

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta životního prostředí

**Katedra vodního hospodářství a environmentálního
modelování**



DIPLOMOVÁ PRÁCE

**Odhad vlhkosti lesní půdy na lokalitě Amálie s využitím
inovativní terénní kalibrace**

**Vedoucí práce: Ing. Lukáš Jačka, Ph.D.
Diplomant: Bc. Marek Peták**

©2023 ČZU v Praze

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Marek Peták

Regionální environmentální správa

Název práce

Odhad vlhkosti lesní půdy na lokalitě Amálie s využitím inovativní terénní kalibrace

Název anglicky

Estimation of forest soil moisture at the Amálie location using innovative field calibration

Cíle práce

- 1) Provést terénní kalibraci naměřených hodnot vlhkosti lesní půdy senzory TMS4 TOMST (TDT metoda) pomocí přesnějšího zařízení TRIME PICO 64 IMCO (TDR metoda) za účelem zpřesnění stanovení půdní vlhkosti.
- 2) Porovnat rozdíly v půdní vlhkosti ze senzorů TMS4 stanovené pomocí terénní kalibrace s předchozím odhadem z univerzální laboratorní kalibrace na porušených vzorcích lesní půdy.
- 3) Porovnat rozdíly v kalibračních křivkách mezi půdou nacházející se pod porosty smrku, buku a modřínu.

Metodika

Zpracovat rešerši způsobů stanovení půdní vlhkosti se zaměřením zejména na gravimetrickou metodu a nepřímé elektrické metody. Popsat výhody a nevýhody metod. Provést kalibraci přístroje TRIME PICO 64 IMCO (TDR metoda) pomocí odebraných neporušených vzorků zeminy (gravimetrická metoda) ve svrchní vrstvě půdy pod třemi druhy dřevin (smrk ztepilý, buk lesní, modřín opadavý). Pomocí TDR změřit hodnoty v těsné blízkosti TMS4 alespoň ve dvou opakováních u každého senzoru a alespoň ve třech kampaních. Vyhodnotit rozdíly mezi odhadem půdní vlhkosti z terénní kalibrace TMS4 pomocí TDR a odhadem vlhkosti z univerzální laboratorní kalibrace TMS4 pro testovanou půdu. Vyhodnotit rozdíly v terénní kalibraci pro svrchní vrstvu půdy mezi porosty smrku, buku a modřínu.

Doporučený rozsah práce

55 stran

Klíčová slova

vlhkost lesní půdy, měření obsahu půdní vody, elektrické metody, zpřesnění odhadu, vliv dřevin

Doporučené zdroje informací

Dane, J.H., Topp, G.C., Campbell, G.S., 2002. Methods of soil analysis: Part 4. Madison, Wis: Soil Science Society of America.

Mittelbach, H., Lehner, I., Seneviratne, S.I., 2012. Comparison of four soil moisture sensor types under field conditions in Switzerland. *J. Hydrol.* 430–431, 39–49.

Robinson, D.A., Campbell, C.S., Hopmans, J.W., Hornbuckle, B.K., Jones, S.B., Knight, R., Ogden, F., Selker, J., Wendroth, O., 2008. Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: a review. *Vadose Zone J.* 7, 358–389.

Wild, J., Kopecký, M., Macek, M., Šanda, M., Jankovec, J., Haase, T., 2019. Climate at ecologically relevant scales: a new temperature and soil moisture logger for long-term microclimate measurement. *Agric For Meteorol.* 268, 40–47.

Předběžný termín obhajoby

2022/23 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Lukáš Jačka, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Konzultant

Ing. Martin Kovář

Ing. Marta Kuželková

Elektronicky schváleno dne 7. 2. 2023

prof. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 20. 2. 2023

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 09. 03. 2023

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma: Odhad vlhkosti lesní půdy na lokalitě Amálie s využitím inovativní terénní kalibrace 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 diplomovou 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 diplomové 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.

Poděkování

Mé poděkování patří zejména vedoucímu práce Ing. Lukášovi Jačkovi, Ph.D., za jeho příkladné vedení, trpělivost, ochotu, cenné rady a připomínky směřující k vypracování této práce. Rád bych také poděkoval oběma konzultantům této práce, konkrétně Ing. Martě Kuželkové a Ing. Martinu Kovářovi, a to zejména za pomoc při terénních výjezdech. Rád bych také poděkoval mé rodině a přítelkyni za podporu v celém průběhu studia.

Abstrakt

Půdní vlhkost je důležitým aspektem pro velké množství ekosystémů a tvoří významnou složku hydrologického cyklu. V období stále častěji vyskytujících se epizod sucha ve spojitosti s klimatickou změnou, nabývá znalost stavu půdní vlhkosti na důležitosti. Současná technika pro měření půdní vlhkosti nabízí celou řadu finančně dostupných zařízení, jakými jsou například senzory TMS-4.

Předkládaná diplomová práce se soustředí na zpřesnění půdních vlhkostí měřených senzory TMS-4 pomocí nově vytvořené terénní kalibrace. Současně práce porovnává novou terénní kalibraci spolu s původně používanými kalibracemi. Konkrétně se jedná o laboratorní kalibraci vytvořenou na ČZU a univerzální kalibraci od firmy TOMST. Dále srovnává rozdíly mezi nově vytvořenými kalibračními křivkami pro svrchní vrstvu půdy v porostech buku lesního (*Fagus sylvatica*), smrku ztepilého (*Picea abies*) a modřínu opadavého (*Larix decidua*).

V rámci terénních výjezdů byly použity senzory TMS-4 fungující na principu TDT společně s TDR senzorem PICO 64. Těmito senzory byla měřena vlhkost svrchní vrstvy půdy (0-15 cm) pod sledovanými dřevinami. Senzor PICO 64 byl zkalibrován gravimetrickou metodou a následně s ním byla měřena půdní vlhkost u senzorů TMS-4. Z naměřených vlhkostí senzorem PICO 64 byly vytvořeny nové kalibrační křivky. U těchto křivek byly vyhodnoceny jejich vzájemné rozdíly a současně byly porovnány s původně používanými kalibracemi pro senzor TMS-4.

Výsledkem práce je úspěšně provedená terénní kalibrace, díky které došlo ke zpřesnění ustanovovaných hodnot vlhkosti ze senzorů TMS-4. Tato kalibrace vykazuje odchylku od referenční gravimetrické metody maximálně 1 %. Nově vytvořené kalibrační křivky poukazují na nepřesnost původně aplikovaných kalibrací. Rozdíl objemových vlhkostí mezi novými křivkami a původními kalibracemi v některých případech dosahuje až 15 %. Zároveň vzájemná odlišnost mezi nově vytvořenými křivkami nasvědčuje výskytu rozdílných podmínek v zájmových porostech. Tato odlišnost byla v jistých případech až 7 %.

Přínosem práce je vytvoření inovativní kalibrační metody, která je vhodnou alternativou v případech, kdy je obtížné využít laboratorní kalibraci. Současně nové kalibrační křivky umožňují hlouběji nahlédnout do hydrologických procesů v půdě.

Klíčová slova: Relativní permitivita, nepřímé metody měření vlhkosti, chytrá krajina Amálie, inovativní terénní kalibrace, monitoring půdní vlhkosti.

Abstract

Soil moisture is an important aspect for a large number of ecosystems and constitutes a major part of hydrological cycle. In the period of ever more frequent episodes of drought in conjunction with climate change, the knowledge of soil moisture is more important than ever. Contemporary technique for measuring of soil moisture offers many affordable devices, such as TMS-4 sensor.

The focus of this thesis is aimed at improving accuracy of measurement of soil moisture using TMS-4 sensors, namely with new field calibration. Furthermore, this thesis compares this new field calibration together with different calibrations used previously, specifically a lab calibration created on ČZU and universal calibration from TOMST. Finally, it compares differences between the new calibration curves for topsoil in areas with vegetation of beech (*Fagus sylvatica*), spruce (*Picea abies*) and larch (*Larix decidua*).

Sensors TMS-4, functioning on the TDT principle, alongside a TDR sensor PICO 64 were used during field research. These sensors were used to measure moisture of the topsoil soil (0–15cm) under the monitored trees. PICO 64 sensor was calibrated using gravimetric method and it was used to measure moisture alongside TMS-4 sensors. New calibration curves were created from the measured moisture with the PICO 64 sensor. Differences in these curves were evaluated and were compared with the previously used calibrations for TMS-4 sensor.

The output of this thesis is successfully executed field calibration, which resulted in more accurate measurements from TMS-4 sensors. This calibration has a maximum deviation from referential gravimetric method of 1 %. The new calibration curves show the inaccuracy of previously used calibrations. The difference of volumetric moisture between new and old calibrations is 15 % in some cases. The difference between the new curves indicates the presence of different conditions in the various vegetations of interest. This deviation was as high as 7 % in some cases.

The contribution of this thesis is the creation of an innovative method, which is a suitable alternative to already existing ones in cases where it's difficult to use laboratory calibration. As well as that, the new calibration curves give us deeper insight into hydrological processes in the soil.

Keywords: Relative permittivity, indirect measurement methods, Amalia smart landscape, innovative field calibration, soil moisture monitoring.

Obsah

1 Úvod	1
2 Cíle práce	3
3 Literární rešerše	4
3.1 Půda	4
3.2 Vlastnosti půdy	6
3.2.1 Půdní salinita.....	6
3.2.2 Struktura půdy	7
3.2.3 Zrnitost	8
3.2.4 Pórovitost	11
3.2.5 Objemová hmotnost	11
3.2.6 Vlhkost půdy	12
3.2.7 Retenční čára půdní vlhkosti.....	13
3.3 Měření vlhkosti půdy.....	14
3.3.1 Gravimetrická metoda.....	15
3.3.2 Dielektrické metody	16
3.3.2.1 TDR (Time Domain Reflectometry).....	17
3.3.2.2 Senzor TRIME-PICO 64	19
3.3.2.3 TDT (Time Domain Transmission)	22
3.3.2.4 Senzor TMS-4 TOMST	22
3.3.2.5 FDR (Frequency domain reflectometry).....	25
3.3.3 Radiometrické metody	26
3.3.3.1 Neutronová metoda.....	26
3.3.3.2 Gamaskopická metoda.....	27
3.3.4 Odporové metody.....	27
3.3.4.1 Sádrové bloky	27
3.3.5 Dálkový průzkum země	28
4 Charakteristika studijního území	30
4.1 Klimatické podmínky	31
4.2 Půdní charakteristika lokality podrobného monitoringu 1	32
5 Metodika	34
5.1 Odběr vzorků pro gravimetrii	35
5.2 Měření přístrojem PICO 64	36
5.3 Kontinuální měření pomocí TMS-4 TOMST	38
5.4 Laboratorní vyhodnocení odebraných půdních vzorků.....	40

5.5	Zpracování naměřených dat senzorem PICO 64 a jeho následná kalibrace	41
5.6	Tvorba kalibračních křivek.....	41
6	Výsledky	42
6.1	Kalibrace TDR metody pomocí gravimetrické metody	42
6.2	Nové kalibrační křivky	44
6.3	Porovnání vlivu kalibrací na vývoj objemových vlhkostí půdy.....	46
7	Diskuse.....	50
8	Závěr.....	53
9	Přehled literatury a použitých zdrojů	55
	Knižní publikace a časopisy	55
	Internetové zdroje	61
10	Seznam obrázků	63
11	Seznam tabulek.....	64
12	Seznam příloh	64
13	Přílohy	65

1 Úvod

Voda je základním stavebním kamenem pro vše živé, a je tak základní složkou života na planetě. Přežití člověka a ostatních organismů v podobě jaké je známe, je závislé na přísunu vody. Jedním z nejlepších způsobů, jak zacházet s vodními zdroji, je znát jejich dostupné množství, a dle toho provádět jednotlivá rozhodnutí.

Konkrétně tato práce se soustředí na vodní zdroje obsažené v půdním profilu a na způsoby, jak měřit jejich dostupné množství.

Půdní vlhkost je obsah vody v půdě, která je zadržována mezi půdními částicemi (Ali, 2010). I přes malý zlomek celosvětově dostupné sladké vody (0,15 %), je půdní vlhkost neodmyslitelnou složkou hydrologického cyklu a hraje velmi důležitou roli v mnoha hydrologických, biologických a biochemických procesech (Dingman, 2015). Například v České republice se odhaduje, že obsah vody, kterou dokáže půda potenciálně zadržet je výrazně vyšší, než je objem všech povrchových nádrží (Kutílek, Nielsen, 1994).

Půdní vlhkost má zásadní vliv na výměnu vody a energie mezi zemským povrchem a atmosférou, čímž ovlivňuje klimatické podmínky a počasí (Jung et al. 2010). Vlhkost půdy ovlivňuje nejen fyzikální vlastnosti půdy, ale také působí na rozpouštění a transport živin či na činnost mikroorganismů, čímž ovlivňuje úrodnost půdy (Yu et al. 2021). Vlhkost je také důležitým aspektem při srážkách, kdy právě míra nasycení půdy rozhoduje o velikosti i rychlosti povrchového a podpovrchového odtoku v povodích.

Monitorování a znalost půdní vlhkosti, zejména při probíhající klimatické změně může být užitečné například pro správní úřady při rozhodování v situacích jako jsou sesuvy půdy, půdní eroze, správa vodních nádrží nebo monitoring sucha (Mukhlisin et al. 2021). Dále monitoring půdní vlhkosti uvítají v odvětvích jako je zemědělství nebo lesní hospodářství. U zemědělské produkce je vegetace závislá zejména na množství disponibilní vody v kořenové úrovni plodin, a díky monitoringu půdní vlhkosti je možné určit, jak plodiny dokážou nakládat s dostupným množstvím vody. V rámci lesního hospodářství je monitoring lesním hospodářům užitečný, například pro hodnocení vlivu nedostatku vody na růst dřevin a celkově odolnosti vůči suchu. Dále je pomocí monitoringu možné stanovit, jak který lesní porost dokáže

hospodařit s půdní vláhou, kolik jí spotřebuje ke svému životu, a jak se vyrovnává s nedostatkem vody.

Klimatické modely do budoucna předpokládají vyšší a intenzivnější výskyt půdního sucha s delší dobou trvání. V tomto důsledku se domnívá, že bude hrozit nedostatek vody v půdě pro rostliny a dřeviny (Markonis et al. 2021; Rakovec et al. 2022).

Z výše uvedeného vyplývá, že je potřeba přesně a podrobně monitorovat množství vody v půdě, a tím spíše z důvodu probíhající klimatické změny, kdy informace poskytnuté z monitoringu pomáhají se na tuto změnu adaptovat. Aktuálně existuje řada nepřímých metod měření, které vyžadují specifickou kalibraci pro konkrétní měřenou půdu. Předkládaná diplomová práce uvádí inovativní řešení pro tzv. „low cost“ senzory TMS-4 TOMST na lesní půdě s vysokým podílem prachové frakce.

První část práce se věnuje literární rešerši, kde je popsána půda a její vlastnosti spojené s měřením půdní vlhkosti. Dále obsahuje popis způsobů měření půdní vlhkosti včetně popisu dvou senzorů využívaných v experimentální části této práce, kterými jsou TMS-4 a TRIME PICO 64.

Další část práce se soustředí na rozbor přírodních poměrů zájmového území Amálie společně s podrobnějším popisem jedné z částí tohoto území. Tou je lokalita podrobného monitoringu lesní půdy v porostech buku, smrku a modřínu, kde byly prováděny všechny terénní výjezdy.

Jednou z finálních částí práce je metodický popis sběru dat i odběru vzorků při terénních výjezdech a způsob jejich zpracování. K finálním částem práce se dále řadí kapitola s výsledky, kde jsou získaná data interpretována a vyhodnocena pomocí tabulek a grafů.

Závěr práce se spolu s diskusí zabývá konečným shrnutím všech výsledků, vyhodnocením situace a následným uvedením do souvislostí.

2 Cíle práce

Hlavním cílem předkládané diplomové práce je zpřesnění ustanovovaných hodnot vlhkosti půdy měřených pomocí metody Time Domain Transmission (TDT), na jejímž principu fungují vlhkostní čidla TMS-4 od firmy TOMST. Zpřesnění oproti původním kalibracím, ke kterým patří univerzální a laboratorní kalibrace, bude uskutečněno s využitím nově provedené terénní kalibrace. Tato kalibrace bude vytvořena pomocí přesnější a nákladnější metody Time Domain Reflectometry (TDR), na jejímž principu fungují použité senzory TRIME PICO 64 od firmy IMKO.

Dílčím cílem této práce je zkalibrovat metodu TDR pomocí standardní gravimetrické metody, a tím validovat výsledky naměřené touto metodou. Navazujícím cílem je na základě provedené terénní kalibrace vytvoření nových kalibračních křivek pro svrchní vrstvu lesní půdy v porostech buku lesního, smrku ztepilého a modřínu opadavého na území pilotního projektu Amálie. K navazujícím cílům se řadí také porovnání výsledků měření vlhkosti půdy metodou TDT, získaných pomocí univerzální a laboratorní kalibrace s výsledky nově vytvořené terénní kalibrace.

3 Literární rešerše

3.1 Půda

Definice půdy se dosti často liší, jelikož různé části společnosti jí mohou vnímat jinak, a také pro ně může jiné znamenat. Zemědělec vnímá půdu jako zdroj pro produkci potravin. Naopak inženýr definuje půdu jako přirozeně se vyskytující povrchovou vrstvu vzniklou za působení fyzikálních a biochemických procesů zvětrávání, která obsahuje živou hmotu. Geolog může půdu chápat jako přirozeně se vyskytující médium z neuzpevněných materiálů nad podloží. Jedna z ustálených definic popisuje půdu jako médium, které zahrnuje minerály, organickou hmotu, organismy, půdní vzduch, či půdní vodu, a jako souhrnný celek tvoří základ života na Zemi (Brevik, 2005).

