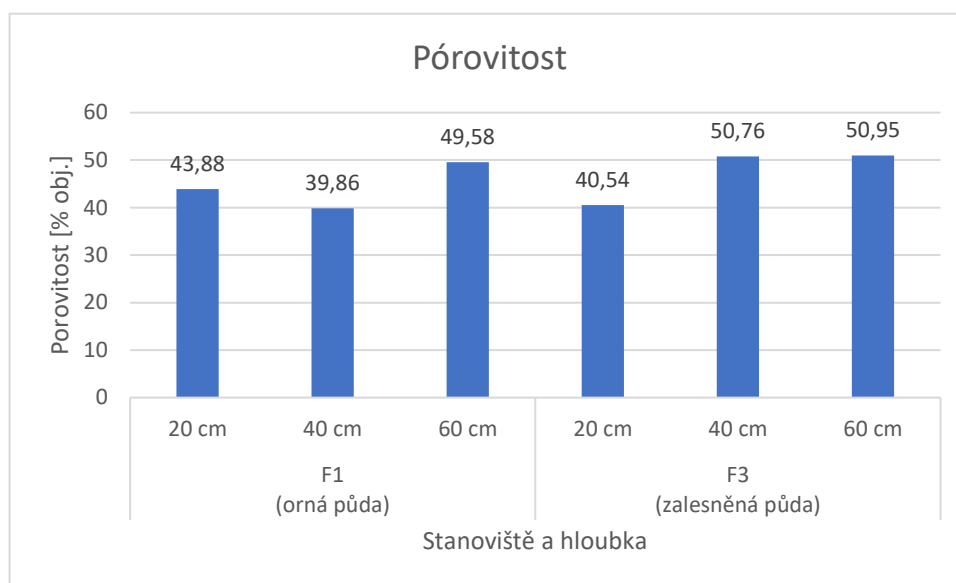
5.3. Pórovitost

Pórovitost byla stanovena z odebraných neporušených půdních vzorků. Vyhodnocovala se nejen celková pórovitost, ale i zastoupení jednotlivých velikostních podskupin pórů z celkové pórovitosti, rozdělené na kapilární, semikapilární a nekapilární. Celková pórovitost je vyjádřena procentuálním objemovým zastoupením pórů vůči neporušenému objemu půdního vzorku a jednotlivé velikostní podskupiny jsou vyjádřeny procentuálním relativním zastoupením z celkové pórovitosti (tabulka 7).

Stanoviště	Hloubka (cm)	Pórovitost (% obj.)	Kapilární (% rel.)	Semikapilární (% rel.)	Nekapilární (% rel.)
F1	20	43,88	78,87	9,22	11,9
	40	39,86	82,63	9,36	8,01
	60	49,58	63,36	12,1	24,54
F3	20	40,54	76,89	9,98	13,13
	40	50,76	83,02	8,11	8,86
	60	50,95	56,26	15,39	28,34

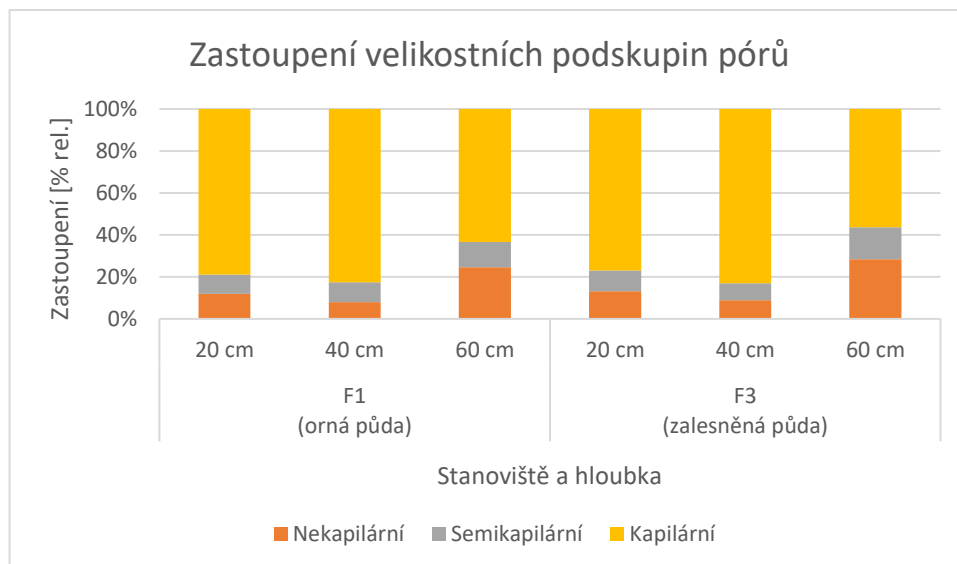
Tabulka 7: Pórovitost a velikostní skupiny pórů (VÚMOP ©2021).

U zalesněné půdy je v hloubce 20 cm pórovitost 40,54 % a se snižující se hloubkou pórovitost stoupá, kdy ve 40 cm je o zhruba 10 % vyšší s hodnotou 50,76 %. Podobná pórovitost byla naměřena i v hloubce 60 cm, kde dosahovala 50,95 %. Vývoj pórovitosti v rámci profilu orné půdy je odlišný. V hloubce 20 cm byla naměřena pórovitost 43,88 % a ve 40 cm byla hodnota 39,86 %, tedy o zhruba 4 % nižší. Největší pórovitost byla v hloubce 60 cm s hodnotou 49,58 %, která byla o přibližně 10 % větší než ve vrstvě 40 cm pod povrchem. Z uvedených dat je patrné, že u zalesněné půdy je nejmenší pórovitost ve vrchních vrstvách a s hloubkou do 40 cm pórovitost roste. Dál do nižších vrstev se pak mění minimálně. Naproti tomu u orné půdy je nejmenší pórovitost v hloubce 40 cm a největší byla naměřena v hloubce 60 cm. Objem pórovitosti v jednotlivých hloubkách půdních profilů je znázorněn v grafu 5.