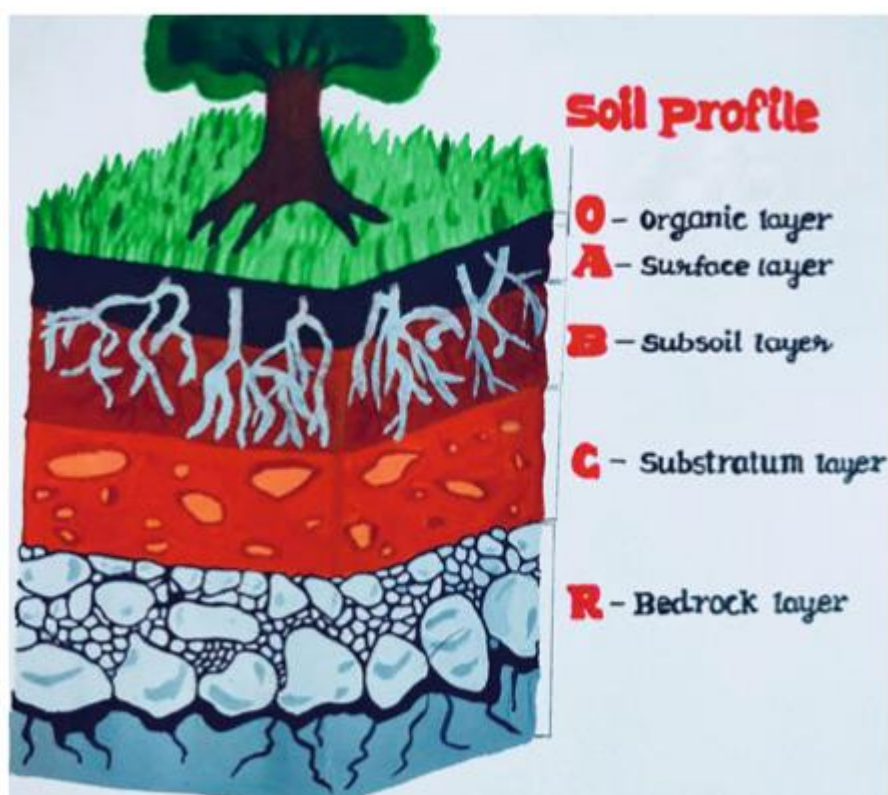
Dále lze půdu popsat jako komplexní přírodní dynamický útvar, který vzniká zvětráváním zemské kůry a organických zbytků za působení půdotvorných faktorů v čase, jenž trvá od sekund (biologické procesy) až k tisíciletím (zvětrávání matečné horniny). Takovýto přírodní útvar je schopen zajistit veškeré podmínky pro život organismů jenž se v něm vyskytují (Šimek, 2003).

Summer et al. (2011) popisuje půdu jako tenkou a vzácnou „kůži“ (pedosféru) pokrývající naši planetu. Tato „kůže“ podporuje všechny formy suchozemského života, a živinami přispívá k životu pod vodní hladinou.

Proces tvorby půdy v čase je ovlivňován topografickými, klimatickými, fyzikálními, chemickými a biologickými faktory. Půda se společně s vodou, jakožto hlavní složkou všech živých bytostí, stává úrodným substrátem, z něhož pramení veškerý život na pevnině. Půda je v přirozeném stavu samoregulační, pomalu se vyvíjející biogeochemický systém, který působením času zvětrává a svými vlastnostmi by se dal přirovnat k houbě. Její vlastnosti umožňují regulovat zásobování živinami, kvalitu a množství vody, dále rozděluje vodu do podzemních a povrchových zdrojů. Kromě těchto schopností dokáže půda také fungovat jako jakýsi filtr proti znečištění, jež vzniká z antropogenní činnosti. Pomocí biochemických procesů dokáže čistit i detoxikovat. Působí tak na většinu toxinů a patogenů ve znečištěných vodách, které by jinak kontaminovaly životní prostředí (Summer et al. 2011).

Jak zmiňuje Vopravil et al. (2010) půda je neobnovitelným přírodním zdrojem a tvoří nezastupitelnou složku životního prostředí, která je potřeba k životu na Zemi. Utváření půdy je velice pomalý proces, k vytvoření 1cm půdy může být potřeba i více než sto let, a přitom její degradace je velice rychlá. Půda tvoří filtrační a kumulační prostředí pro vodu, umožňuje život rostlinám, zajišťuje výměnu plynů a energie a celkově je klíčovým aspektem pro rovnováhu ekosystémů. Půda má mimo jiné pufrací vlastnosti, přičemž degraduje, zadržuje, ale i uvolňuje různé prvky.

Půdní profil se dělí na několik horizontů viz. obrázek č. 1. Prvním horizontem je organická vrstva s obsahem humusu a rozpadlých částic organického materiálu. Pod organickou vrstvou se nachází vrstva ornice, která je obecně bohatá na minerální i organickou hmotu a je tmavě zbarvená. Dále je zde B horizont neboli zóna akumulace. Často obsahuje rozpustné minerály, rovněž se zde stále nachází kořeny a biologická aktivita. Považuje se tak za efektivní hloubku půdy. C horizont obsahuje nejméně zvětralé části půdního profilu. Poslední R horizont též zvaný jako podloží obsahuje horninovou masu (žulu, čedič, křemen, vápenec) (Srivastava et al. 2020).



Obrázek 1: Popis půdních horizontů (Srivastava et al. 2020).

3.2 Vlastnosti půdy

Půdní vlastnosti lze rozdělit následovně na:

- fyzikální,
- chemické,
- biologické.

Toto rozdělení slouží spíše pro utvoření obsahové koncepce práce. Jelikož spolu všechny vlastnosti souvisí, tak je nelze přesně segregovat do jednotlivých skupin.

Půda je tvořena pevnou, plynnou a kapalnou složkou. Vzájemné vztahy vznikající mezi těmito složkami utváří soubor fyzikálních vlastností. K fyzikálním vlastnostem se řadí například struktura, teplota, pórovitost, zrnitost, objemová hmotnost a mnoho dalších (Hillel, 1998).

Kromě fyzikálních vlastností může množství a chování půdní vody ovlivňovat také řada chemických vlastností, jako například salinita.

Tato kapitola obsahuje základní popis půdních vlastností, jenž mají vliv zejména na schopnost půdy na sebe vázat vodu. Dále také uvádí takové vlastnosti, které zásadně ovlivňují nepřímé metody měření vlhkosti.

3.2.1 Půdní salinita

Senzory měřící vlhkost půdy pomocí dielektrické permitivity mohou vlivem chemických vlastností půdy vykazovat tzv. dielektrické ztráty. Tyto ztráty jsou spojené se salinitou půdy nebo mohou být způsobeny obsahem jílových částic v půdě. Míra ovlivnění měření vlhkosti z velké části závisí na frekvenci, kterou dielektrické senzory využívají. U senzorů využívající frekvence nižší nežli 250 MHz byla zjištěna vyšší míra ovlivnění salinitou, oproti senzorům, které pracují s frekvencemi nad 250 MHz. Senzory využívající frekvence nad 450 MHz vykazují minimální závislost na půdní salinitě. Pro eliminaci ovlivnění salinitou u nízkofrekvenčních senzorů lze využít kalibrace (Hasted, 1973; Szypłowska et al. 2019).

Salinita udává míru zasolení půdy. K salinizaci neboli zasolování dochází v oblastech, kde je výpar mnohem vyšší než srážkové úhrny, v půdě tak převládá vzlínání vody nad infiltrací. Vzlináním jsou na povrch vynášeny rozpuštěné roztoky soli. Vzlinající voda se poté odpaří a na povrchu zůstávají pouze soli, které se postupem času akumulují. K látkám způsobující zasolování patří soli chloridové

(NaCl, MgCl₂), uhličitanové (Na₂CO₃), síranové (Na₂SO₄) nebo jejich vzájemná kombinace (Pavlů, 2018).

Zasolování půdy je jedním z velkých environmentálních problémů, který negativně působí na růst a vývoj vegetace. Slanost půdy lze určit měřením měrné elektrické vodivosti půdy. Elektrická vodivost je ovlivněna koncentrací a složením solí rozpuštěných v půdě. Čím vyšší je hodnota elektrické vodivosti, tím vyšší je i míra zasolení, jelikož slanost roztoku zvyšuje schopnost elektrické vodivosti (Rhoades et al. 1999).

3.2.2 Struktura půdy

Půdní struktura do značné míry ovlivňuje většinu fyzikálních, chemických a biologických procesů v půdě. Konkrétně například míru provzdušnění půdy, pohyb vody v půdním horizontu, odolnost půdních částic vůči erozi, pronikání a proliferaci kořenového systému rostlin, transport plynů a tepla. V neposlední řadě působí na mikrobiální život a rozklad organické hmoty v půdním horizontu (Srivastava et al. 2020).

Pojmem půdní struktura se rozumí prostorové uspořádání shluků částic a volných prostor (pórů). Jednotlivé shluky půdních částic (agregáty), vznikají organizovaným spojením jemných primárních částic. Tyto agregáty se následně spojují do větších agregátů neboli pedů. Každý půdní druh má svou signifikantní půdní strukturu, a u půd s hrubou zrnitostí jako je písek nebo štěrk většinou vůbec nedochází k vytvoření půdní struktury (Dexter 1988).

Půdní agregáty vznikají vlivem koagulace půdních koloidů spolu s dalšími látkami mající koloidní vlastnosti za pomoci dvojmocných kationtů. Vzniklé částičky jsou následně spojeny pomocí tmelů, gelů a dalších amorfních látek. V další fázi obalí koloidní látky svým povlakem hrubé půdní částičky (Pavlásek, Jačka, 2014).

Struktura je komplexní a dynamickou vlastností půdy, jelikož jednotlivé částice jsou heterogenní jak už velikostně, tvarem, tak i chemickou povahou. Za komplexní vlastnost lze také strukturu považovat z důvodu různorodosti mechanismů, díky kterým dochází ke spojování jednotlivých částic. Za dynamickou vlastnost se považuje z důvodu reakce na neustálé změny vnitřních nebo i vnějších faktorů (změna teploty, vlhkosti, zásah člověka, biologická aktivita) (Dexter 1988).

Vzniklé půdní agregáty lze rozdělit podle velikosti na:

- mikroagregáty (menší než 0,25 mm),
- makroagregáty (větší než 0,25 mm) (Pavlásek, Jačka, 2014).

Na uspořádání mikro a makro agregátů mají vliv procesy, které probíhají v půdním prostředí. Vznik makroagregátů je způsoben různými procesy, ke kterým se řadí například objemové změny v půdě, vývoj kořenového systému, vliv půdních organismů nebo mechanické obdělávání půdy (Pavlásek, Jačka, 2014).

Půdní strukturu lze rozřadit do skupin dle velikosti, tvaru a zastoupení agregátů.

Dle zastoupení jednotlivých agregátů lze dělit na:

- půdy nestrukturní – neutváří viditelné půdní agregáty,
- půdy se slabě vyvinutou strukturou – obsahují vyšší podíl nestrukturních částic a jen malé množství makroagregátů,
- půdy strukturní – obsahují vysoký podíl makroagregátů, které jsou od sebe lehce oddělitelné (Pavlásek, Jačka, 2014).

Pro půdu je její struktura velmi důležitým aspektem, který rozhoduje o zastoupení půdní hmoty v půdním vzorku. Strukturní půda obsahuje v porovnání s nestrukturní větší množství pórů s větším průměrem. Tím dochází k ovlivnění hustoty půdy, její soudržnosti a obdělávatelnosti půdy. Strukturní půdy na rozdíl od nestrukturních dokážou lépe infiltrovat, a také déle zadržet vodu. Dále díky vyššímu množství nekapilárních pórů a nižší spojitosti kapilárních pórů dosahují nižšího množství výparu z povrchu půdy (Pavlásek, Jačka, 2014). Celkově strukturní půdy dokážou lépe hospodařit s disponibilním množstvím vody a utváří lepší podmínky pro půdní život, což je zejména při probíhající klimatické změně velmi důležitým aspektem.

3.2.3 Zrnitost

Zrnitost neboli textura půdy je jednou z nejčastějších charakteristik používaných k rozboru půdy. Půdní textura silně ovlivňuje hydraulické vlastnosti zeminy. Například pokud je půda spíše písčítá, projde skrze ni voda velmi snadno. Klesá tak její schopnost vodu zadržet. Pokud je ale půda jílovitá, voda se skrze ni pohybuje velice pomalu a má potenciál k zadržení velkého množství vody (Kutílek, Nielsen, 1994; Odeh, McBratney, 2005).

Zrnitostní složení lze popsat jako část pevné fáze půdy skládající se z minerálních částíček vzniklé zvětráváním matečného substrátu. Jednotlivé částíčky tvoří v půdě ucelené shluky neboli agregáty. Pomocí klasifikace tvaru a velikosti půdních částíček lze zrnitostním rozbořem určit půdní druh (Pavlásek, Jačka, 2014).

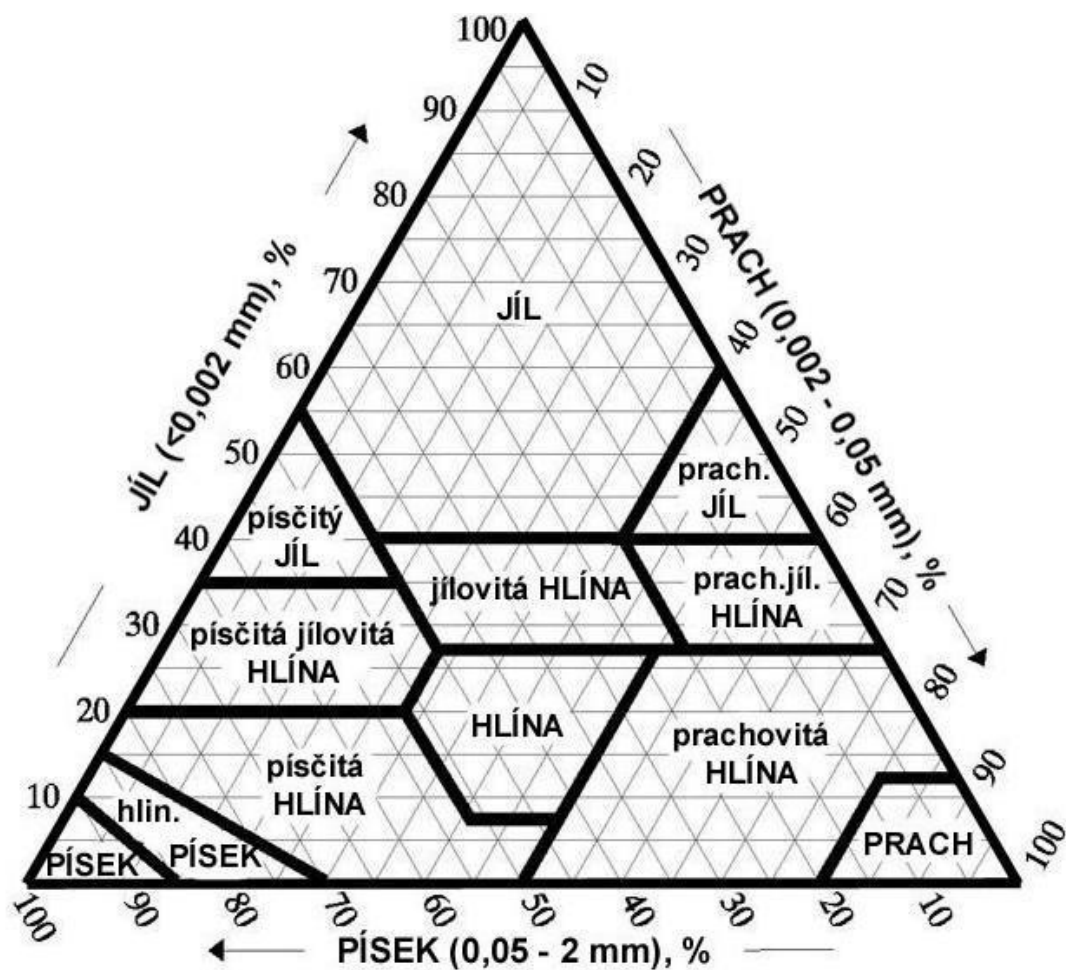
V České republice je zavedený tzv. Taxonomický klasifikační systém půd, který rozděluje minerální složku půdy do tříd dle velikosti jednotlivých částic. Velikost částic dle Taxonomického systému má základní dělení na skelet a jemnozem. Pokud jsou částice větší, než 2 mm jedná se o skelet, částice menší než 2 mm se řadí jako jemnozem. Takovýto rozměr tvoří rozhraní, kdy v půdních pórech přestávají působit kapilární síly. Jemnozem se dále dělí dle velikosti jednotlivých částic na:

- jíl (< 0,002 mm),
- prach (0,001 mm – 0,05 mm),
- písek (0,05 mm – 2 mm) (Němeček et al. 2008; Pavlásek, Jačka, 2014).

Skeletovitost rozděluje Taxonomický systém do 4 základních kategorií dle velikosti částic na:

1. hrubý písek (2 mm – 4 mm),
2. štěrk (4 mm – 30 mm),
3. kamení (> 30 mm),
4. balvany (> 300 mm) (Němeček et al. 2008; Pavlásek, Jačka, 2014).

Další způsob stanovení půdního druhu se používá podle trojúhelníkového diagramu, ze kterého se určí procenta jednotlivých frakcí minerálního materiálu viz obrázek č. 2 (Němeček et al. 2008; Pavlásek, Jačka, 2014).



Obrázek 2: Trojúhelníkový diagram zrnitosti půd USDA (převzato z Němeček et al. 2008).

Na základě stanovení zrnitosti lze klasifikovat půdní druh (půdy písčité, jílovité, hlinité apod). Společně s dalšími půdními faktory se zrnitost podílí na stanovení nasycené hydraulické vodivosti, polní vodní kapacity nebo bodu vadnutí (Wösten et al. 2001; Odeh, McBratney, 2005).

Půdní zrnitost má značný vliv na rychlost infiltrace, odvodňování nebo na obsah a dostupnost živin v půdě, a je v přímé interakci s klimatickými faktory zejména pak se srážkami. Textura půdy společně s dalšími faktory jako jsou obsah humusu, struktura, objemová hmotnost atd. ovlivňuje průběh retenčních křivek neboli retenci vody v půdě (Hillel, 1998; Zeng et al. 2022).

3.2.4 Pórovitost

V půdě se nacházejí tzv. póry, které lze jednoduše popsat jako volný prostor mezi půdními částicemi. Tyto prostory může vyplňovat vzduch nebo voda. Pórovitost je index relativního prostoru pórů v půdě, a lze jí popsat jako podíl mezi objemem půdních pórů a celkovým objemem půdy (Hillel, 1998; Teamrat, 2011).

Pórovitost lze vypočítat ze vztahu:

$$P = \frac{V_P}{V_S} = \frac{V_A + V_W}{V_A + V_W + V_M}, \quad (1)$$

kde P je pórovitost [-], V_S je celkový objem půdního vzorku [m^3], V_P je objem pórů [m^3], V_W je objem kapalné fáze vzorku [m^3], V_A je objem plynné fáze [m^3], V_M je objem pevné fáze [m^3] (Pavlásek, Jačka, 2014).

Hodnota pórovitosti je bezrozměrná a pohybuje se okolo 0,3–0,6 (30–60 %). Pokud je známa průměrná hustota pevných látek, lze pórovitost stanovit z objemové hmotnosti jako:

$$P = \frac{\rho_p - \rho_b}{\rho_p} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_p}, \quad (2)$$

kde P je pórovitost [-], ρ_b je objemová hmotnost půdy [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], ρ_p je měrná hmotnost půdy [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] (Hillel, 1998; Teamrat, 2011).

V půdě mají póry svůj jedinečný objem, tvar i velikost. Tyto rozměry ovlivňují hydrologické vlastnosti. Pórovitost mimo jiné ovlivňuje retenci vody a pohyb živin v půdě, dále je také poskytovatelem kyslíku pro organismy rozkládající organickou hmotu (Hillel, 1998; Srivastava et al. 2020).

3.2.5 Objemová hmotnost

Půdní objemová hmotnost se dělí na dvě základní kategorie, a to na objemovou hmotnost vysušené půdy a objemovou hmotnost půdy vlhké.

Objemová hmotnost vlhké půdy se dá definovat jako hmotnost objemové jednotky půdy v neporušeném stavu, tj. s půdními póry jež jsou vyplněny momentálním množstvím vody a vzduchu. Hodnota objemové hmotnosti vlhké půdy se odvíjí od podílu pórů v půdě a množství vody v nich obsažené a také od měrné

hmotnosti. Je to proměnlivá hodnota, která během roku kolísá v závislosti na půdní vlhkosti (Honzík et al. 2016).

K faktorům ovlivňující objemovou hmotnost patří například zemědělská práce, kde činnosti jako orba, kypření nebo pohyb zemědělských strojů mění míru utužení půdy. Dalšími faktory měnící hustotu půdy jsou teplotní výkyvy, charakter vegetace nebo aktivita organismů. Z důvodu vysoké proměnlivosti této veličiny je vhodné ji určit při každém měření půdních hydrofyzikálních vlastností (Pavlásek, Jačka, 2014).

Objemová hmotnost suché půdy se také jinak nazývá jako objemová hmotnost redukováná. Její hodnota se stanoví pomocí zvážení vysušeného půdního vzorku o známém objemu. Vzorek se nejčastěji získává pomocí odběru do kovového válečku o předem známém objemu, který se následně vysuší a zváží. Hodnota objemové hmotnosti redukováné zpravidla tolik nekolísá jako v případě objemové hmotnosti vlhké půdy. Objemová hmotnost se poté určí ze vzorce:

$$\rho_s = \frac{m_M}{V_S}, \quad (3)$$

kde V_S je celkový objem půdního vzorku (plynná, pevná a kapalná fáze) [cm^3] a m_M je hmotnost pevné fáze půdního vzorku [g] (Pavlásek, Jačka, 2014; Honzík et al. 2016).

3.2.6 Vlhkost půdy

Půdní vlhkost je klíčovou proměnnou celého klimatického systému. Ovlivňuje transpiraci i fotosyntézu rostlin, a tvoří rezervoár pro srážkové úhrny. Pojem půdní vlhkost vyjadřuje množství vody v půdním profilu vyjma vody krystalické, kde je primárním zdrojem vody pro rostliny. Zdrojem vody je také pro atmosféru díky evapotranspiraci ze zemského povrchu. Tvoří tak jednu z nejdůležitějších složek hydrologického cyklu (Seneviratne et al. 2010; Jensen a Allen 2016).

Vlhkost půdy je velice časově i prostorově dynamická veličina, a tvoří neodmyslitelnou složku třífázového půdního systému, jenž je tvořen vlhkostí, vzduchem a pevnou fází (minerální látky) (Das a Sobhan 2018; Hunduma, Kebede, 2020).

Existují dva základní způsoby k vyjádření půdní vlhkosti:

- objemová vlhkost – poměr objemu kapalné fáze k objemu půdního vzorku,
- hmotnostní vlhkost – poměr hmotnosti půdní vody ku hmotnosti půdy suché (Pavlásek, Jačka, 2014).

Hmotnostní vlhkost lze vypočítat jako:

$$\omega = \frac{m_W}{m_M}, \quad (4)$$

kde ω je hmotnostní vlhkost, m_M [g] je hmotnost pevné fáze zcela vysušeného půdního vzorku, m_W [g] je hmotnost vody (Pavlásek, Jačka, 2014).

Objemová vlhkost je definována jako:

$$\theta = \frac{V_W}{V_S}, \quad (5)$$

kde θ je objemová vlhkost, V_S [cm³] je celkový objem půdního vzorku a V_W [cm³] je objem vody (Pavlásek, Jačka, 2014).

Z objemové vlhkosti lze vypočítat zásobu vody W pro požadovanou část půdního profilu.

$$W = \int_0^z \theta * d_z \quad (6)$$

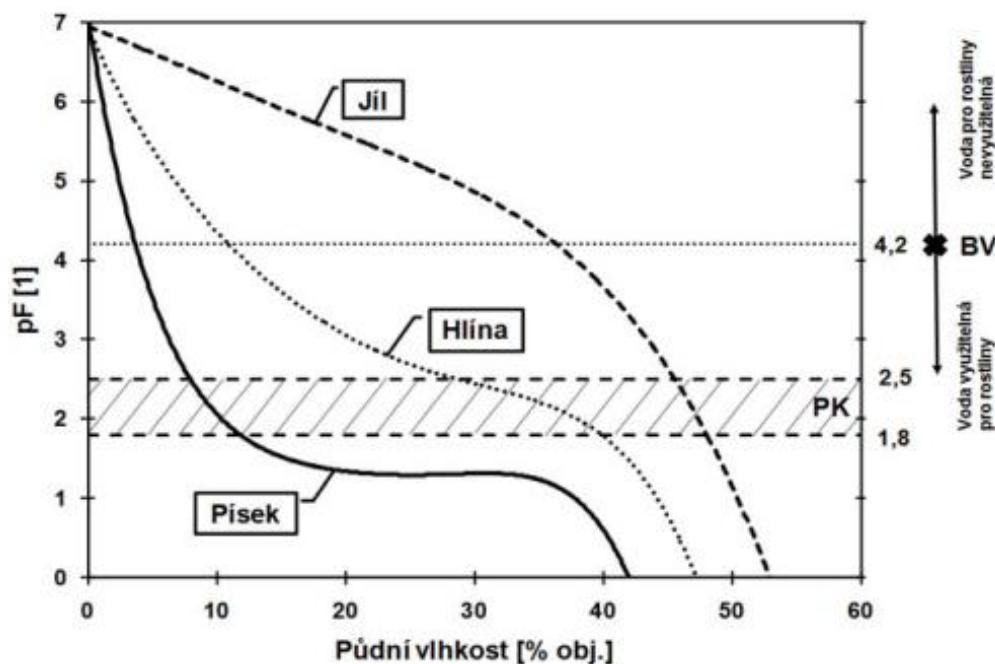
Pokud je objemová vlhkost společně s hloubkou konstantní, tak platí že $W = \theta z$ (Kutílek et al. 2004).

3.2.7 Retenční čára půdní vlhkosti

Retenční čára půdní vlhkosti představuje grafické vyjádření vztahu mezi objemovou vlhkostí půdy a vlhkostním potenciálem půdy (sacím tlakem). Průběh retenční čáry je závislý na půdních vlastnostech, jako jsou objemová hmotnost, zrnitost, struktura, obsah organické hmoty nebo mineralogické složení. Z toho důvodu je pro každou půdu potřeba stanovit jedinečnou retenční čáru (Kutílek et al. 2004).

Touto čarou lze vyjádřit retenční vlastnosti neboli schopnost půdy zadržovat vodu vůči působení vnějších sil. Vývoj retenční čáry závisí na způsobu dosažení rovnovážného stavu. Je rozdíl mezi čarou získanou snižováním vlhkosti a čarou získanou zvlhčováním půdy. Tento rozdíl je zapříčiněn variabilním tvarem pórů, odlišným způsobem smáčení suchých a vlhkých povrchů kapilár nebo uzavíráním vzduchu v pórech (Pavlů, 2018).

Obrázek č. 3 popisuje retenční čáry různých půdních druhů. Pokud je $pF = 0$ (logaritmus tlakové výšky), tak půda ani voda nevykonávají žádnou práci. Jestliže se půda vysušuje, dochází ke snížení půdní vlhkosti a ke zvýšení hodnoty pF , jelikož půda musí vynaložit stále více práce na udržení vody. Z obrázku je patrné, že jílovitá půda při stejném úsilí dokáže udržet větší množství než písčité půda (Pavlů, 2018).



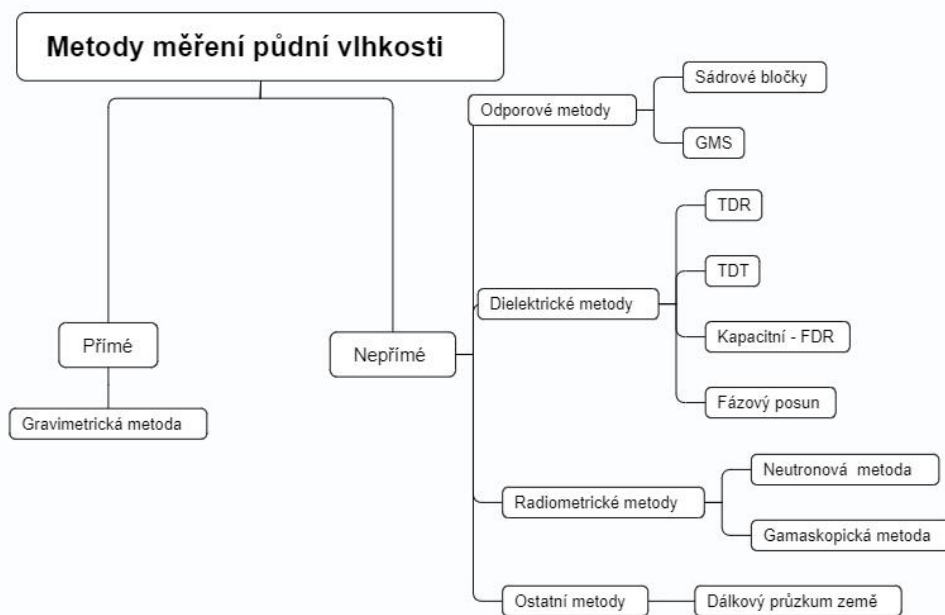
Obrázek 3: Retenční křivka různých druhů půd (Pavlů, 2018).

3.3 Měření vlhkosti půdy

Vlhkost půdy je určité množství vody uložené v půdě na úrovni kořenového systému rostlin. Toto množství se v hydrologii nejčastěji vyjadřuje prostřednictvím objemu (objemové vlhkosti půdy). Konkrétně jako poměr objemu vody ku objemu půdy a uvádí se v $[\text{cm}^3/\text{cm}^3]$ nebo v [%] (viz rovnice (5) pro výpočet objemové vlhkosti) (Jensen a Allen 2016).

Měření půdní vlhkosti se primárně využívá v odvětvích jako jsou agronomie, ekologie či hydrologie. Z údajů o vlhkosti půdy lze poté lépe pochopit chemické, mechanické, hydrologické a biologické vztahy v půdě. Metody měření vlhkosti lze rozdělit na přímé a nepřímé (Gardner, 1965).

Znalost půdní vlhkosti je nápomocná například pro predikci povodní, sucha, teplot, srážek či lesních požárů (Koster et al. 2010; Van den Hurk et al. 2010). Půdní vlhkost se mění prostorově ve vertikálním i horizontálním směru. Tento fakt je velice důležitý pro správný výběr metody měření půdní vlhkosti, jelikož některé přístupy mohou poskytovat odhad pouze několika horních centimetrů, jako tomu je v případě dálkového průzkumu Země (Seneviratne et al. 2010).



Obrázek 4: Dělení metod měření půdní vlhkosti.

Obrázek č. 4 znázorňuje zjednodušené rozdělení metod měření půdní vlhkosti. Všeobecně používané dělení těchto metod je na přímé a nepřímé. Metody přímé jsou založené na odstranění nebo oddělení vody z půdního matrixu s přímým měřením odstraněného množství vody (Topp et al. 2002).

Pomocí nepřímých metod se měří fyzikální nebo chemické vlastnosti půdy, jež jsou funkčně závislé na jejím obsahu vody. Výhodou nepřímých oproti přímým metodám je menší nebo v mnoha případech žádný destruktivní charakter. Tento fakt umožňuje opakované a dlouhodobé zkoumání stejné lokality (stejného půdního vzorku) (Topp et al. 2002).

Další nespornou výhodou je možnost získání výsledků měření ve zlomku času oproti gravimetrické metodě.

3.3.1 Gravimetrická metoda

Mezi přímé neboli destruktivní se řadí gravimetrická metoda. Tato metoda je velice důležitá, jelikož je to prakticky jediná varianta, která se využívá pro kalibraci nepřímých metod měření vlhkosti (Kutílek et al. 2004).

Gravimetrická metoda je časově náročná a často obtížná metoda, kterou se dá určit přesná vlhkost půdy v daném místě odběru. Je nazývána také jako destruktivní, jelikož při jejím provádění dochází k porušení a vyjmutí půdy v daném místě odběru.

Zároveň je to největší nevýhodou této metody, jelikož se tím vylučuje možnost opakovat měření na stejném místě (Muñoz-Carpena, 2004; Lu et al. 2017). Tato metoda není vhodná pro dlouhodobé měření vlhkosti půdy, jelikož je nutné měnit odběrná místa a samotné odebrání vzorků narušuje hydraulické vlastnosti půdy v daném místě (Kutílek et al. 2004).

Princip této metody je poměrně jednoduchý. Po odebrání vzorku do vzorkovacího válečku o známém objemu se vlhký vzorek zváží. Zvážený vzorek se poté vysuší v sušárně. Po vysušení se zváží hmotnost zcela vysušeného půdního vzorku. Vlhkost se následně určí z poměru hmotnosti vody ku hmotnosti vysušeného půdního vzorku. Celý proces může trvat v řádu několika dnů. Na daném vzorku již nelze provést opakované měření, protože dochází k narušení jeho půdní struktury (Topp et al. 2002; Kutílek et al. 2004).

U reprezentativního vzorku půdy je přesnost této metody závislá na dokonalosti odstranění vody sušením. Voda je součástí krystalické mřížky půdních minerálů a část vody se váže na povrch půdních částic. Z tohoto důvodu je pro různé typy půd potřeba zvolit odlišné způsoby jejich vysušení. Běžné půdy, minerálně lehké až středně těžké s nižším obsahem humusu se obvykle suší při 105 °C. Jílovité půdy lze vysoušet až při 160 °C. Naopak u půdních vzorků s vyšším obsahem humusu se nepoužívají teploty přesahující 70 °C, jelikož by při vyšších teplotách mohlo dojít k oxidaci organické hmoty (Kutílek et al. 2004).

3.3.2 Dielektrické metody

Jednou z vlastností vody je její trvalý dipólový moment. Jedná se o posun kladného a záporného molekulárního náboje v důsledku polohy atomů vodíku ve vztahu k atomu kyslíku. Molekula vody má oproti jiným přírodním materiálům velký trvalý dipól, v tomto důsledku je relativní permitivita (dielektrická konstanta) vody 80. Relativní permitivita je bezrozměrná hodnota a vyjadřuje schopnost materiálu polarizovat se, když je vystaven elektrickému poli. Princip využití dielektrické konstanty tedy spočívá v tom, že dielektrická konstanta vody vykazuje mnohem vyšší hodnoty nežli půda (5–10) a vzduch (1). Z tohoto důvodu přítomnost vody výrazně ovlivňuje hodnotu naměřené relativní permitivity půdy (Evelt, Parkin, 2005).

3.3.2.1 TDR (Time Domain Reflectometry)

TDR je nejrozšířenější nedestruktivní metodou pro stanovení obsahu vody v půdě a v jiných porézních médiích (He et al. 2021).