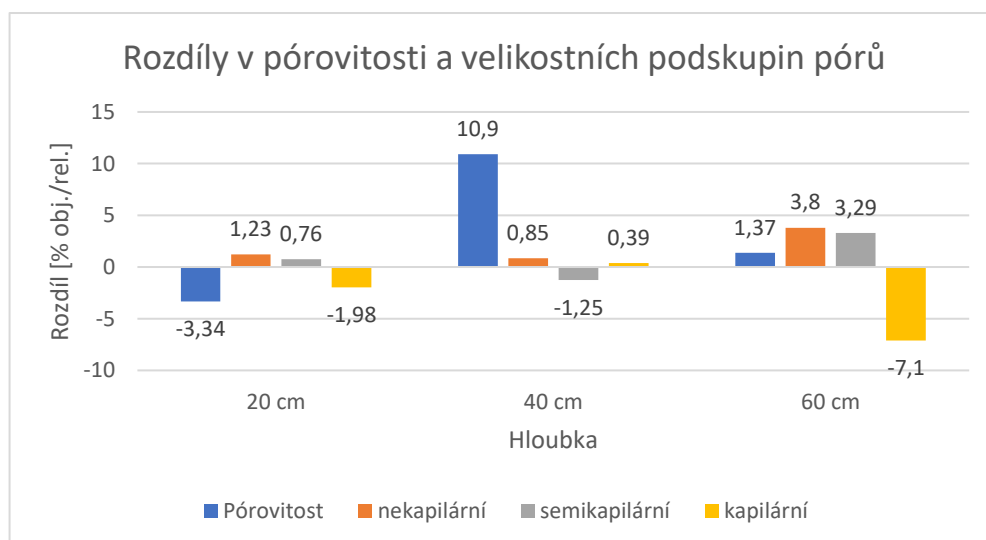
Graf 5: Pórovitost (VÚMOP ©2021).

Grafické znázornění zastoupení jednotlivých velikostních skupin pórů z celkové pórovitosti odebraných vzorků zachycuje graf 6. Jak je z grafu patrné, ve všech odebraných vzorcích má největší zastoupení kapilární pórovitost, zejména v hloubkách 40 cm, což odpovídá největšímu zastoupení jílovitých částic. Z toho lze odvodit, že v těchto půdách ve všech jejich hloubkách, především v hloubce 40 cm, je dobře zadržována voda kapilárními silami. Oba druhy zkoumaných půd mají druhé největší zastoupení nekapilárními póry, převážně v hloubce 60 cm, kde zastoupení jílovitých částí je menší, ale o to větší je zastoupení prachových částic.



Graf 6: Zastoupení velikostních podskupin pórů (VÚMOP ©2021).

Porovnáme-li jednotlivé hodnoty u zalesněné půdy s hodnotami orné půdy, je z grafu 7 zřejmý rozdíl hlavně v celkové pórovitosti v hloubce 40 cm, kde v zalesněné půdě je oproti orné půdě o 10,9 % vyšší pórovitost. Rozdíl jednotlivých velikostních skupin pórů v této hloubce není tak markantní. Ačkoli je v hloubce 60 cm rozdíl celkové pórovitosti nejmenší, tak odlišnost v zastoupení velikostních skupin pórů je naopak nejvýraznější. V této hloubce je u zalesněné půdy celková pórovitost o 1,37 % vyšší, zastoupení kapilárních pórů je o 7,1 % menší, semikapilárních o 3,29 % vyšší a větší zastoupení je i u nekapilárních pórů o 3,8 %. Menší množství celkové pórovitosti o 3,34 % a kapilárních pórů o 1,98 % je ve 20 cm hloubky, což je důsledek většího výskytu písčitéch částí a odráží se to ve větší objemové hmotnosti.

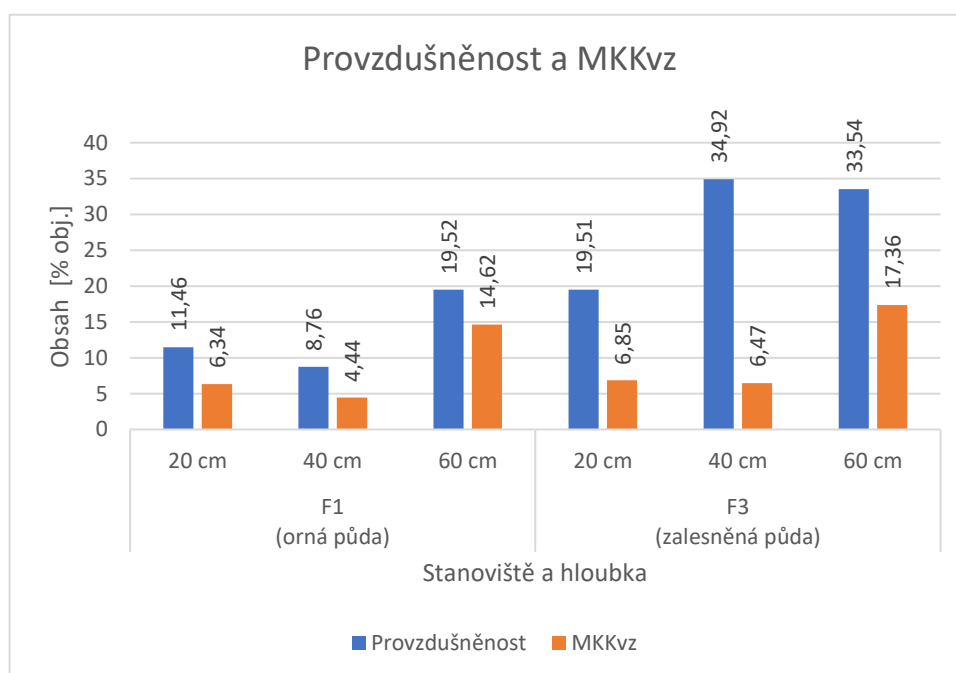


Graf 7: Rozdíl v pórovitosti a velikostních podskupin pórů (VÚMOP ©2021).

5.4. Provzdušněnost a maximální kapilární vzdušná kapacita

Provzdušněnost má souvislost s pórovitostí a její hodnota udává, jaký je obsah přítomného vzduchu v půdním vzorku při momentálním obsahu vlhkosti. Maximální kapilární vzdušná kapacita (MKKvz) stanovuje množství přítomného vzduchu v odebraném vzorku za předpokladu saturace vodou při maximálním nasycení kapilárních pórů, z čehož plyne závislost na obsahu kapilárních a částečně i semikapilárních pórů (Vopravil a kol. 2010).

Již na první pohled je v grafu 8 patrné, že mnohem více je provzdušněná zalesněná půda s výraznými hodnotami v hloubce 40 a 60 cm. Orná půda má nejmenší provzdušněnost v hloubce 40 cm, kde činí 8,76 %. 20 cm pod povrchem je nepatrně větší s 11,46 % a největší je v hloubce 60 cm s hodnotou 19,52 %. Ze zjištěných dat je možné usoudit, že nejnižší provzdušněnost v hloubce 40 cm má za následek utužení půdy v důsledku zemědělského obdělávání. Její hodnota do hloubky 40 cm klesne o přibližně 3 % a následně k hloubce 60 cm vzroste o více jak 10 %. Oproti tomu zalesněná půda celkově vykazuje vysoké hodnoty provzdušnění a její minimální hodnota ve 20 cm hloubky je podobná jako maximální hodnota v hloubce 60 cm orné půdy. Jak již bylo zmíněno, nejvýraznější provzdušněnost zalesněné půdy je v hloubkách 40 a 60 cm s hodnotami 34,92 % a 33,54 %. Do hloubky 40 cm se tedy provzdušněnost zvyšuje o téměř 15 % a dále již dochází k nepatrnému snížení. Tyto hodnoty téměř kopírují změny hodnot pórovitosti v rámci půdních profilů.