Touto metodou se určuje dielektrická konstanta pomocí měření postupové rychlosti vysokofrekvenčních elektromagnetických pulzů, které putují podél vlnovodu vloženého do porézního média. Funkci vlnovodu zde zastávají obvykle dvě nebo tři transmisní tyče vložené do půdy (Topp et al. 1980). Výhodou této metody je její přesnost, preciznost a rychlost měření. K nevýhodám této metody se řadí konstrukční složitost měřících senzorů, a s tím spojená vysoká cena (Lekshmi et al. 2014).

Měření metodou TDR probíhá na principu zpomalení rychlosti šíření elektromagnetických vln (dále jen EM „vlny“) při průchodu měřeným médiem. Zpomalení je způsobeno vlivem relativní permitivity půdy. Čím vyšší je obsah vody v půdě, tím více jsou EM vlny při průchodu půdou zpomalovány a naopak (He et al. 2021).

Běžné TDR zařízení se skládá z generátoru elektromagnetických vln a vzorkovacího osciloskopu. Generátor elektromagnetických vln vytváří vysokofrekvenční širokopásmové EM vlny o frekvenci přibližně 100 MHz až 1 GHz. Tyto EM vlny prochází skrze sondy s otevřeným koncem, které jsou umístěny do měřeného porézního materiálu. EM vlna se vlivem impedance na konci sondy z části odrazí zpět. Průchod EM vlny je vzorkován v každém bodě sondy osciloskopem. Doba za jakou projde EM vlna sondou závisí na relativní permitivitě měřeného materiálu, do kterého je ponořena sonda (He et al. 2021).

Relativní permitivita se určí z doby průchodu EM vlny půdou a z délky vlnovodu vloženého do porézního materiálu (Kutílek, Nielsen, 1994).

Rychlost postupu EM vlny se vypočítá ze vztahu:

$$v = \left(\frac{2L}{t}\right), \quad (7)$$

kde v je rychlost šíření EM vlny, L je délka vlnovodu a t je funkcí času.

Rychlost v je současně funkcí EM vlny. Tuto rychlost lze získat ze vztahu:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_{ra}}}, \quad (8)$$

kde C je rychlost světla a ϵ_{ra} je zdánlivá relativní permitivita.

Kombinací rovnic (7) a (8) vzniká vztah:

$$\varepsilon_{ra} = \left(\frac{Ct}{2L}\right)^2, \quad (9)$$

(Topp et al. 2002).

Následně lze z relativní permitivity určit objemovou vlhkost pomocí následujícího polynomu:

$$\theta = -5,3 * 10^{-2} + 2,91 * 10^{-2}\varepsilon - 5,5 * 10^{-4} \varepsilon^2 + 4,3 * 10^{-6}\varepsilon^3, \quad (10)$$

kde θ je objemová vlhkost a ε je relativní permitivita (Kutílek, Nielsen, 1994).

Zástupce senzoru fungující na principu TDR je například TRIME-PICO 64. Bližší popis tohoto senzoru je uveden v podkapitole níže (3.3.2.2). K dalším sensorům se řadí například Campbell Scientific CS650 viz obrázek č. 5 nebo také ICT TDR-315L na obrázku č. 6.



Obrázek 5: TDR senzor Campbell Scientific CS650 (Campbell, ©2022).



Obrázek 6: TDR senzor ICT TDR-315L (Hydroterra, ©2022).

3.3.2.2 Senzor TRIME-PICO 64

Senzory TRIME-PICO 64 od společnosti IMKO jsou založeny na principu TDR a používají frekvenci od 600 MHz do 1200 MHz. Součástí zařízení jsou dvě odnímatelné potažené tyče s délkou 160 mm, s nimiž je možné měřit objem okolo 2,5 l. Senzor je schopný zaznamenat teploty od -15 °C do 50 °C s rozsahem měření vlhkosti od 0 % do 100 %. Je vhodný zejména pro měření heterogenních a skeletových materiálů (IMKO, ©2023a; IMKO, ©2023b). PICO 64 dokáže měřit kromě obsahu vody a teploty také salinitu spolu s elektrickou vodivostí (IMKO, ©2022a). Rozměry samotného senzoru jsou specifikovány na obrázku č. 7.



Obrázek 7: Popis rozměrů senzoru PICO 64 (IMKO, ©2023a).

Zkratku TRIME lze vysvětlit jako TDR s inteligentními mikromodulovými prvky. Uvnitř zařízení je vytvářen vysokofrekvenční impuls (1 GHz), jenž je vysílán podél potažených tyčí. Impuls vytváří kolem tyčí i kolem sondy elektromagnetické pole. Ten se na konci tyčí odrazí a vrátí se zpět ke zdroji. Doba přenosu impulsu (10 pikosekund až 2 nanosekundy) je přímo závislá na obsahu vody v souvislosti s dielektrickou konstantou měřeného média. Senzor z těchto časových údajů přenosu signálu vypočte výslednou hodnotu vlhkosti (IMKO, ©2022b).

Pro snížení nepřesností měření vzniklých vlivem tolerance v elektronice nebo mechanických částech (např. délka kabele), se aplikuje vyvažovací rovnice ve tvaru:

$$t_2 = \frac{t_1 + A}{D}, \quad (11)$$

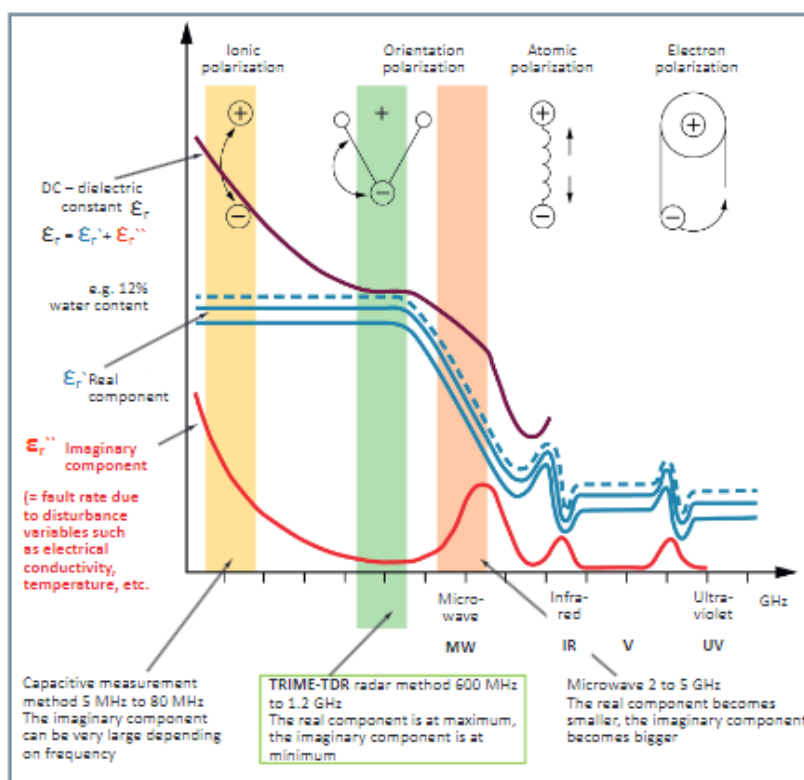
kde t_2 je normalizovaný čas, t_1 je doba průchodu pulzu, A je posun nulového bodu a D je míra citlivosti sondy (Stacheder, 1996).

Obsah vody se následně vypočítá prostřednictvím kalibrační rovnice ve tvaru:

$$\theta = C_0 + C_1 t_2 + C_2 t_2^2 + C_3 t_2^3 + C_4 t_2^4 + C_5 t_2^5, \quad (12)$$

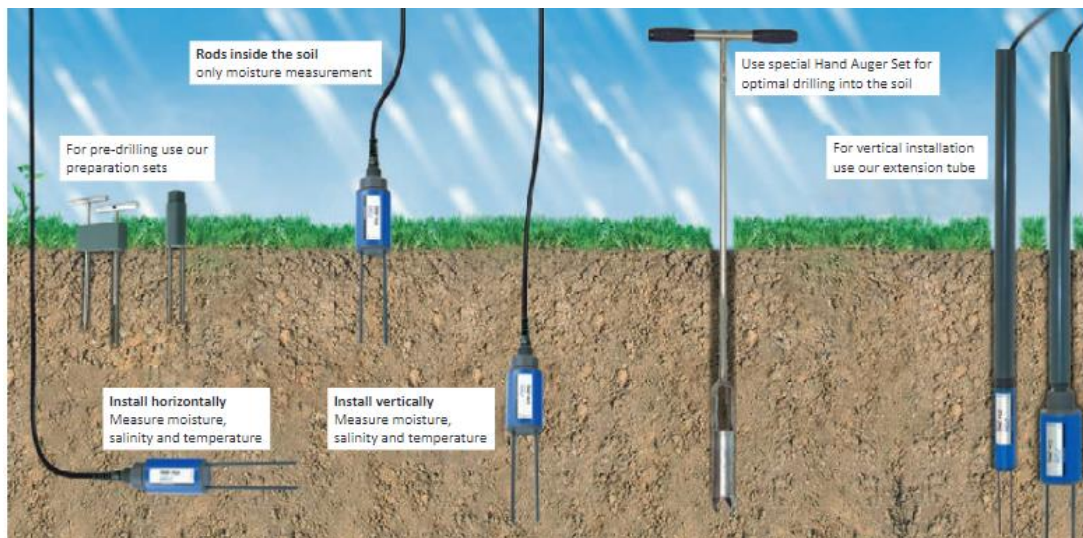
kde θ je obsah vody a C jsou empirické parametry specifické pro různé typy sond (Stacheder, 1996).

Graf na obrázku č. 8 znázorňuje přesnost metody TRIME ve srovnání s dalšími způsoby měření. Při frekvencích 600 MHz – 1,2 GHz zohledňuje hodnota relativní permitivity pouze obsah vody. Nepolarizují se tak žádné jiné atomy nebo ionty, které by ovlivňovaly průchod EM vlny. Na těchto frekvencích metoda TRIME vykazuje nejnižší chybovost vyvolanou rušivými elementy (IMKO, ©2023a).



Obrázek 8: Porovnání metody TRIME s ostatními metodami měření vlhkosti (IMKO, ©2023a).

Existuje široký rozsah možností, jakými lze senzor aplikovat do měřeného média viz obrázek č. 9.



Obrázek 9: Varianty aplikace senzoru PICO 64 do měřeného média (IMKO, ©2023a).

Vlna vysílaná senzorem se šíří rychlostí blízkou rychlosti světla a měřeným materiálem proniká „diskovitým“ pohybem vrstvu po vrstvě viz obrázek č. 10.



Obrázek 10: Způsob průniku EM vlny podél potažených tyčí (IMKO, ©2023a).

TRIME PICO 64 nabízí hned několik možností zapojení. Uživatelsky nejpohodlnější možností je propojení senzoru pomocí kabelu s Bluetooth modulem, který senzoru umožňuje komunikovat s mobilním telefonem prostřednictvím nainstalované aplikace. Další možností je spojení senzoru s ručním zařízením vyrobeným od firmy IMKO. Toto zařízení je přímo určené pro čtení dat z PICO sond. Sensor je také možné propojit s PC prostřednictvím převáděcího modulu od firmy IMKO s názvem SM USB (IMKO, ©2023a).

3.3.2.3 TDT (Time Domain Transmission)

Tato metoda funguje na podobném principu jako metoda TDR s tím rozdílem, že TDT měří postup elektromagnetické vlny podél přenosového vedení pouze jedním směrem, jedná se tedy o uzavřený obvod (Bothe-Wessel et al. 2020). Zařízení fungující na tomto principu zaznamenává rychlost šíření elektromagnetické vlny, pomocí změření doby šíření jednosměrného signálu k přijímači, který je umístěn na konci sondy. Rychlost přenosu signálu je nejvyšší ve vysušené zemině, a se zvyšující se vlhkostí se tato rychlost snižuje (Sun, Young, 2001; Muñoz-Carpena, 2004).

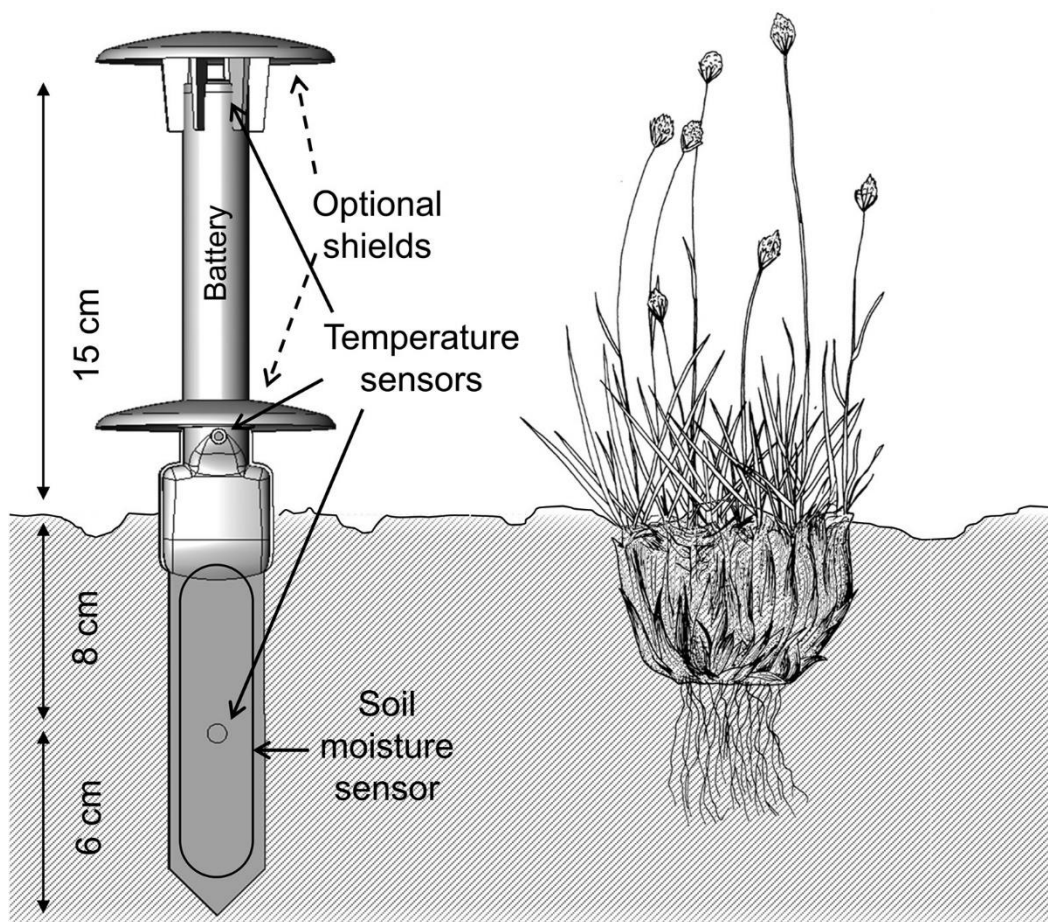
Jednou z výhod této metody je její jednoduchost a schopnost pracovat při nízkých frekvencích. Hlavní výhodou senzorů TDT oproti TDR je jejich značně nižší cena. Mezi nevýhody se řadí například vyšší citlivost na kontakt s půdou, salinitu a půdní strukturu (Sun, Young, 2001; Blonquist et al. 2005).

K senzorům využívající metodu TDT se řadí například senzor TMS-4 vyroben firmou TOMST jehož popis je obsažen níže v podkapitole 3.3.2.4.

3.3.2.4 Senzor TMS-4 TOMST

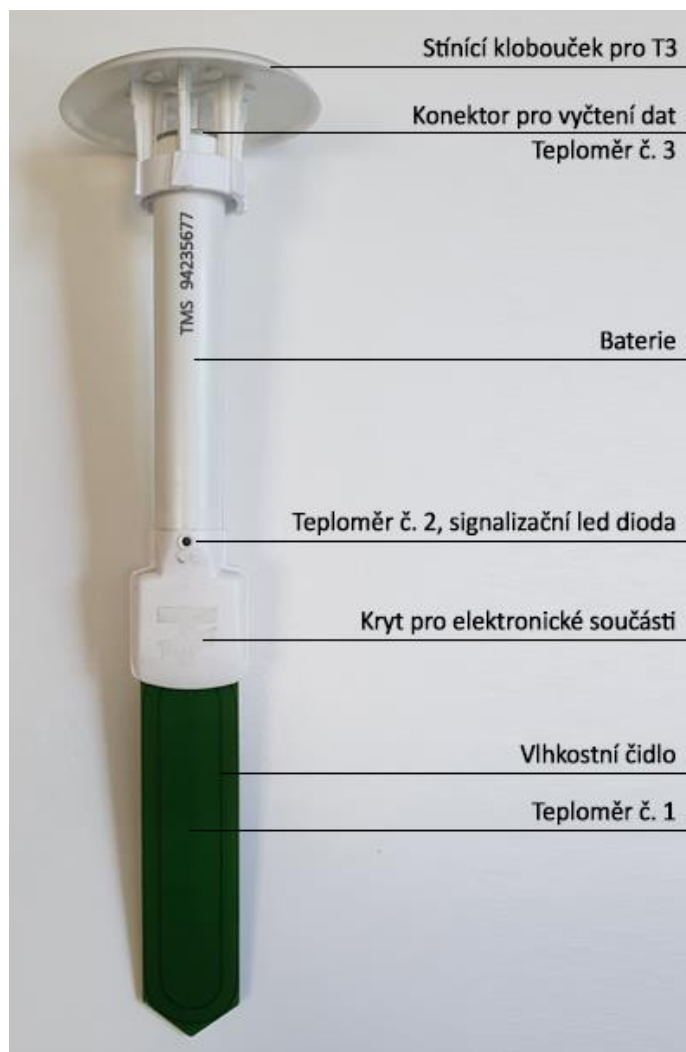
Zařízení TMS-4 od firmy TOMST fungující na principu TDT dokáže měřit pomocí tří teplotních senzorů a jednoho vlhkostního senzoru vzdušnou teplotu, půdní teplotu a půdní vlhkost (TOMST, ©2022a). TMS-4 integruje jednotlivé senzory, které měří zvláště teplotu vzduchu, půdy, povrchu a obsah půdní vlhkosti do jednoho kompaktního zařízení s vysokou pamětí (524 288 měření) a baterií s výdrží okolo 10 let (Wild et al. 2019; TOMST, ©2022a).