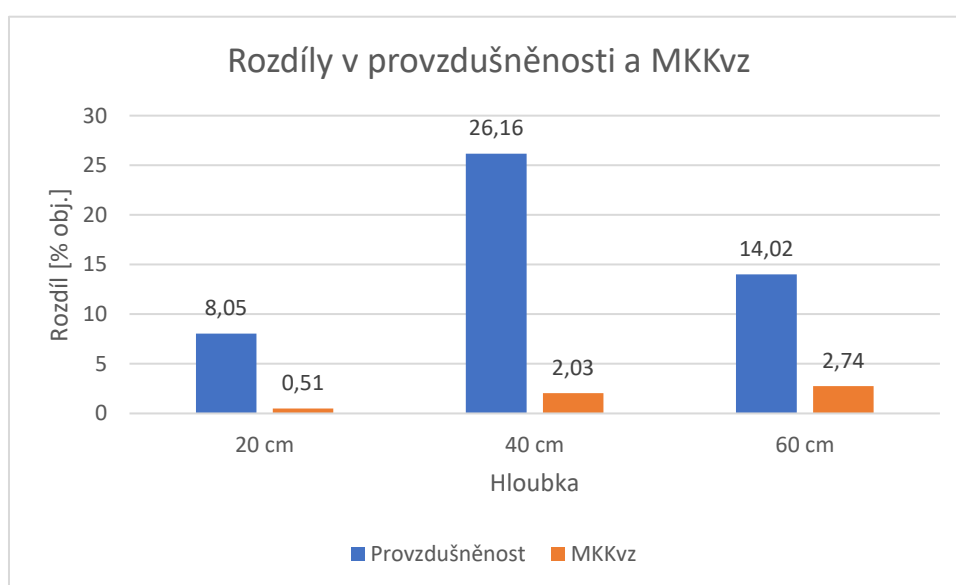


Graf 8: Provzdušněnost a maximální kapilární vzdušná kapacita - MKKvz (VÚMOP ©2021).

Maximální kapilární vzdušná kapacita má v půdním profilu zalesněné a orné půdy podobný průběh, kdy směrem k hloubce 40 cm dojde k poklesu a následně k hloubce 60 cm k nárůstu o přibližně 10 %. Orná půda má v hloubce 20 cm hodnotu 6,34 % a zalesněná půda 6,85 %, ale v hloubce 60 cm je tato kapacita mnohem vyšší, kdy u orné

půdy dosahuje hodnoty 14,62 % a u zalesněné půdy 17,36 %. Pokud tyto hodnoty porovnáme s množstvím kapilárních a semikapilárních pórů v odebraných vzorcích, dojdeme k závěru, že čím je množství těchto pórů větší je hodnota maximální kapilární vzdušné kapacity menší a naopak. Je to způsobeno větším množstvím zadržené vody v pórech v poměru na objem odebraného vzorku a tím pádem i menšímu obsahem vzduchu.

Hodnoty provzdušněnosti a maximální kapilární vzdušné kapacity jsou u zalesněné půdy větší než u orné půdy (graf 9). Největší rozdíl je v provzdušněnosti zejména v hloubce 40 cm, kdy zalesněná půda je její hodnota o 26,16 % větší. U maximální kapilární vzdušné kapacity rozdíl zalesněné půdy v porovnání s ornou půdou s hloubkou půdního profilu roste.



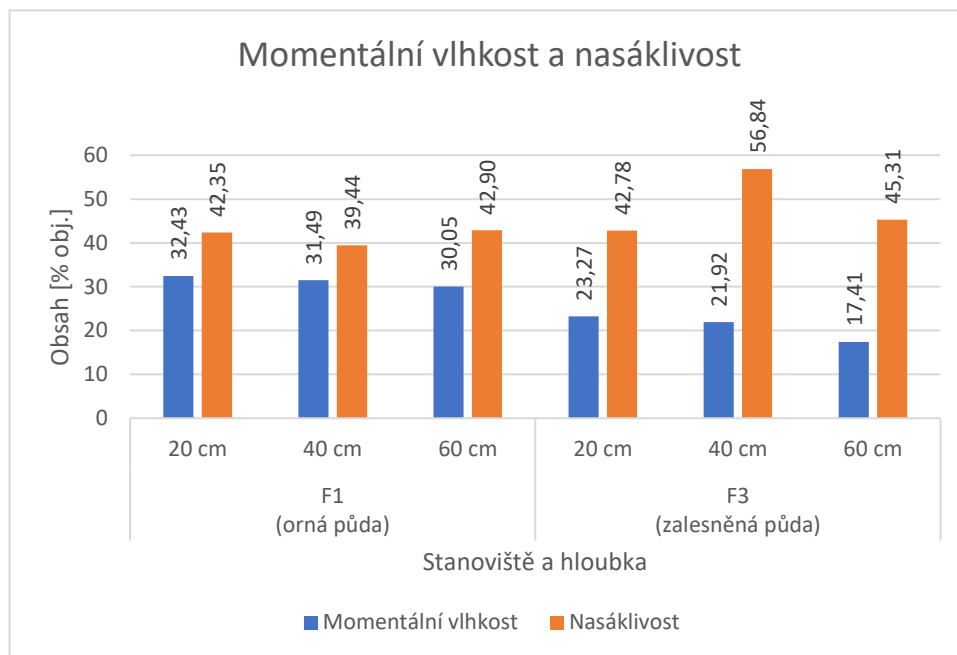
Graf 9: Rozdíl v provzdušněnosti a maximální kapilární vzdušné kapacitě - MKKvz (VÚMOP ©2021).

5.5. Momentální vlhkost a nasáklivost

Momentální vlhkost je dána aktuálním množstvím půdní vody v době odběru půdního vzorku a nasáklivost, neboli plná polní kapacita, představuje maximální zaplnění všech půdních pórů vodou, jejíž hodnota by se dala téměř srovnat s hodnotou pórovitosti (Pokorný a kol. 2007).

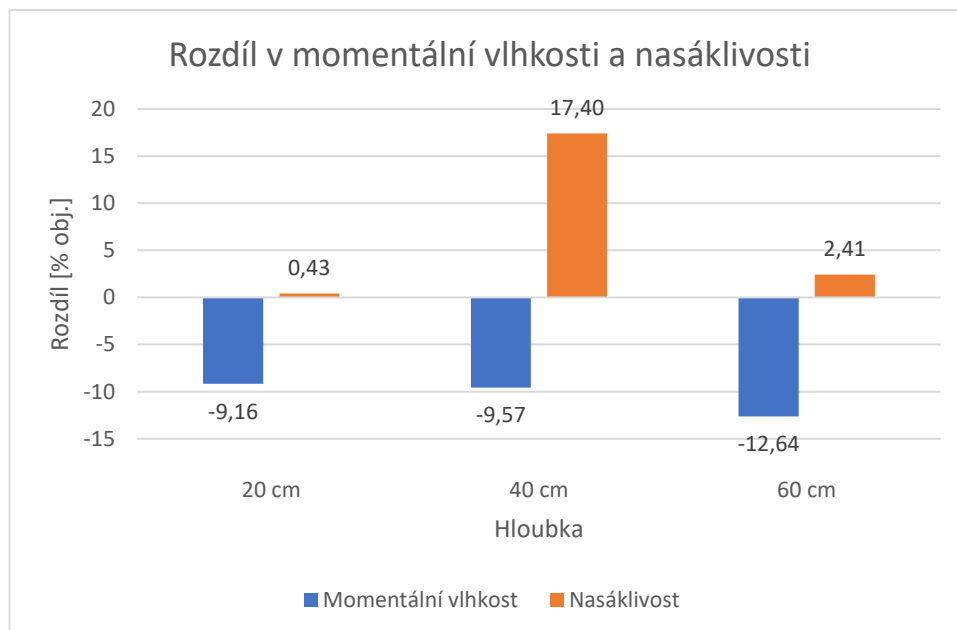
U zalesněné půdy byla momentální vlhkost naměřena celkově menší než u půdy orné (graf 10). Hodnoty u orné půdy se pohybovaly v celém půdním profilu kolem 31 %, kdy v hloubce 20 cm byla hodnota 32,43 % a se snižující se hloubkou momentální vlhkost klesala až k hodnotě 30,05 % v hloubce 60 cm. U zalesněné půdy se s hloubkou momentální vlhkost také snižovala, avšak celkově byla mnohem nižší než u orné půdy. Ve 20 cm hloubky, byla naměřena 23,27 %, a klesala přes hloubku 40 cm s hodnotou 21,92 % až k 17,41 % v hloubce 60 cm. Nasáklivost je v orné půdě v celém půdním profilu téměř podobná, jen v hloubce 40 cm byla její hodnota lehce snížena na 39,44 %. V hloubkách 20 a 60 cm byly naměřeny podobné hodnoty 42,35 % a 42,90 %.

Oproti tomu zalesněná půda vykazuje největší nasáklivost v hloubce 40 cm s hodnotou 56,84 %. V hloubce 20 cm je její hodnota 42,78 %, což je velmi podobné s ornou půdou a v hloubce 60 cm má hodnotu 45,31 %. Nasáklivost mírně kopíruje hodnoty pórovitosti, přičemž záleží také na složení jednotlivých velikostních skupin pórů. To se projevuje v hloubce 60 cm, kdy tato hodnota neodpovídá celkové pórovitosti, jelikož je zde vyšší zastoupení nekapilárních pórů, které nemají tak dobrou retenční schopnost.



Graf 10: Momentální vlhkost a nasáklivost (VÚMOP ©2021).

Při porovnání momentální vlhkosti a nasáklivosti v jednotlivých hloubkách zalesněné půdy s ornou půdou, je dle grafu 11 zřejmé, že momentální vlhkost zalesněné půdy je mnohem nižší než u orné půdy. To může být způsobeno vegetačním porostem a na povrchu půdy pokryvem opadaných rostlinných zbytků. Nasáklivost je u zalesněné půdy v hloubce 20 cm prakticky stejná, pouze o 0,43 % vyšší a podobné to je i v hloubce 60 cm, kde je vyšší pouze o 2,41 %. Ovšem v hloubce 40 cm je nasáklivost u zalesněné půdy mnohem vyšší než u orné půdy, a to o 17,40 %, což prakticky odpovídá i zvýšené pórovitosti v této hloubce.

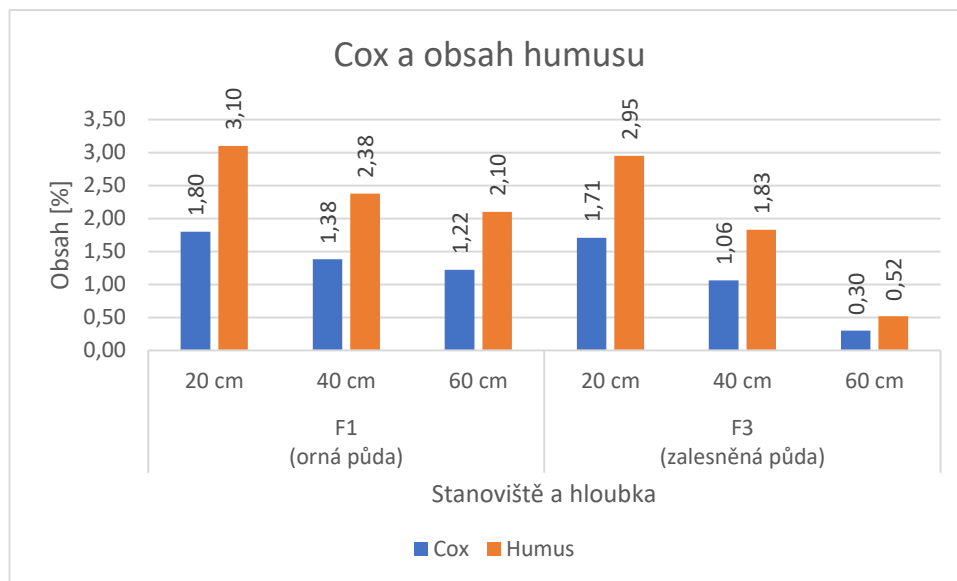


Graf 11: Rozdíl v momentální vlhkosti a nasáklivosti (VÚMOP ©2021).