TMS-4 je konstruován tak, aby dokázal zaznamenat stejné podmínky jakým je vystavena malá bylinná rostlina. Jak napovídá obrázek č. 11 senzor je svou nadzemní částí vysoký 15 cm a simuluje tak velikost rostliny. Podzemní část senzoru zasahuje do hloubky přibližně 14 cm stejně, jako tomu je v případě kořenového systému malé rostliny. Zařízení disponuje třemi teplotními senzory ve výškách 15 cm, 0 cm a -8 cm. Měřeno od úrovně povrchu půdy. Takovéto rozpoložení teploměrů simuluje umístění listů rostliny, přezimujících pupenů a kořenů. Podzemní část senzoru obsahuje vyjma teploměru i čidlo, jež slouží k měření objemové vlhkosti půdy (Wild et al. 2019). Výrobce u teploměrů udává přesnost $\pm 0,5$ °C při rozsahu teplot od 0 °C do 70 °C (Hubbart et al. 2005). Maximální rozsah měření může být od -60 °C do 85 °C, nicméně takovéto hodnoty mohou negativně ovlivnit životnost baterie (TOMST, ©2022a).



Obrázek 11: Porovnání rozměrů senzoru TMS-4 s bylinnou rostlinou (Wild et al. 2019).

Senzor ve výchozím nastavení provádí měření každých 15 minut (je možné nastavit i kratší interval) (Wild et al. 2019). Sběr dat není možné zastavit a získaná data nelze vymazat z paměti zařízení, tím se předchází nechtěné ztrátě dat (Hubbart et al. 2005). Naměřená data lze stáhnout do počítače pomocí speciálního adapteru připojeného přes USB kabel k počítači. Pro spojení počítače se senzorem je potřeba přiložit adapter ke konektoru pro vyčtení dat (TOMST, ©2022b). Umístění konektoru a dalších součástí senzoru je zobrazeno na obrázku č. 12.



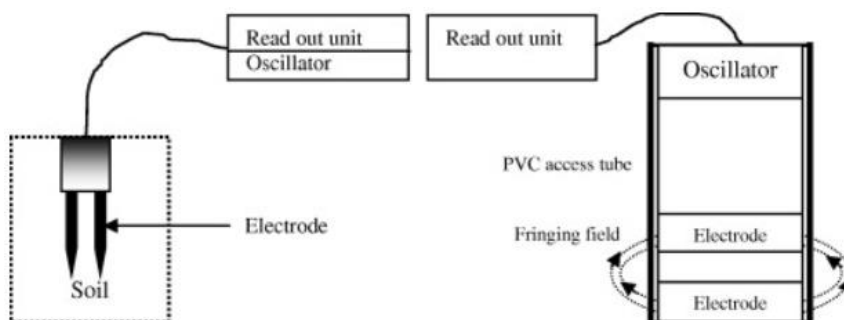
Obrázek 12: Popisné zobrazení součástí senzoru TMS-4 (TOMST, ©2022a).

Zařízení TMS-4, jak již bylo zmíněno v kapitole 3.3.2.3 využívá k měření půdní vlhkosti metodu TDT, za použití patentovaného senzoru (č. CZ304153). Tištěný obvod o délce přibližně 30 cm vysílá vysokofrekvenční EM pulsy (cca 2,5 GHz). Při zaznamenání impulsu počítačí jednotkou, je vyslán další impuls, tyto impulsy jsou počítány v časovém okně 640 mikrosekund. Impulsy jsou počítány jako hrubý signál vlhkosti (50–200 MHz), přičemž platí přímá souvislost spočítaných impulsů s obsahem půdní vlhkosti. Při rostoucí půdní vlhkosti klesá počet zaznamenaných impulsů a naopak. Počet impulsů je poté obrácen a pozměněn na číselný rozsah 1–4095 (neupravená data TDT). Hodnoty okolo 350 odpovídají okolnímu vzduchu a 3670 destilované vodě. Takovéto relativní hodnoty se převádí pomocí specifické kalibrace na údaj o objemové vlhkosti půdy (Wild et al. 2019).

3.3.2.5 FDR (Frequency domain reflectometry)

Stejně jako metoda TDR využívá tato metoda zdroj napětí k vytvoření elektromagnetického pole mezi dvěma nebo více vlnovody, které jsou zapuštěny do měřeného materiálu. Zařízení pomocí oscilátoru vytváří kladné a záporné oscilační náboje, které působí na vlnovody, místo toho, aby jimi elektromagnetický signál putoval. Změna obsahu půdní vlhkosti je poté detekována změnou pracovní frekvence (Dean et al. 1987).

Schématický popis zařízení využívající metodu FDR zobrazuje obrázek č. 13. Hlavním rozdílem mezi metodou FDR a TDR je v jejich pracovní frekvenci. TDR používá širokopásmové vlny okolo 0,5–1,5 GHz, v případě FDR se pracovní frekvence pohybuje mezi 20–300 MHz. Dále je tato metoda oproti TDR citlivější vůči teplotě, struktuře a objemové hmotnosti (Robinson et al. 2003; Muñoz-Carpena, 2004).

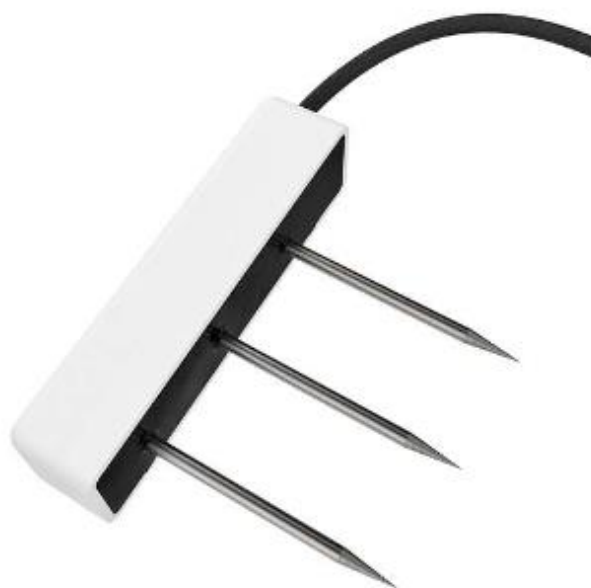


Obrázek 13: Schéma znázorňující měření vlhkosti metodou FDR (Lekshmi et al. 2014).

K zařízením využívající tuto metodu se řadí například senzory ECH20 10 HS (obrázek č. 14) a TEROS 12 (obrázek č. 15).



Obrázek 14: FDR senzor ECH20 10 HS (METER, ©2022a).



Obrázek 15: FDR senzor TEROS 12 (METER, ©2022b).

3.3.3 Radiometrické metody

Pod radiometrické metody se řadí gamaskopická a neutronová metoda. Obě tyto metody měří půdní vlhkost pomocí radiace.

3.3.3.1 Neutronová metoda

Také označována jako metoda neutronového zpomalení. Vlhkost se měří pomocí sondy, která obsahuje detektor a zdroj rychle se šířících radioaktivních neutronů. Tato sonda emituje rychlé neutrony do měřeného média. Pokud je tímto médiem zemina, dojde k interakci (vzájemnému srážení) mezi rychlými neutrony a jádry atomů vodíku, které jsou vázané ve vodě. Tím dochází ke zpomalení kinetické energie rychlých neutronů a dochází k přeměně na neutrony termální. Detektor v sondě následně určí objemovou vlhkost půdy na základě podílu odražených zpomalených neutronů (Robinson et al. 2008). Zpomalené neutrony vytváří kolem zdroje „oblak“ kulového tvaru. Půdy s vyšší vlhkostí způsobí rychlejší zpomalení rychlého neutronu a poloměr tohoto „oblaku“ je menší, u suchých půd platí přesný opak. K vyhodnocení výsledků se používají výrobcem dodané kalibrační čáry. Tyto kalibrační čáry je často potřeba překalibrovat pro každé měřené stanoviště pomocí gravimetrické metody (Kutílek et al. 2004).

3.3.3.2 Gamaskopická metoda

Tato metoda funguje na základě absorpce a rozptylu γ záření při průchodu médiiem (půdou), v důsledku Comptonova jevu. Vychází z předpokladu závislosti rozptylu a absorpce γ záření na hustotě půdy. Pokud měrná hmotnost zůstane relativně konstantní, tak oba efekty jsou zcela závislé na vlhkosti půdy (Kutílek et al. 2004).

Přístroj využívající tuto metodu soustředí ze zdroje úzký svazek monoenergetického záření, které prochází měřeným médiiem (vlhkou zeminou). Po průchodu půdou je míra zeslabení γ záření za předpokladu konstantní měrné hmotnosti přímo úměrná vlhkosti. Intenzita záření, které projde skrze měřený materiál se detekuje scintilačním detektorem (Kutílek et al. 2004).

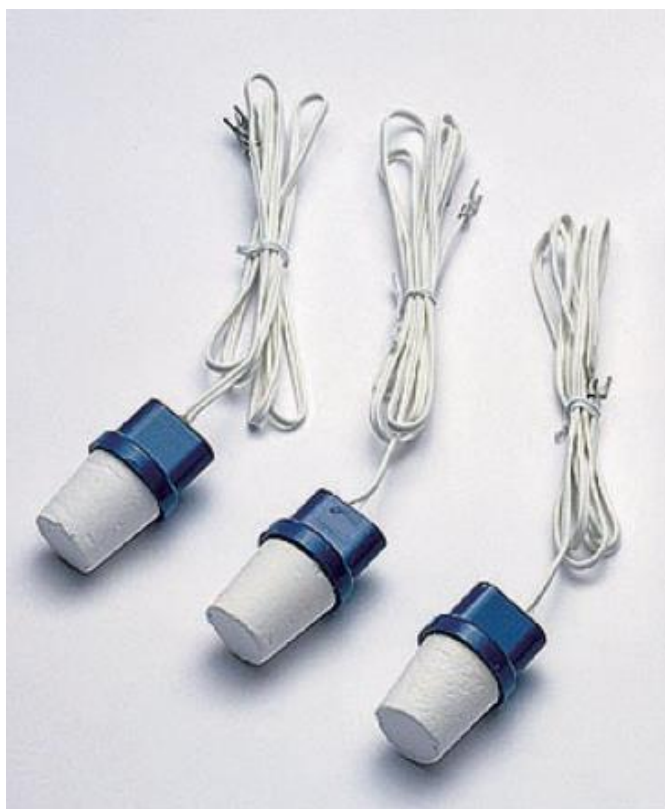
Tato metoda se využívá zejména pro laboratorní účely, ale je možné i její terénní využití, které se nejčastěji provádí v kombinaci s neutronovou metodou. K výhodám se řadí například nedestruktivní charakter nebo možnost kontinuálního měření vlhkosti po vrstvách. K hlavním nevýhodám této metody patří její nákladnost, nebezpečí způsobené radiací nebo ovlivnitelnost měření chemickými a fyzikálními vlastnostmi půdy (Zazueta, 1994; Kutílek et al. 2004).

3.3.4 Odporové metody

3.3.4.1 Sádrové bloky

Metoda měření pomocí sádrových bloků se používá již od roku 1940 a je jednou z nejpoužívanějších způsobů pro monitoring vlhkosti půdy, zejména z důvodu jednoduchosti, finanční dostupnosti a minimálních nároků na údržbu. Zařízení měří pomocí kovových elektrod, zapuštěných do bloku ze sádry, sklolaminátu nebo nylonu (Zazueta, 1994; Hunduma, Kebede, 2020). Sádra díky svým pufracním schopnostem snižuje vliv chemického složení půdního roztoku na výsledky měření (Kutílek et al. 2004). Zapuštěním kovových elektrod se v bloku vytvoří elektrochemický článek s nasyceným roztokem síranu vápenatého, který plní funkci elektrolytu. Následně se blok zapustí do hloubky kořenové zóny. Voda vyskytující se v půdě je absorbována sádrovým blokem, dokud vlhkost bloku a půdy není stejná. Do elektrod se přivádí malé střídavé napětí pro určení odporu mezi elektrodami. Se zvyšující se vlhkostí stoupá elektrická vodivost a odpor naopak klesá. Naměřená vlhkost půdy se určí z kalibrační křivky (Hunduma, Kebede, 2020).

Největším nedostatkem této metody je postupná degradace a rozpouštění sádrového bloku při dlouhodobém uložení v půdním profilu (zejména ve slaných půdách). Dále také nutnost individuální kalibrace v celém vlhkostním rozsahu. Naměřené hodnoty jsou velmi citlivé na změnu teploty, kdy rozdíl teploty o 1 °C může způsobit až 3% odchylku (Kutílek et al. 2004; Hunduma, Kebede, 2020). Tuto metodu využívá například zařízení Soilmoisture 5201F1 na obrázku 16.



Obrázek 16: Zařízení používající metodu sádrových bloků Soilmoisture 5201F1 (EkoTechnika, ©2022).

3.3.5 Dálkový průzkum země

K těmto metodám se řadí všechny způsoby měření, při kterých není potřeba přímý kontakt s měřeným médiem. Nejedná se tedy pouze o metody družicového a leteckého snímání, ale patří sem například měření z platform, ze stativů nebo spektrometrická měření (Kutílek et al. 2004).

Pro měření vlhkosti půdy pomocí dálkového snímání je možné využít celou škálu elektromagnetického spektra, nicméně pro kvantitativní měření se považuje za nejlepší volbu mikrovlnná oblast (Engman, Gurney, 1991).

Metody dálkového průzkumu země určují vlhkost půdy pomocí odražené nebo vyzařované elektromagnetické energie ze zemského povrchu (Schmugge et al. 1980).

Mikrovlnné senzory dálkového průzkumu využívají vztahu, kdy při zvyšujícím se obsahu vody v půdě roste i dielektrická konstanta, princip je tedy podobný jako u dielektrických metod. Tyto senzory se dělí na pasivní a aktivní. Aktivní senzory vysílají elektromagnetické impulsy a přijímají odražený signál od zemského povrchu. Pasivní senzory pouze zaznamenávají signál, který je přirozeně vyzařován zemským povrchem (Kutílek et al. 2004; Muñoz-Carpena, 2004).

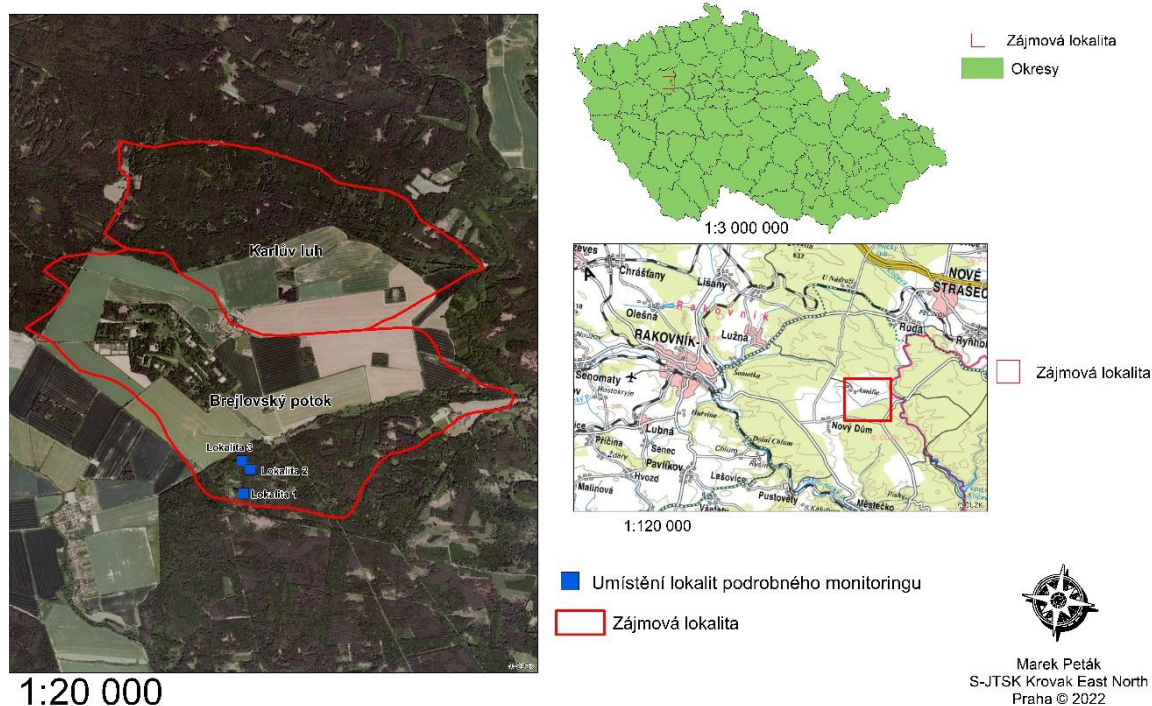
Výhodou metod dálkového průzkumu je možnost odhadu půdní vlhkosti velkých ploch v globálním měřítku. Nevýhodou je například možnost měření vlhkosti pouze v omezené hloubce nebo ovlivnění pasivních senzorů oblačností, která blokuje elektromagnetický signál (Gruber et al. 2013). Dalším problémem těchto metod je obtížná kalibrace. Jelikož se kalibrace provádí pomocí nepřímých metod a samotné nepřímé metody je také potřeba kalibrovat, tudíž je zapotřebí dvojitá kalibrace (Kutílek et al. 2004).