5.6. Oxidovatelný uhlík (Cox) a množství humusu

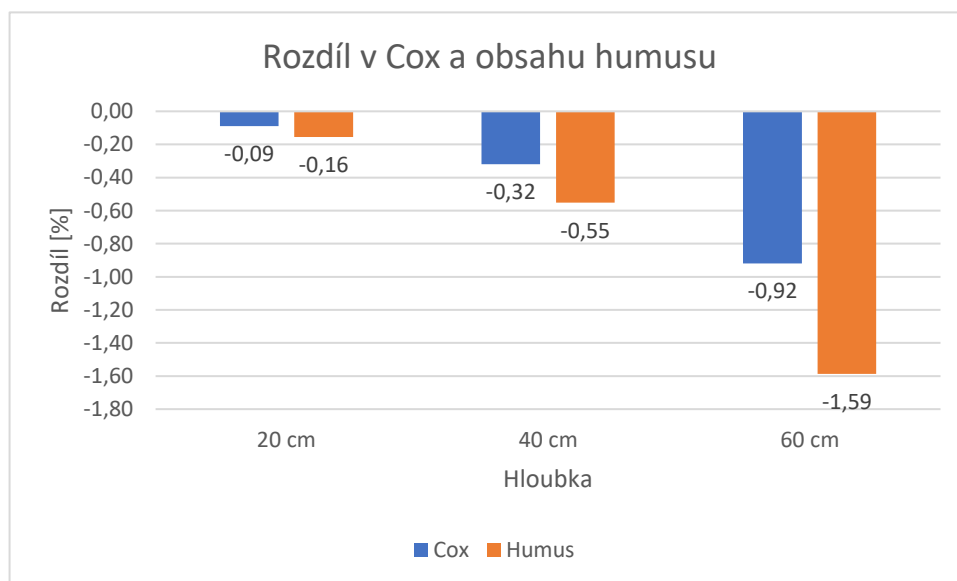
Aby se mohlo stanovit množství humusu v jednotlivých vrstvách, bylo potřeba nejprve zjistit množství oxidovatelného uhlíku, za pomoci oxidačního činidla v kyselino-sírovém prostředí. Jelikož je obsah uhlíku v humusu 58 %, zjištěná hodnota Cox se vynásobila koeficientem 1,724, čímž se stanovil procentuální obsah humusu ve zkoumaných vzorcích (Vopravil a kol. 2010).

Množství oxidovatelného uhlíku Cox a tedy i obsah humusu s hloubkou půdního profilu na obou stanovištích klesá, což znázorňuje graf 12. U orné půdy bylo naměřeno nejvíce humusových látek ve vrchní vrstvě o obsahu 3,10 % a se snižující se hloubkou dochází k postupnému snižování. V hloubce 40 cm je hodnota humusu 2,38 % a ve vrstvě 60 cm pod povrchem 2,10 %. Oproti tomu zalesněná půda má snižování obsahu humusu směrem k nižším vrstvám razantnější. Lesní půdy jsou charakteristické svým vyšším obsahem humusu ve vrchních vrstvách, tzv. humusový horizont, jelikož zde dochází k rozkladu většího množství organických látek z vegetačního opadu, než je tomu u orné půdy. V hloubce 20 cm je obsah humusu 2,95 %, což je velmi podobná hodnota jako u orné půdy a ve 40 cm hloubky se tato hodnota snižuje o více než 1 %. Nejmenší množství humusu bylo tedy zjištěno v hloubce 60 cm s hodnotou 0,52 %, což je oproti hloubce 40 cm skokové snížení o 1,31 %.



Graf 12: Množství oxidovatelného uhlíku (Cox) a humusu (VÚMOP ©2021).

Porovnáme-li zalesněnou půdu s ornou půdou, tak v celém půdním profilu je u zalesněné půdy méně humusových látek než u orné půdy a s hloubkou půdního profilu tento rozdíl roste, což je znázorněno v grafu 13. V hloubce 20 cm je u zalesněné půdy pouze o 0,16 % méně humusu než u orné půdy, ale v hloubce 60 cm je tento rozdíl daleko výraznější, kdy je méně humusových látek u zalesnění půdy o 1,59 %.



Graf 13: Rozdíl v oxidovatelném uhlíku (Cox) a obsahu humusu (VÚMOP ©2021).

6. DISKUZE

Každým rokem ubývá velké množství zemědělské půdy, ať již erozními vlivy, zastavováním území, či z jiných důvodů. Největší podíl na ztrátě půdy má zabor území vlivem výstavby městských částí, bytových komplexů, dopravní infrastruktury, obchodních a logistických center, čímž dochází k degradaci a úbytku zejména kvalitní produktivní zemědělské půdy. Toto je celosvětově dlouho sledované a často diskutované téma, jelikož se neustále zmenšuje plocha, na které je lidstvo závislé z pohledu produkce potravin a zároveň dochází k populačnímu nárůstu. Úbytek takto potřebné půdy je na druhou stranu pro lidstvo vyvažován výstavbou nových možností bydlení a dalších potřebných staveb, jejichž významová hodnota převažuje nad ztrátou dané části půdy. Otázkou je, zda je to správně či nikoli. Z pohledu čistě materiálního a ekonomického by se dalo říci, že je to výhodné. Dle mého názoru jde ale pouze o krátkozraký pohled. Pokud se na danou problematiku podíváme z pohledu přírodního prostředí, musíme jednoznačně dojít k závěru, že se nejedná o pozitivní změnu. Tato problematika má mnohem větší a dalekosáhlejší dopad, kdy může jít o trvalé snížení, nebo úplný zánik půdních funkcí a mnohdy i ztrátu celého půdního profilu, znečištění zastavěné půdy i spodních vod, ke snížení celkové biodiverzity, zhoršení hydrologických poměrů, které vedou k záplavám a v neposlední řadě k ovlivnění klimatu.

Jelikož lze zalesnění zemědělské půdy chápat také jako její úbytek, může být zalesnění chybně považováno za další negativní příspěvek ke ztrátě zemědělské půdy. V případě zalesnění však nejde o produktivní zemědělské půdy, nýbrž o půdy pro zemědělskou činnost nevhodné, či jinak méně hodnotné. Ačkoli dojde zalesněním k úbytku zemědělské půdy, toto opatření přináší mnohem více pozitiv, které jsou z dlouhodobého hlediska pro životní prostředí přínosem. Z globálního pohledu jde zejména o zlepšení klimatického stavu navázáním uhlíku do vegetace čímž dojde ke snížení množství oxidu uhličitého v atmosféře. Dále také dojde ke zlepšení krajinných funkcí a biodiverzity a k úpravě a zlepšení hydrologických funkcí půdy, což vede k její ochraně (MZE ©2021).

Zemědělské a lesní půdy se od sebe odlišují svými parametry půdních charakteristik. Zalesněním zemědělské půdy dojde ke změně těchto charakteristik pozitivním směrem. Tato změna po zalesnění nastává pomalu s růstem dřevinného porostu a čím je porost starší tím se půdní vlastnosti více mění (Küçük a Akcay 2020). Rozdíl lesní půdy oproti zemědělské je např. v půdní zrnitosti, která má dopad na mnoho půdních vlastností jako je půdní kompaktnost, dostupnost živin pro rostlinstvo, půdní vodu, humus atd. (Eash a kol. 2015). Z pohledu zrnitosti hodnotí část lesních půd Sánka a Materna (2004) jako více hrubozrnné s větším obsahem skeletu. Hrubší zrnitostní zastoupení se také odráží i ve větší pórovitosti a provzdušněnosti, a s tím související nižší objemové hmotnosti. Opačné výsledky ovšem uvádí Küçük a Akcay (2020), který dle výzkumu prováděného v Turecku na zalesněné půdě s dobou zalesnění 1, 5 a 20 let s porovnáním sousední nezalesněné půdy vyhodnotil, že stářím

zalesnění ubývá písčité frakce a naopak přibývá jílovitých částic, čímž dochází ke zvýšení objemové hmotnosti. Tento rozdíl ve výsledcích výzkumu může být způsoben jednak odlišnými oblastními vlivy působícími na půdotvorné procesy, např. odlišné klimatické podmínky, ale také rozdílný půdotvorný substrát, ze kterého se půda vyvíjí.