4 Charakteristika studijního území

Zájmová lokalita podrobného monitoringu se nachází na území pilotního projektu „Chytré krajiny-Amálie“. Pilotní projekt Amálie je jedním ze tří vytvořených projektů chytré krajiny, jež vznikly pod záštitou České zemědělské univerzity. K cílům těchto projektů patří například optimalizace hospodaření s vodou, minimalizace dopadů hydrologických extrémů nebo podpora biodiverzity. Zejména je zde snaha o dosažení sofistikovaného krajinného systému vzájemně propojených vodohospodářských, půdoochranných a ekostabilizujících prvků, spolu s racionálním managementem krajiny (CVPK, ©2022).

Území Amálie se nachází ve středočeském kraji v okrese Rakovník, zároveň tato oblast spadá pod CHKO Křivoklátsko. Hranice této oblasti jsou tvořeny dvěma párovými povodími Brejlského potoka a Karlův luhu (viz obr. č. 17). Karlův luh je povodí o rozloze 3,28 km² se 40 % zastoupením zemědělsky obdělávané půdy. Rozloha povodí Brejlského potoka činí 4,4 km² a z toho 60 % tvoří zemědělská půda (Zdražil et al. 2021).

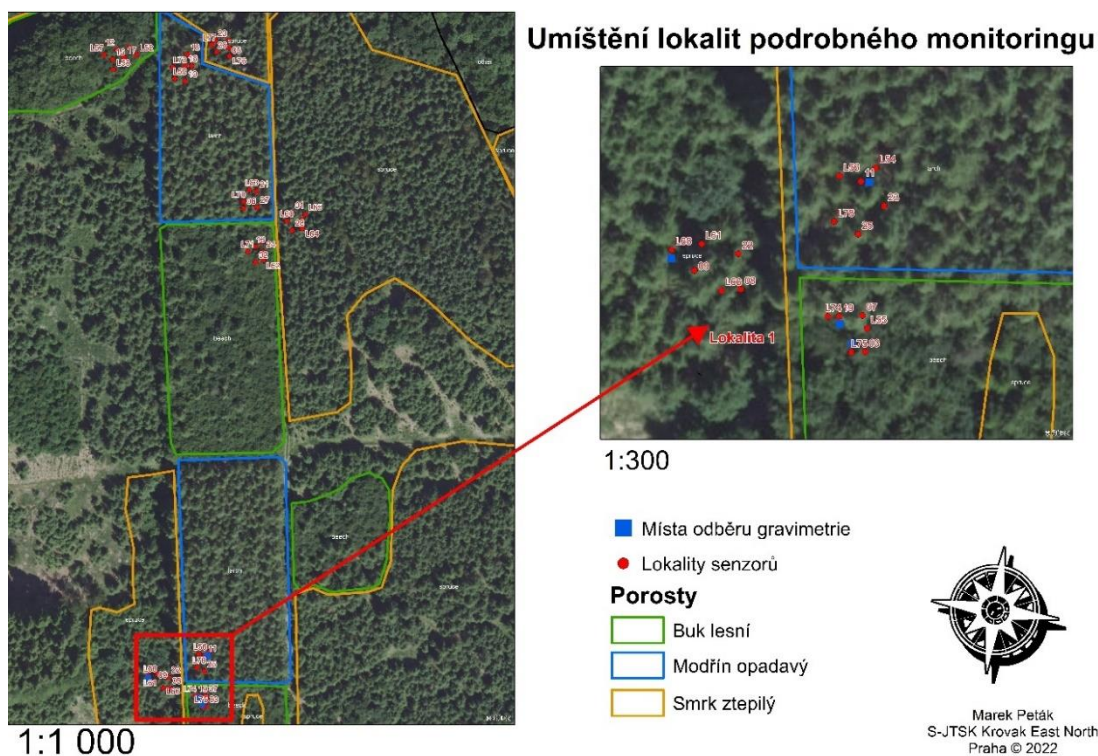
Umístění zájmové lokality Amálie



Obrázek 17: Přehledová mapa zájmového území Amálie.

Na povodí Brejlského potoka probíhá podrobný monitoring vlhkostí a teplot půdy, který byl započat v průběhu května roku 2021. Obrázek č. 18 znázorňuje

rozložení jednotlivých senzorů pro měření půdní vlhkosti. Tyto senzory jsou umístěny v rozdílných porostech. Celá zájmová oblast je rozdělena do tří lokalit podrobného monitoringu viz obrázek č. 17. V každé z těchto lokalit jsou rozmístěny senzory do porostu buku, smrku a modřínu (každá lokalita obsahuje 3 polygony, celkově 9 polygonů). Celkově je na všech třech lokalitách rozmístěno 55 senzorů TMS-4. V porostu smrku (3 x 3 senzory ve svrchní vrstvě, 3 x 3 senzory ve spodní vrstvě), buku (3 x 3 + 1 ve svrchní vrstvě, 3 x 3 ve spodní vrstvě) a modřínu (3 x 3 ve svrchní vrstvě a 3 x 3 ve spodní vrstvě). Senzory TMS-4 umístěné ve svrchní vrstvě měří hodnoty vlhkosti v úrovni -14 cm a teplotu v úrovních -8, 0 a +15 cm vzhledem k povrchu. Druhá část senzorů umístěná ve spodní vrstvě měří půdní vlhkost mezi hloubkami -29 až -15 cm pod povrchem a hodnoty teploty snímá v úrovních -23, -15 a +5 cm (Zdražil et al. 2021).



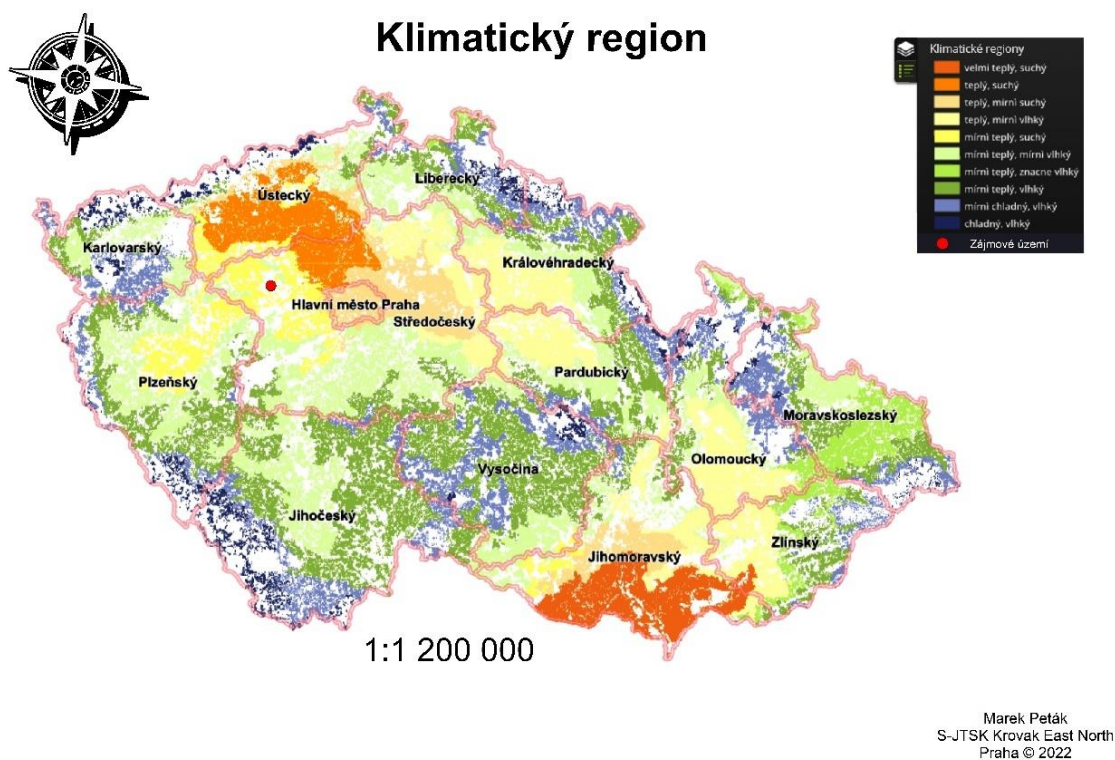
Obrázek 18: Umístění lokality podrobného monitoringu.

4.1 Klimatické podmínky

Klimatické podmínky jsou v zájmové oblasti poměrně nepříznivé, jelikož území je ovlivněno srážkovým stínem Krušných hor (cca 8 km od Rakovníka), to z této oblasti činí jednu z nejsušších lokalit v České republice (Klimšová, ©2022).

Obrázek č. 19 znázorňuje přehled klimatických regionů České republiky. Můžeme z něj zpozorovat, že zájmová oblast se vyskytuje v klimatickém regionu

označovaném jako MT1, neboli mírně teplý, suchý. Tento klimatický region se vyznačuje průměrnou roční teplotou okolo 7–8,5 °C a průměrným ročním srážkovým úhrnem 450–550 mm. Pravděpodobnost výskytu suchých vegetačních období je v tomto regionu 30–40% (eAGRI, ©2022).



Obrázek 19: Mapa zobrazující klimatický region zájmové oblasti (převzato a upraveno z VUMOP, ©2022).

Podrobnější popis tohoto klimatického regionu je obsažen v tabulce č. 1.

Tabulka 1: Popis klimatického regionu MT1 (převzato a upraveno z eagri, ©2022).

Symbol regionu	Charakteristika regionu	Suma teplot nad 10 °C	Průměrná roční teplota v °C	Průměrný roční úhrn srážek v mm	Pravděpodobnost suchých vegetačních období v %	Vláhová jistota ve vegetačním období
MT1	mírně teplý, suchý	2400–2600	7–8,5	450–550	30–40	0–4

Pro účely této práce byla zvolena lokalita podrobného monitoringu číslo 1, kde byly provedeny všechny 4 terénní kampaně. Zbývající část charakteristiky studijního území se věnuje podrobnému popisu této konkrétní lokality.

4.2 Půdní charakteristika lokality podrobného monitoringu 1

Dle provedeného zrnitostního rozboru (viz tabulka č. 2) převládá na lokalitě 1 výskyt půdního druhu silt loam (prachovitá hlína) a na části porostu buku se v hloubce

30 cm nachází půdní druh silty clay loam (prachovitá jílovitá hlína). Na této lokalitě se vyskytuje vysoký podíl prachu okolo 60 % se zastoupením jílu okolo 25 % s výjimkou buku, kde je jeho zastoupení v hloubce 30 cm až 35 % (Zdražil et al. 2021).

Tabulka 2: Zrnitostní rozbor lokality 1 (Zdražil et al. 2021).

Lokalita Vrty	Jíl [%] ($< 2 \mu\text{m}$)	Prach [%] ($2 \mu\text{m} - 0.05 \text{ mm}$)	Písek [%] ($0.05 - 2 \text{ mm}$)	Skelet [%] ($> 2 \text{ mm}$)	Půdní druh dle USDA
Amálie - BP 1/1 s 6.1.; smrk, v 10 cm	23.33 \pm 1.53	60.17 \pm 2.75	16.50 \pm 2.60	5.5	Silt loam (prachovitá hlína)
Amálie - BP 1/1 s 6.2.; smrk, v 30 cm	27.67 \pm 1.53	53.83 \pm 1.61	18.50 \pm 3.04	10.5	Silt loam (prachovitá hlína)
Amálie - BP 1/1 s 5.1.; buk, v 10 cm	23.67 \pm 1.15	63.50 \pm 1.80	12.83 \pm 2.93	6.6	Silt loam (prachovitá hlína)
Amálie - BP 1/1 s 5.2.; buk, v 30 cm	35.33 \pm 1.15	55.83 \pm 1.04	8.83 \pm 0.29	4.76	Silty clay loam (prachovitá jílovitá hlína)

Z geologického hlediska jsou na této lokalitě droby a břidlice s flyšovým vývojem. Sklon lokality je dosti mírný a pohybuje se v rozmezí 5–10 %. Stáří porostů v zájmové lokalitě je přibližně stejné (25–35 let). Předchozí pěstovanou dřevinou zde byla smrková monokultura (Zdražil et al. 2021).

Při průzkumu půdního profilu, který bylo nutné provést pro vytvoření správné kalibrace výsledných hodnot naměřených senzorem PICO 64, byla zjištěna značná diverzita jednotlivých půdních vrstev. Průzkum byl proveden ve všech třech zájmových porostech (buk, smrk, modřín). Z obrázku č. 20 lze zřetelně zpozorovat značný rozdíl v mocnostech svrchní organické vrstvy půdního profilu. Mocnosti organické vrstvy v porostu buku se pohybovaly v rozmezí 1 cm až 9 cm a to pouze na ploše několika málo metrů. V případě porostů smrku a modřínu nebyly tyto rozdíly až tak markantní (Wilczek, 2022).



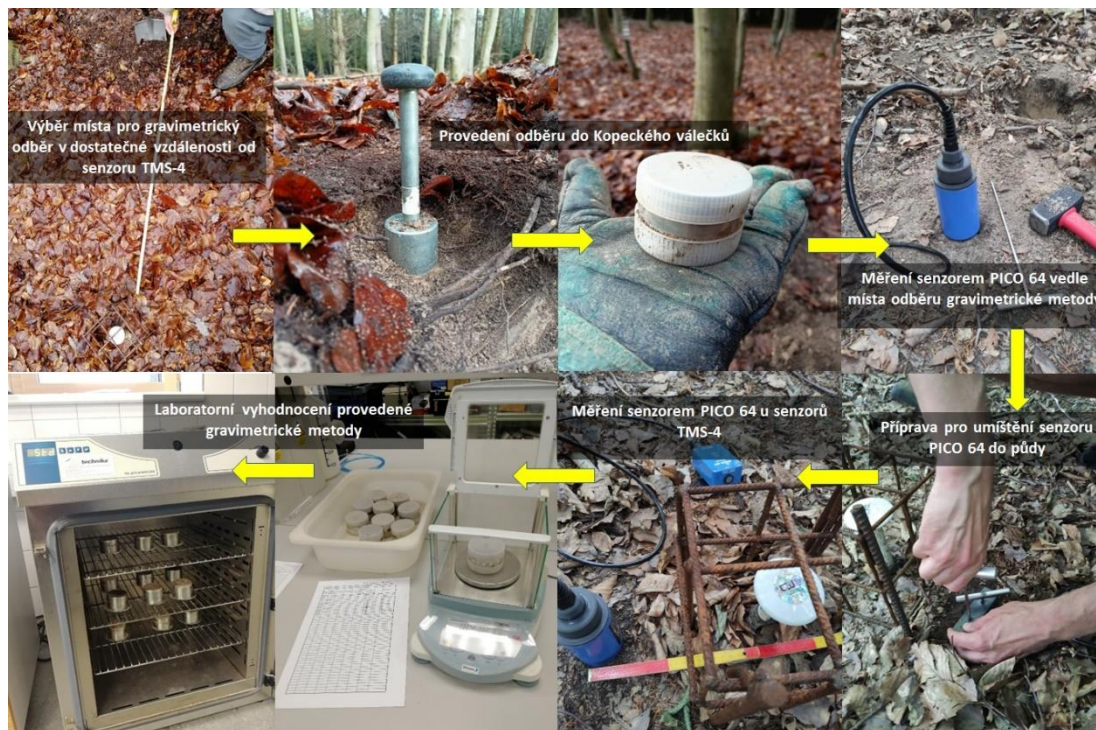
Obrázek 20: Schéma mocností organické vrstvy (převzato a upraveno z Wilczek, 2022).

5 Metodika

Celkově byly na Amálii v roce 2022 provedeny 4 terénní výjezdy, konkrétně 16.6., 13.7., 10.10. a 1.12. V rámci těchto výjezdů bylo úkolem ve vybrané lesní lokalitě s osazenými senzory TMS-4 změřit stavy půdní vlhkosti v blízkosti těchto senzorů pomocí nově pořízeného zařízení TRIME PICO 64.

Zprvu bylo potřeba zkalibrovat samotný senzor PICO 64 pomocí gravimetrické metody za účelem získat kvalitnější data odpovídající podmínkám na daném stanovišti. Následně byla „dražší“, již zkalibrovaným zařízením PICO 64, vytvořena nová přesnější terénní kalibrace pro „levnější“ trvale zabudované senzory TMS-4, za účelem nahradit původně využívané kalibrace pro tyto senzory. Konkrétně se jedná o univerzální kalibraci TOMST a laboratorní ČZU kalibraci (Zdražil et al. 2021; TOMST, ©2023). Následně byly tyto původní kalibrace porovnány s nově vytvořenými kalibračními křivkami. Všechna měření byla uskutečněna v porostech smrku, buku a modřínu.

Obrázek č. 21 zobrazuje zjednodušené schéma provedených úkonů v rámci terénních výjezdů.



Obrázek 21: Schéma pracovních postupů v rámci terénních výjezdů.