V článku Küçük a Akcay (2020) také zmiňuje obsah organického uhlíku v zalesněné půdě, jehož množství se dobou zalesnění snižuje. Stejný stav byl zaznamenán i v našem výzkumu, kdy množství uhlíku bylo nižší než u zemědělské půdy. Vzhledem k tomu, že obsah uhlíku je ukazatelem množství humusových látek v půdě, byl tedy menší i obsah humusu oproti orné půdě a jeho množství se s hloubkou půdy snižovalo. Bárcena a kol. (2014) ve svém popisu dlouhodobého výzkumu prováděného v severní Evropě uvádí, že pozitivní vliv zalesňování z pohledu obsahu organického uhlíku byl zaznamenán zejména u zalesnění jehličnatými dřevinami. Z jeho metaanalýzy vyplynulo, že počáteční ztráty uhlíku byly kompenzovány následným navýšením až v pozdější době. Dospěl tak k závěru, že po dobu zhruba 30 let, jsou změny v množství uhlíku malé. Těmto výsledkům a odhadům odpovídají i naše výsledky, které ukazují nižší množství uhlíku oproti orné půdě, jelikož jde o relativně nedávné zalesnění. Dle odhadu Bárcena a kol. (2014) by tedy po zhruba 30 letech mělo u naší výzkumné půdy dojít k mnohem většímu navýšení organické hmoty oproti půdě orné. Tuto predikci může potvrzovat i výzkum Podwika a kol. (2018), který v jižním Polsku provedl výzkum u 45-60 let staré zalesněné půdy listnatými dřevinami se zaměřením na humusové látky v porovnání se sousedící travnatou půdou. Výsledky výzkumu ukázaly, že obsah organického uhlíku v zalesněné půdě byl o téměř 150 % vyšší. Z uvedených údajů je tedy možné předpovídat, že po dobu zhruba 30 let od zalesnění se množství humusu v půdě může snižovat a k následnému navýšení a zisku humusových látek dochází až v řádu několika desítek let.

7. ZÁVĚR

V rešeršní části byla popsána půda jako taková, co půda vlastně je, jak a z čeho vzniká a dalšími aspekty, které se půdy přímo týkají. Základním materiálem, ze kterého půda vzniká je matečná hornina a neustálý půdotvorný proces trvá stovky let. Při vzniku a vývoji půdy na ni působí okolní vlivy jako např. klima, člověk, vodní režim a pod., které dávají spolu s mateční horninou půdě její specifický charakter. To vysvětluje, proč jsou půdy v různých klimatických oblastech a s různým vlhkostním režimem odlišné. Tato práce také seznamuje s tím, jaké má půda funkce a jak jsou významné pro člověka i životní prostředí. Pro produktivitu půdy, která je pro lidskou obživu důležitá je zásadní půdní úrodnost. Půda má však i ekologické funkce, např. filtrační, retenční a pufruční schopnost, přeměna látek a pod., které jsou pro ekosystém nezastupitelné. Bylo specifikováno z čeho se půda skládá a jednotlivé složky půdy byly popsány. Skládá se z minerální složky, pocházející ze zvětralé matečné horniny, dále z organické hmoty vznikající z odumřelé biomasy rostlin a živočichů, také jsou její součástí půdní organizmy, půdní voda a vzduch. Jednotlivé

půdy se od sebe odlišují svými fyzikálními, chemickými a biologickými vlastnostmi a charakteristikami. Tato práce popisuje zejména fyzikální vlastnosti, jelikož byli pro výzkumnou část této práce stěžejní. Okrajově došlo také k popsání základních chemických vlastností. V závěru rešeršní části bylo popsáno, jak se půda klasifikuje, čímž se půdy s podobnými vlastnostmi sdružují do skupin a nakonec co půdy ohrožuje a čím je možné půdy chránit. Jedním z ochranných opatření je i zalesnění, které bylo předmětem výzkumné části.

Ve výzkumné části této práce jsme porovnávali získaná data ze zemědělsky obdělávané půdy s daty z nedávno zalesněné půdy s mladou dřevinnou skladbou borovicí lesní. Cílem bylo zjistit, k jakému došlo vývoji půdy po zalesnění a predikovat další možný vývoj. Z výsledných dat jsme došli k závěru, že znatelné změny nastaly ve všech testovaných hloubkách. Změna zrnitostního složení byla nejvýraznější v hloubce 20 cm, kde došlo k velkému úbytku prachových částic o 13,4 % a navýšení písčité frakce o 14,3 %. V hloubce 40 cm došlo k největším změnám u několika charakteristik. Objemová hmotnost se s této hloubce snížila o 0,27 % a naopak zvýšení proběhlo u pórovitosti o 10,9 %, provzdušněnosti o 26,16 % a nasáklivosti o 17,40 %. Snížení množství uhlíku bylo v zalesněné půdě zaznamenáno ve všech testovaných hloubkách, kdy s hloubkou půdy se jeho obsah snižoval a největší úbytek byl v hloubce 60 cm o 0,92 %.

Jelikož jde o zalesnění s mladým 9 letým dřevinným porostem, získaná data nedávají dostatek podkladů na případnou predikci dalšího možného vývoje zalesněné půdy. Můžeme ovšem konstatovat, že po zalesnění i po tak krátkou dobu, došlo ke změnám hodnocených půdních parametrů ve všech zkoumaných hloubkách. Z výsledků lze tedy předpokládat, že se půda bude v dalších letech vyvíjet do plnohodnotné a zralé lesní půdy, což můžeme opřít i o výsledky jiných autorů uvedených v kapitole diskuze. Zhodnocení následného vývoje s porovnáním se současnými daty zalesněné zemědělské půdy s možnou predikcí bych rád provedl dalším výzkumem v diplomové práci.

8. PŘEHLED LITERATURY A POUŽITÉ ZDROJE

Arnalds O., Thorarinsdottir E. F., Metusalemsson S., Jonsson A., Gretarsson E., Arnason A., 2001: Soil erosion in Iceland. The Soil Conservation Service and the Agricultural Research Institute, Gutenberg. 121 s. ISBN 9979-60-641-X.

Bárcena T. G., Klær L. P., Vesterdal L., Stefánsdóttir H. M., Gundersen P., Sigurdsson B. D., 2014: Soil carbon stock change following afforestation in Northern Europe: a meta-analysis. *Global Change Biology* 20 (8). 2393-2405. ISSN 1365-2486. DOI 10.1111/gcb.12576.

Bardgett R. D., 2005: *The Biology of Soil: A Community and Ecosystem Approach*. Oxford University Press, Velká Británie. 256 s. ISBN 978-0-19-852502-8.

Berner A., Böhm H., Brandhuber R., Braun J., Brede U., Colling-von Roesgen J. L., Demmel M., Dierauer H., Doppler G., Ewald B., Fisel T., Fließbach A., Fuchs J., Gattinger A., Häberli H., Heß J., Hülsbergen K. J., Köchli M., Kolbe H., Koller M., Mäder P., Müller A., Neesen P., Patzel N., Pfiffner L., Schmidt H., Weller S., Wild M., 2013: *Grundlage zur Bodenfruchtbarkeit: Die Beziehung zum Boden gestalten*. FiBL, Švýcarsko. 32 s. ISBN 978-3-03736-208-2.

Blažková M., 2014: *Základy geologie*. Univerzita Jana Evangelisty Purkyně, Fakulta životního prostředí, Ústí nad Labem. 162 s. ISBN 978-80-7414-882-8.

Eash N. S., Sauer T. J., O'Dell D., Odoi E., 2015: *Soil Science Simplified*, Sixth Edition. John Wiley & Sons, Inc., USA. 272 s. ISBN 978-1-118-54069-5.

Ellis S., Mellor A., 2002: *Soils and Environment*. Routledge, London. 392 s. ISBN 978-1-134-91508-8.

Foth H. D., 1990: *Fundamentals of soil science*. John Wiley & Sons, Inc, USA. 384 s. ISBN 0-471-52279-1.

Chemnitz C., Weigelt J. [eds.], 2015: *Soil Atlas: facts and figures about earth, land and fields*. Heinrich Böll Foundation and IASS Potsdam, Německo. 68 s.

Huang P. M., Li Y., Sumner M. E. [eds.], 2011: *Handbook of Soil Sciences: Properties and Processes*. CRC Press, USA. 1442 s. ISBN 978-1-4398-0305-9.

Hůla J., Janeček M., Kovaříček P., Bohuslávěk J., 2003: *Agrotechnická protierozní opatření*. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Praha. 48 s. ISSN 1211-3972.

Jeřábková J., 2019: Proč je důležitá organická hmota v půdě. *BIOM* 2019/1. 2-3. ISSN 1801-2655.

Keesstra S. D., Mol G. [eds.], 2011: Soil Science in a Changing World: Wageningen Conference on Applied Soil Science, 18-22 September 2011, Wageningen, The Netherlands. Wageningen UR, Communication Services, Nizozemsko. 280 s. ISBN 978-946173-168-5. Dostupné z <<https://edepot.wur.nl/341667>>.

Küçük M., Akcay S., 2020: Determination the Effects of the Post-Afforestation Elapse on Soil Properties and Nitrogen Mineralization (Giresun-Sebinkarahisar Case). Kastamonu University Journal of Forestry Faculty 20 (3). 255-265. DOI 10.17475/kastorman.849514.

Mikanová O., Šimon T., Cerhanová D., 2010: Hodnocení kvality půdy biologickými metodami: metodika pro praxi. Výzkumný ústav rostlinné výroby, v.v.i., Praha. 22 s. ISBN 978-80-7427-044-4.

Morgan R. P. C., 2005: Soil Erosion and Conservation. Wiley-Blackwell, USA. 316 s. ISBN 1-4051-1781-8.

MZE, ©2020: Metodika k provádění nařízení vlády č. 185/2015 Sb., o podmínkách poskytování dotací v rámci opatření zalesňování zemědělské půdy a o změně některých souvisejících nařízení vlády, ve znění pozdějších předpisů: pro rok 2020. Ministerstvo zemědělství, Praha. 22 s. ISBN 978-80-7434-547-0.

Novotný I., Vopravil J., Kohoutová L., Poruba M., Papaj V., Khel T., Žigmund I., Vašků Z., Novák P., Tomiška Z., Koutná R., Pacola M., Novotný J., Pírková I., Havelková L., Brouček J., Žížala D., 2013: Metodika mapování a aktualizace bonitovaných půdně ekologických jednotek: Bonitace zemědělského půdního fondu ČR. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Praha. 172 s. ISBN 978-80-87361-21-4.

Novotný I., Papaj V., Podhrázká J., Kapička J., Vopravil J., Kristenová H., Mistr M., Žížala D., Kincl D., Srbek J., Pochop M., Dostál T., Krása J., Kadlec V., 2017: Příručka ochrany proti erozi zemědělské půdy. Ministerstvo zemědělství a Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Praha. 92 s. ISBN 978-80-87361-67-2.

Osman K. T., 2013: Soils: Principles, Properties and Management. Springer Science+Business Media Dordrecht, Nizozemsko. 274 s. ISBN 978-94-007-5663-2.

Pavlu L., 2018: Základy pedologie a ochrany půdy. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha. 76 s. ISBN 978-80-213-2876-1.

Penížek V., Zádorová T., Vaněk A., 2019a: Půdní krajiny. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha. 30 s. ISBN 978-80-213-2971-3.

Penížek V., Zádorová T., Vaněk A., 2019b. Popis půdního profilu. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha. 18 s. ISBN 978-80-213-2970-6.

Podwika M., Katarzyna Solek-Podwika, Ciarkowska K., 2018: Changes in the properties of grassland soils as a result of afforestation. *IForest - Biogeosciences and Forestry* 11 (5). 600-608. ISSN 19717458. DOI 10.3832/ifor2556-011.

Pokorný E., Šarapatka B., Hejátková K., 2007: Hodnocení kvality půdy v ekologicky hospodařícím podniku. ZERA - Zemědělská a ekologická regionální agentura, a.s., Náměšť nad Oslavou. 28 s. ISBN 80-903548-5-8.

Sánka M., Materna J., 2004: Indikátory kvality zemědělských a lesních půd ČR. *Planeta* 2004/11. 1-84. ISSN 1213-3393.

Sánka M., Vácha R., Poláková Š., Fiala P., 2018: Kritéria pro hodnocení produkčních a ekologických vlastností půd. Ministerstvo životního prostředí, Praha. 99 s. ISBN 978-80-7212-627-9.

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

Šantrůčková H., 2014: Základy ekologie půdy. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, České Budějovice. 125 s. ISBN 978-80-7394-480-3.

Šimek M., 2005: Základy nauky o půdě. Jihočeská univerzita, Biologická fakulta, České Budějovice. 160 s. ISBN 80-7040-747-6.

Šimek M., Elhottová D., Pižl V., 2015: Živá půda. Středisko společných činností AV ČR, v.v.i., Praha. 82 s. ISBN 978-80-200-2567-8.

Tomášek M., 1995: Atlas půd České republiky. Český geologický ústav, Praha. 36 s. ISBN 80-7075-198-3.

Tomášek M., 2007: Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha. 68 s. ISBN 978-80-7075-688-1.