5.1 Odběr vzorků pro gravimetrii

Pro účely této práce byla zvolena lokalita 1 na lesním pozemku Amálie (viz přílohy č. 11, 12, 13). Na této lokalitě byl proveden odběr vzorků pro vyhodnocení vlhkosti pomocí gravimetrické metody. Odběr byl proveden na 3 terénních výjezdech z celkových 4 výjezdů a probíhal na 3 různých stanovištích. Konkrétně se jednalo o stanoviště buku, smrku a modřínu. Na každém stanovišti bylo vybráno vhodné odběrné místo, které se nacházelo v dostatečné vzdálenosti (1–2 m) od trvale zabudovaných senzorů TSM-4 (viz obr. 22), jelikož odběr v bezprostřední blízkosti daných senzorů by mohl narušit měřený prostor a negativně tak ovlivnit získaná data. Samotné vzorkování bylo prováděno odběrem neporušených půdních vzorků do nádob o předem známém objemu. V tomto případě se jednalo o tzv. Kopeckého válečky o objemu 100 cm^3 s výškou 4,06 cm. Odběry probíhaly ve stanovených hloubkách 1–5 cm, 6–10 cm a 11–15 cm. Celkový vzorkovací rozsah odebraných válečků (0–15 cm) byl stanoven tak, aby odpovídal vzorkovací hloubce, v jaké měří senzory TMS-4 a PICO 64.



Obrázek 22: Ukázka vzdálenosti odběru od senzoru TMS-4.

Odběr neporušených půdních vzorků probíhal následujícím způsobem. Zprvu byla svrchní vrstva povrchu v místě odběru zbavena opadanky a dalších nerozložených částí. Následně se na připravený povrch umístil ostrým břitem směrem dolů Kopeckého váleček s již osazeným nástavcem na zatloukání. Poté byl váleček údery palicí do nástavce opatrně vtlučen do půdy s cílem nestlačit odebíranou zeminu. Po zatlučení do dostatečné hloubky byl váleček vyrýpnut z půdního profilu. Následně byl z válečku sejmuto nástavec. Zemina, která přesahovala horní okraj válečku byla postupně od středu ke kraji válečku odřezávána až po zarovnání k základně (názorně zobrazeno na fotografiích v příloze 9 a 10). V případě poškození odebíraného vzorku bylo potřeba tento proces opakovat. Po zarovnání byl váleček opatřen víčky a uložen do přenosného kufru. Současně byly při jednotlivých odběrech zapisovány údaje o čísle válečků, střední hloubce odběru, místě a datu odběru.

5.2 Měření přístrojem PICO 64

Pro co nejrelevantnější výsledky bylo ve stejnou dobu odběru půdních vzorků nainstalováno i zařízení PICO 64. Instalace byla z důvodu přesnosti provedena co nejbližší odběrnému místu. To vše bylo prováděno za účelem kalibrace TDR pro svrchní měřenou část lesní půdy.

Měření vlhkosti bylo realizováno na 3 různých bodech kolem místa odběru. Zároveň byla u každého jednotlivého bodu měřena vlhkost dvěma kalibracemi, které měl senzor předinstalované již od výrobce. Konkrétně se jednalo o humusovou kalibraci odpovídající objemové hmotnosti půdy $0,45 \text{ kg/dm}^3$ a o minerální kalibraci s objemovou hmotností půdy $1,4 \text{ kg/dm}^3$. Měření oběma způsoby kalibrace bylo zvoleno proto, že se v půdním horizontu dané lokality nachází jak humusová tak minerální vrstva.

Tento krok byl proveden za účelem kalibrace a ověření přesnosti hodnot naměřených zařízením PICO 64. Po zkalibrování přístroje PICO 64 pomocí vyhodnocené gravimetrie, bylo možné začít měřit v blízkosti trvale zabudovaných senzorů TMS-4 viz obrázek č. 23.



Obrázek 23: Měření senzorem PICO 64 v blízkosti senzoru TMS-4.

Měření bylo uskutečněno kolem každého senzoru TMS-4, který byl nainstalován v hloubce (0–15 cm) na všech třech stanovištích (buk, smrk, modřín). Kolem každého senzoru TMS-4 byla změřena vlhkost na třech různých místech v takové vzdálenosti, aby nedošlo k narušení snímané plochy senzoru. Obdobně jako u odběrného místa byla změřena vlhkost jak s humusovou, tak s minerální kalibrací.

Před měřením bylo nutné připravit samotný senzor spolu s vhodnými podmínkami pro zabudování jeho vlnovodů (transmisivních kovových tyčí), v podobě předražených otvorů v půdě.

Námi používaný senzor PICO 64 disponuje Bluetooth modulem, který umožňuje ovládání senzoru na dálku. Výsledky měření jsou díky tomu odesílány přímo do aplikace v chytrém telefonu. Modul bylo třeba před výjezdem na lokalitu nabít. Dále bylo potřeba kabelem propojit Bluetooth modul se senzorem PICO 64.

Následně se z internetového prohlížeče stáhla aplikace pro mobilní telefon se systémem Android. Po spuštění aplikace se na chytrém telefonu provedlo spárování Bluetooth modulu se samotným telefonem. Po spárování již bylo možné senzor začít používat.

Součástí balení byla také předrážecí souprava viz příloha č. 8, kde lze vidět plastový blok s otvory pro vymezení rozteče vlnovodů, dále jsou zde dvě předrážecí tyčky z velmi měkkého materiálu. Půda je v této lokalitě jemnozrná a velmi tvrdá, zejména pak v suchých podmínkách. Tudíž tato předrážecí souprava byla pro půdní podmínky zájmové lokality nevhodná a materiál předrážedel se velmi rychle zdeformoval. Proto jsme přišli s vlastní inovací přípravy děr v podobě aku vrtačky s vrtákem. Pro předvrtání otvorů byl použit vrták do zdi o průměru 6 mm s délkou 160 mm.

Příprava otvorů tedy probíhala následujícím způsobem. Pomocí plastového bloku a předrážedla se vyznačila rozteč děr, následně byla vrtačkou vyvrtána kolmá díra do zeminy o hloubce 160 mm. Vzniklou vyhloubeninu bylo potřeba zaaretovat pomocí předrážecího kolíku, aby nedošlo k jejímu zasypání při tvorbě druhého otvoru. Druhý otvor se následně vyvrtal obdobným způsobem jako ten první. Bylo třeba dbát na přesnost prováděné práce, aby po zastrčení vlnovodu do předvrtaného otvoru nevznikaly vzduchové kapsy, a také aby nedošlo k poškození vlnovodů při křivém vyvrtání. Samotný proces vyvrtání otvorů vyžadoval ve spoustě případů několik pokusů, jelikož se velmi často narazilo na kořen stromu nebo na kámen v půdě a ve vrtání tak nebylo možné pokračovat.

Do již vyvrtaných otvorů bylo možné zapíchnout senzor a provést měření pomocí mobilní aplikace. Samotný proces měření trval pouze několik sekund a bylo možné jej okamžitě opakovat. Naměřená data byla následně z mobilní aplikace vyexportována k další úpravě ve formátu CSV (Comma Separated Values).

5.3 Kontinuální měření pomocí TMS-4 TOMST

Na lokalitách podrobného monitoringu povodí Brejlského potoka je zabudováno celkově 55 senzorů TMS-4 jejichž rozmístění je popsáno v kapitole č. 4. Tato práce navazuje na již existující výzkum se senzory TMS-4 na území Amálie probíhající od roku 2021. Tudíž data z těchto senzorů byla již částečně předpřipravena v podobě pravidelných záznamů stavů vlhkosti půdy.

Jednotlivé senzory měří nepřetržitě vlhkost a teplotu půdy v 15minutových krocích. Naměřené hodnoty se po propojení počítače se senzorem stahují pomocí aplikace do paměti počítače, kde podléhají dalšímu zpracování.

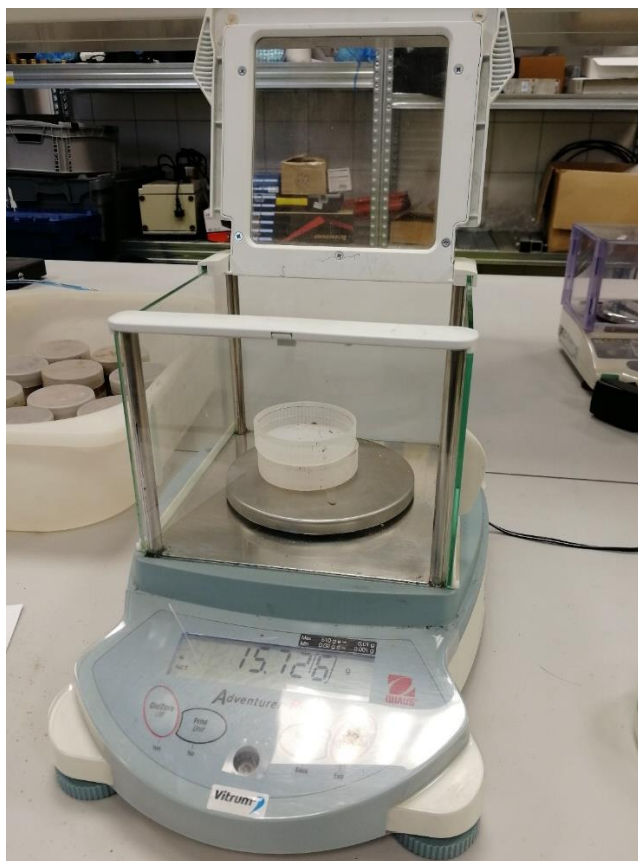
Samotné senzory jsou velmi náchylné na otřesy a nárazy, které v lesním prostředí může způsobovat lesní zvěř. Z tohoto důvodu byly osazované senzory opatřeny kovovou klecí, upevněnou do země za použití železných kolíků viz obr. 24.



Obrázek 24: Ochranná klec u senzoru TMS-4.

5.4 Laboratorní vyhodnocení odebraných půdních vzorků

Odebrané půdní vzorky byly převezeny do laboratoře, kde byly prováděny následující úkony. Na analytické váze se zvažily zavičkované Kopeckého válečky s půdním vzorkem. Následně se z válečků opatrně sejmula a zvažila víčka viz obrázek č. 25. Poté se válečky bez víček umístily na předem zvážená sklíčka. Všechny navážené údaje se současně zaznamenávaly do předem připraveného formuláře viz příloha č. 14. Nachystané válečky položené na sklíčkách se umístily do sušárny, kde probíhalo sušení po dobu 3 dnů při stálé teplotě 60 °C. Teplota i délka sušení byla zvolena tímto způsobem, aby nedošlo k poškození organické hmoty půdních vzorků. Po uplynutí doby sušení se vzorky vyjmuly ze sušárny, a i se sklíčky se zvažily. Tyto hodnoty se opět zaznamenaly do formuláře. Nyní bylo možné stanovit obsah vody v půdě (objemovou vlhkost půdy), jelikož byla známa hmotnost vzorku před a po vysušení. Hmotnost vody byla pomocí hustoty vody přepočtena na objem vody a vydělena objemem vzorku 100 cm³ viz rovnice (5). Při této příležitosti byla stanovena také objemová hmotnost půdy viz vzorec (3). Názorná ukázka zpracovaných dat je obsažena v přílohách č. 1, 2 a 3.



Obrázek 25: Vážení prázdných víček na analytické váze.

5.5 Zpracování naměřených dat senzorem PICO 64 a jeho následná kalibrace

Údaje o vlhkostech ze senzoru bylo nutné vyfiltrovat a logicky uspořádat. Následně se zprůměrovala data o vlhkostech z obou použitých kalibrací (minerální, humusová). Z těchto dvou kalibrací byla vytvořena iterační metodou prostřednictvím váženého průměru nová kalibrace. Byl zvolen takový poměr, aby výsledná hodnota vlhkostí (naměřených senzorem u odběrných míst válečků) z těchto dvou kalibrací co nejvíce odpovídala hodnotám objemových vlhkostí z gravimetrické metody. Jakmile se našel ten správný poměr, tak byl aplikován i na vlhkosti naměřené přímo u samotných senzorů TMS-4. Takto byly postupně upraveny všechny vlhkosti naměřené senzorem PICO 64. Příklad zpracovaných objemových vlhkostí je uveden v přílohách č. 4, 5, 6 a 7. Zvolený poměr humusové a minerální kalibrace zároveň odpovídal i mocnostem organické vrstvy vůči vrstvě minerální na lokalitě 1 viz provedený průzkum půdního profilu v kapitole 4.2.

5.6 Tvorba kalibračních křivek

Graf reprezentující nově vytvořené křivky na obr. č. 26 byl zhotoven v programu MS Excel. Jednotlivé body na grafu jsou tvořeny z objemových vlhkostí ze senzoru PICO 64 a z průměrných hodnot signálu ze senzoru TMS-4. Hodnoty signálu byly vzaty ze stejného časového úseku, jako byl čas měření objemových vlhkostí senzorem PICO 64. Následně byly body na grafu proloženy lineární regresní křivkou. Pro každý porost byla vytvořena jedna lineární regrese. Poté byla ke křivkám v nastavení grafu vytvořena kalibrační rovnice. Do grafu byly pro vzájemné porovnání přidány dvě již existující kalibrace, a to konkrétně univerzální kalibrace od firmy TOMST a laboratorní kalibrace vytvořená na ČZU.

Poté byl v programovacím jazyce „R“ vytvořen skript, do kterého byly nahrány surové hodnoty signálu ze senzoru TMS-4, společně s vytvořenými kalibračními rovnicemi. Skript poté z těchto údajů vyhodnotil hodnoty objemových vlhkostí. Celý tento úkon byl prováděn v prostředí programu RStudio.

Grafy na obrázcích č. 27, 28 a 29 byly poskytnuty školitelem této práce Lukášem Jačkou v rámci již probíhajícího vědeckého výzkumu na území Amálie.

6 Výsledky

6.1 Kalibrace TDR metody pomocí gravimetrické metody

Tabulka 3: Tabulka průměrných objemových vlhkostí z jednotlivých kampaní.

		Objemová vlhkost válečků [cm ³ /cm ³]					
		Datum	28.6.2021	16.6.2022	13.7.2022	10.10.2022	1.12.2022
Porost	Buk		0,33	0,18	N/A	0,17	0,27
	Smrk		0,28	0,12	N/A	0,14	0,15
	Modřín		0,23	0,15	N/A	0,14	0,19
		Objemová vlhkost měřená TDR u místa odběru válečků [cm ³ /cm ³]					
Porost	Buk		N/A	0,18	N/A	0,17	0,26
	Smrk		N/A	0,11	N/A	0,14	0,14
	Modřín		N/A	0,16	N/A	0,14	0,19
		Objemová vlhkost měřená TDR u TMS-4 [cm ³ /cm ³]					
Porost	Buk		N/A	0,17	0,17	0,16	0,25
	Smrk		N/A	N/A	0,13	0,14	0,17
	Modřín		N/A	N/A	0,16	0,16	0,21

Tabulka č. 3 obsahuje zprůměrované hodnoty získaných objemových vlhkostí ze všech 4 provedených terénních výjezdů. Nachází se zde hodnoty objemových vlhkostí získané z gravimetrické metody (průměr z vrstev 5–10 a 10–15 cm), dále objemové vlhkosti naměřené metodou TDR u místa odběru válečků pro gravimetrickou metodu, a jako poslední obsahuje hodnoty naměřené metodou TDR přímo u senzorů TMS-4.

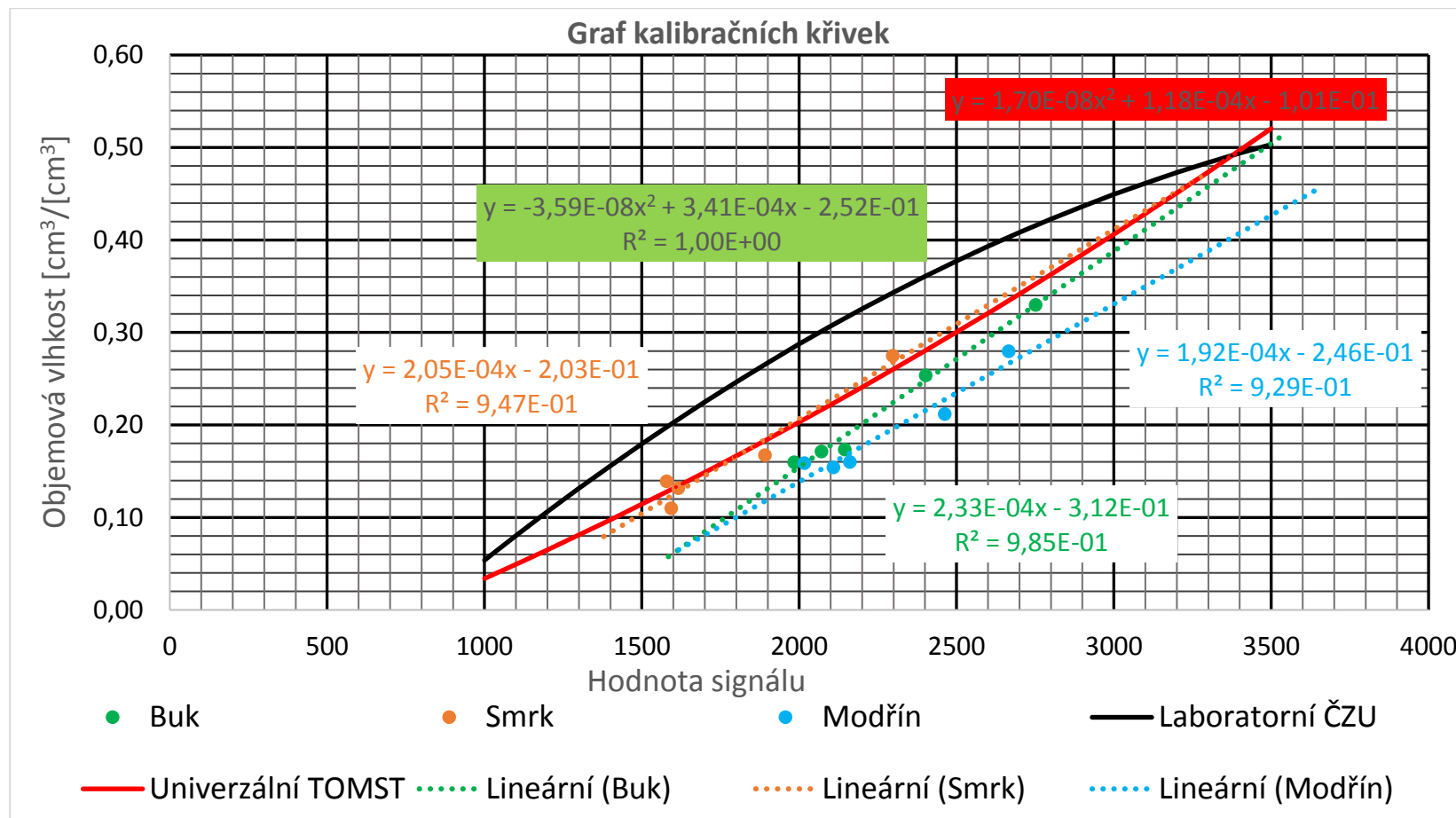
Červeně označené hodnoty jsou převzaté z práce Martina Wilczeka (Wilczek, 2022) a byly naměřeny v rámci kampaně 28.6.2021, která probíhala před započítáním této diplomové práce, proto obsahuje pouze hodnoty objemových vlhkostí (dále jen „OV“) získaných pomocí odběrů do Kopeckého válečků. Terénní výjezd ze 13.7.2022 obsahuje hodnoty OV naměřené pouze u senzorů TMS-4, jelikož při tomto výjezdu nebyl prováděn odběr neporušených vzorků do Kopeckého válečků.