Vopravil J., Khel T., Vrabcová T., Novák P., Novotný I., Hladík J., Vašků Z., Jacko K., Rožnovský J., Janeček M., Vácha R., Pivcová J., Kvítek T., Novák P., Fučík P., Čermák P., Janků J., Papaj V., Pírková I., Banýrová J., 2010: Půda a její hodnocení v ČR Díl I. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Praha. 148 s. ISBN 978-80-87361-05-4.

Vopravil J., Podrázský V., Holubík O., Vacek S., Beitlerová H., Vacek Z., 2017: Principy zakládání porostů na bývalé zemědělské půdě v rámci ploch vymezených k zalesnění: metodika pro praxi. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Praha. 58 s. ISBN 978-80-87361-69-6.

White R. E., 2006: Principles and Practice of Soil Science: The Soil as a Natural Resource. Wiley-Blackwell, USA. 376 s. ISBN 978-0-632-06455-7.

Yong R. N., Nakano M., Pusch R., 2012: Environmental Soil Properties and Behaviour. CRC Press, USA. 455 s. ISBN 978-1-4398-4529-5.

Zádorová T., Žížala D., Penížek V., Juřicová A., 2018: Harmonizace databáze KPP s klasifikacemi TKSP a WRB 2014: metodika. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i, Praha. 154 s. ISBN 978-80-87361-94-8.

Žůrková J., Hladík J., Lošák T., Lehejček J., Jeřábková J., 2016: Použití kompostu a digestátu pro udržení kladné bilance organických látek v půdě. BIOM 2016/1. 2-3. ISSN 1801-2655.

Internetové zdroje

Bátková K., Matula S., Miháliková M., 2013: Multimediální učebnice hydroopedologických terénních měření (online) [cit. 2021.02.08], dostupné z <<http://hydroopedologie.agrobiologie.cz>>.

ČHMÚ, ©2021: Historická data - meteorologie a klimatologie (online) [cit. 2021.02.06], dostupné z <<https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/zakladni-informace>>.

Hovorčovice, ©2021: Poloha obce (online) [cit. 2021.02.06], dostupné z <<https://www.hovorcovice.cz/poloha-obce>>.

MZE, ©2021: Dotace - Zalesňování a zakládání lesů (online) [cit. 2021.02.13], dostupné z <<http://eagri.cz/public/web/mze/dotace/program-rozvoje-venkova-na-obdobi-2014/opatreni/m08-investice-do-rozvoje-lesnich-oblasti/x8-1-1-zalesnovani-a-zakladani-lesu>>.

TOMST, ©2021: Produkt TMS-4 (online) [cit. 2021.02.07], dostupné z <<https://tomst.com/web/en/systems/tms/tms-4>>.

VÚMOP, ©2019a: eKatalog BPEJ (online) [cit. 2021.02.18], dostupné z <<https://bpej.vumop.cz>>.

VÚMOP, ©2019b: eKatalog BPEJ - 2.01.00 (online) [cit. 2021.02.06], dostupné z <<https://bpej.vumop.cz/20100>>.

9. SEZNAM OBRÁZKŮ

Obrázek 1: Půdní profil (Šimek 2005).	8
Obrázek 2: Složky půdy (Šimek 2005).	12
Obrázek 3: Jednoduché schéma potravní sítě v půdě (Šantrůčková 2014).	15
Obrázek 4: Stránka z Munsellových tabulek (Vopravil a kol. 2010).	16
Obrázek 5: Diagram půdní textury podle systému USDA (Pavlu 2018).	18
Obrázek 6: Poloha výzkumné oblasti v rámci České republiky (ČÚZK ©2021 upravil autor 2021), Geoprohlížeč (online) [cit. 2021.02.06], dostupné z < https://ags.cuzk.cz/geoprohlizec >	34
Obrázek 7: Výzkumná plocha a umístění sond (www.mapy.cz ©2021 upravil autor 2021), (online) [cit. 2021.02.06], dostupné z < https://mapy.cz/zakladni?x=14.5205563&y=50.1836634&z=20&base=ophoto&source=muni&id=4162 >	35
Obrázek 8: Stanoviště F1 se sondami a srážkoměrem (foto autor 2021).	36
Obrázek 9: Stanoviště F3 se sondami (foto autor 2021).	36
Obrázek 10: Aplikované sondy na měření vlhkosti (VÚMOP ©2020).	36
Obrázek 11: Vlhkostní sonda TOMST TMS-4 (https://tomst.com/web/cz/systemy/tms/tms-4).	37
Obrázek 12: Vlhkostní sonda TOMST TMS-4 zakopávací (https://eshop.tomst.com/tms-dataloggery/90-tms-3-zakopavaci-1m.html).	37
Obrázek 13: Diagram půdní zrnitosti podle systému USDA (VÚMOP ©2021).	40

10. SEZNAM TABULEK

Tabulka 1: Nováková klasifikační stupnice (Vopravil a kol. 2010).	18
Tabulka 2: Základní typy půdní struktury (Sáňka a kol. 2018).	20
Tabulka 3: Kategorie hloubky půd (Vopravil a kol. 2010).	23
Tabulka 4: Hodnocení skeletovitosti (Vopravil a kol. 2010).	23
Tabulka 5: Hodnocení obsahu humusu Tjurinovou metodou (Vopravil a kol. 2010).	30
Tabulka 6: Výsledné hodnoty zastoupených zrnitostních frakcí (VÚMOP ©2021).	38
Tabulka 7: Pórovitost a velikostní skupiny pórů (VÚMOP ©2021).	42

11. SEZNAM GRAFŮ

Graf 1: Zrnitostní složení půdních profilů (VÚMOP ©2021).	39
Graf 2: Rozdíly v zrnitostním složení (VÚMOP ©2021).	40
Graf 3: Specifická a objemová hmotnost (VÚMOP ©2021).	41
Graf 4: Rozdíly ve specifické a objemové hmotnosti (VÚMOP ©2021).	42
Graf 5: Pórovitost (VÚMOP ©2021).	43
Graf 6: Zastoupení velikostních podskupin pórů (VÚMOP ©2021).	44
Graf 7: Rozdíl v pórovitosti a velikostních podskupin pórů (VÚMOP ©2021).	44

Graf 8: Provzdušněnost a maximální kapilární vzdušná kapacita - MKK _{vz} (VÚMOP ©2021).....	45
Graf 9: Rozdíl v provzdušněnosti a maximální kapilární vzdušné kapacitě - MKK _{vz} (VÚMOP ©2021).....	46
Graf 10: Momentální vlhkost a nasáklivost (VÚMOP ©2021).....	47
Graf 11: Rozdíl v momentální vlhkosti a nasáklivosti (VÚMOP ©2021).....	48
Graf 12: Množství oxidovatelného uhlíku (C _{ox}) a humusu (VÚMOP ©2021).	49
Graf 13: Rozdíl v oxidovatelném uhlíku (C _{ox}) a obsahu humusu (VÚMOP ©2021).	49