Při porovnání hodnot OV získaných pomocí gravimetrické metody z válečků a hodnot OV měřených pomocí TDR u místa odběrů válečků, je patrné, že mezi těmito hodnotami je poměrně vysoká shoda s odlišností maximálně 1 %. Této shody bylo dosaženo vytvořením kalibrace. Ta byla vytvořena pomocí váženého průměru stanoveného z OV kombinací humusové a minerální kalibrace, jež byly naměřeny

metodou TDR. Poměr byl stanoven jako 1/3 pro humusovou kalibraci a 2/3 pro minerální (viz přílohy 4, 5, 6 a 7) a byl aplikován pro všechny 4 terénní výjezdy. Tímto poměrem byla získána dostatečná přesnost měření metodou TDR pro testované půdy dle standardní gravimetrické metody. Tento poměr byl následně použit pro měření u samotných senzorů TMS-4.

Hodnoty OV měřené metodou TDR u místa odběru válečků a OV měřené TDR u TMS-4 se často shodují, nicméně jsou zde větší odchylky, než tomu bylo u předchozího porovnání. Oranžová barva v tabulce označuje hodnoty OV s nejnižší shodou, která se pohybuje mezi 2–3 %, avšak i takováto odchylka stále značí velice dobrý soulad. Nejvyšší odchylka OV mezi TDR u místa odběru válečků a TDR měřené u TMS-4 byla zaznamenána u smrkového porostu při poslední kampani 1.12.2022. Tato odchylka byla mezi hodnotami 0,14 a 0,17 a činila tedy 3 %. Zbytek hodnot OV nepřesáhl odchylku vyšší než 2 %.

6.2 Nové kalibrační křivky



Obrázek 26: Graf zobrazující nové kalibrační křivky v porovnání s původními kalibracemi.

Na obrázku č. 26 je vyobrazen graf obsahující nové kalibrační křivky pro senzory TMS-4 společně s univerzální kalibrací od firmy TOMST a laboratorní kalibrací vytvořenou na ČZU. Kalibrační vztah pro odhad vlhkosti půdy ze surového signálu TMS-4 získaný pomocí terénního měření metodou TDR a gravimetrickou metodou, vykazuje rozdílné křivky pro půdy nacházející se pod porosty buku, smrku a modřínu. Pro každý zájmový porost tedy vznikla jedna unikátní kalibrační křivka.

Porovnáním laboratorní ČZU (černě značená) kalibrace, vytvořené s využitím porušených lesních vzorků z lokality Amálie, s novými kalibračními křivkami, lze upozorovat značný nesoulad. Už samotný tvar naznačuje jistou odlišnost, kdy laboratorní kalibrace má konkávní tvar, přitom závislost nových kalibračních křivek se jeví jako lineární.

Další odlišnosti lze upozorovat v rozdílných OV při stejné hodnotě signálu. Například hodnota signálu 2500 značí pro laboratorní kalibraci přibližně 38% objemovou vlhkost, kdežto nová kalibrační křivka pro modřín vykazuje při stejném signálu OV necelých 24 %. Odlišnost mezi těmito kalibracemi je tedy přibližně 14 %, což je zásadní rozdíl. Při porovnání se smrkovou kalibrační křivkou, která je z nově vytvořených křivek od té laboratorní nejméně odlišná je patrné, že při stále stejné hodnotě signálu činí rozdíl mezi OV přibližně 7 %, což stále není zanedbatelný údaj. Nejvyšší odchylka mezi laboratorní kalibrací a novými křivkami je na vrcholu konkávy laboratorní kalibrace, čemuž odpovídá hodnota signálu okolo 2100.

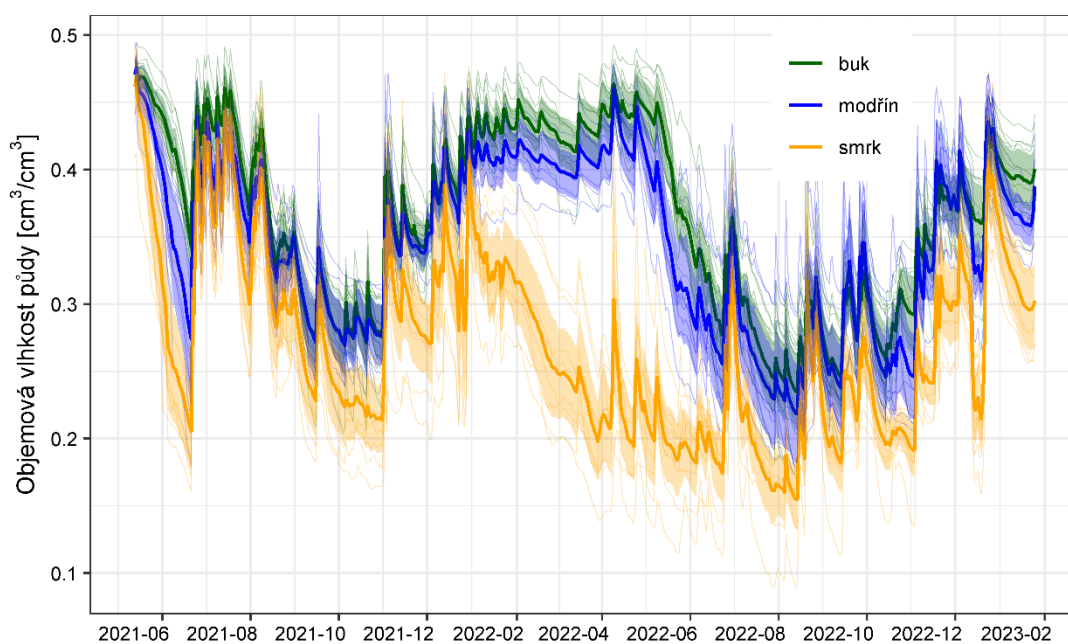
V případě univerzální kalibrace TOMST není rozdíl v hodnotách OV ve srovnání s novými křivkami již tak zásadní jako tomu bylo v případě laboratorní kalibrace a její tvar je téměř lineární. Nicméně rozdíl v OV mezi novými křivkami a univerzální kalibrací stále není zanedbatelný. Nejvíce odlišná od univerzální kalibrace je kalibrační křivka pro modřín, kdy při hodnotě signálu 2500 je rozdíl v OV přibližně 6 %. Naopak největší shoda je mezi univerzální kalibrací a smrkovou kalibrační křivkou, kde je jejich rozdíl v celém spektru signálu minimální.

Když se porovnají samotné nově vytvořené kalibrační křivky mezi sebou, tak lze upozorovat, že každá má rozdílný průběh i sklon. Také si lze povšimnout, že při stejných hodnotách signálu vykazují jiné stavy OV. Například u hodnoty signálu 2500 činí OV modřínové půdy 24 %. Zároveň u bukové půdy je při stejné hodnotě signálu OV 28 % a v případě smrkové půdy je hodnota OV mírně přes 30 %. To znamená, že panuje v některých případech téměř 7% odlišnost mezi novými kalibračními křivkami.

Rozdílnost těchto křivek dokazuje, že složení půdního profilu je v každém zkoumaném porostu odlišné a unikátní. Z toho vyplývá, že univerzální či laboratorní kalibrace by při identické hodnotě signálu uvažovala stále stejné OV. Tento stav u nově vytvořených křivek neplatí, jelikož jsou jedinečně vytvořené pro každý jeden zkoumaný porost.

Při vzájemném porovnání univerzální a laboratorní kalibrace lze zpozorovat poměrně vysokou odlišnost zejména v rozmezí hodnot signálu 1500–3000. V tomto signálovém rozpětí dosahuje jejich vzájemná odchylka až 8 %. U vysokých nebo naopak nízkých hodnot signálu se křivky vzájemně přibližují. Okolo hodnot signálu 3350 se tyto křivky protínají a vykazují tak při stejné hodnotě signálu totožné stavy OV.

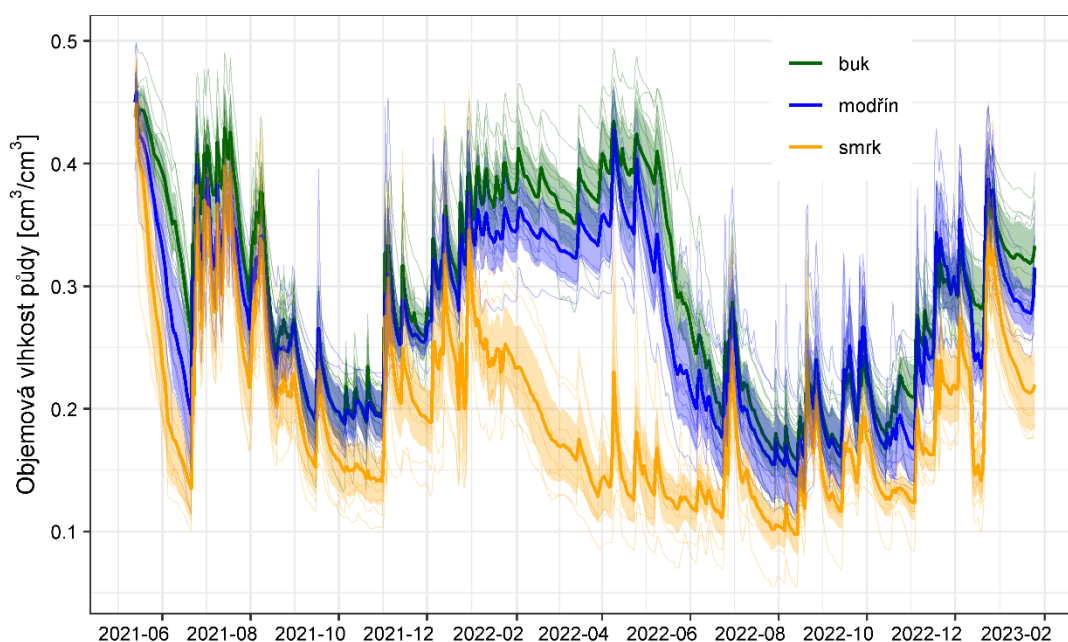
6.3 Porovnání vlivu kalibrací na vývoj objemových vlhkostí půdy



Obrázek 27: Graf vývoje objemových vlhkostí v čase s ČZU laboratorní kalibrací.

Graf vyobrazený na obr. č. 27 znázorňuje vývoj OV půdy po implementaci laboratorní kalibrační rovnice v období od června 2021 do února roku 2022. U této kalibrace si lze povšimnout výrazného rozdílu objemové vlhkosti smrkové půdy oproti zbylým porostům, a to zejména v období od února do července roku 2022. Aplikovaná laboratorní kalibrace vykazovala po celé zaznamenávané období nejvyšší hodnoty objemových vlhkostí u bukové půdy. OV modřínové půdy byly při použití této

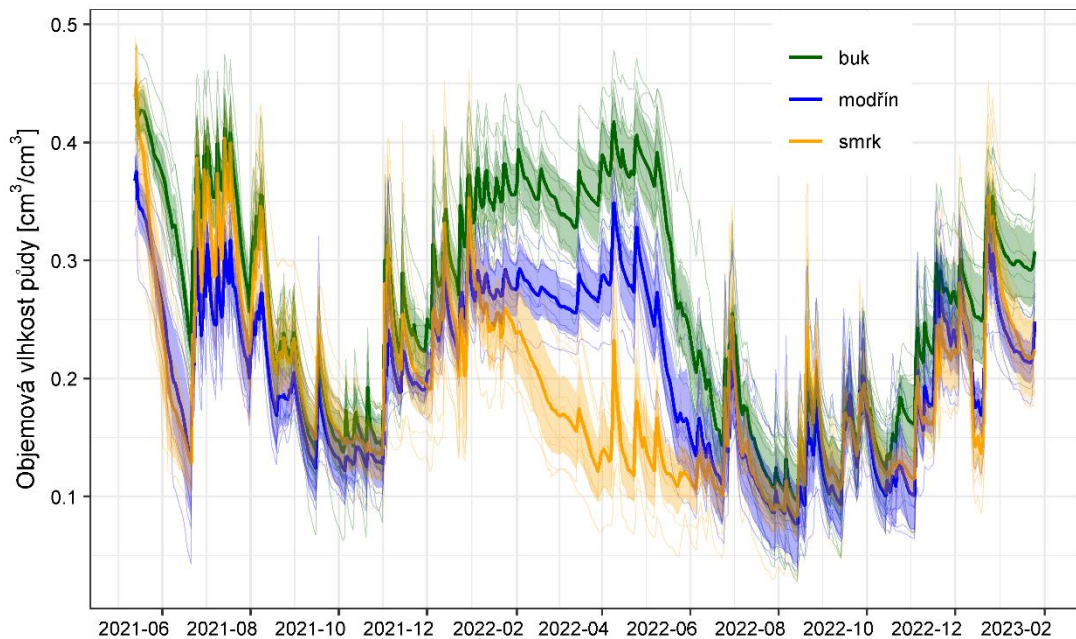
kalibrační rovnice zpravidla mírně pod hodnotami bukové půdy. Celkově se za sledované období pohybovaly OV půdy v rozmezí od 15 % do 50 %.



Obrázek 28: Graf vývoje objemových vlhkostí v čase s TOMST univerzální kalibrací.

Obrázek č. 28 obsahuje graf vývoje OV půdy za použití univerzální kalibrační rovnice TOMST. Stejně jako tomu bylo u předchozího obrázku č. 27, vykazuje graf (na obr. 28) v celém daném období nejnižší hodnoty OV u smrkové půdy. Naopak trvale nejvyšších hodnot OV zpravidla dosahuje půda buková. Lze si povšimnout, že u vlhkostních stavů okolo 30 % je mezi laboratorní a univerzální kalibrační rovnicí poměrně zásadní rozdíl. V některých případech se odlišnost blíží téměř k 10 %. U nižších, ale i vyšších stavů OV se rozdíly mezi jednotlivými kalibracemi více vyrovnávají. U maximálních hodnot OV je jejich rozdílnost okolo 3–4 %. V případě minimálních stavů OV je odlišnost o něco vyšší (cca 6 %). Tento jev je způsoben konkávním tvarem ČZU laboratorní kalibrační křivky (viz obr. 26), kdy u hodnot kolem 30 % OV je nejvíce odlišná od univerzální kalibrační křivky.

Všeobecně vykazuje univerzální kalibrační rovnice nižší stavy OV půdy než v případě laboratorní kalibrace.



Obrázek 29: Graf vývoje objemových vlhkostí v čase s terénní kalibrací.

Na obrázku 29 je zobrazen graf, který stejně jako obr. 27 a obr. 28 znázorňuje vývoj OV půdy za dané období. U tohoto grafu byla na hodnoty signálu aplikována pro každý jeden porost (smrk, buk, modřín) unikátní nově vytvořená kalibrační rovnice. Již na první pohled si lze všimnout odlišnosti od obou předchozích grafů (obr. 27 a 28). Nejvýraznější odlišností je vývoj OV u modřínové půdy, která má zcela rozdílný průběh. U předchozích kalibračních rovnic byl vývoj vlhkosti modřínové půdy vždy velice podobný jako u bukové půdy. Nejlépe lze odlišný průběh vlhkostí u nové modřínové kalibrační křivky zpozorovat zejména v období od ledna 2022 do konce června 2022. Důvod rozdílnosti OV u modřínové půdy je dán průběhem nové modřínové kalibrační křivky. Jelikož se při zvyšující hodnotě signálu stále více odlišuje od bukové, ale i smrkové křivky. Rozdíl mezi vlhkostí bukové a modřínové půdy tak činí přibližně 7 %. Co se týče OV smrkové půdy, tak jejich vývoj je velice podobný jako v případě TOMST univerzální rovnice. Nicméně při velice nízkých hodnotách signálu vykazuje smrková kalibrace ještě nižší stavy OV než kalibrace univerzální. To lze zpozorovat při porovnání stavů OV u obr. 28 a obr. 29 v období okolo srpna 2022.

Nejvíce rozdílné stavy vlhkostí smrkové půdy oproti ostatním půdám (na obr. 29) se začaly objevovat zejména začátkem jara 2022. To bylo zřejmě způsobeno z důvodu delšího období bez srážek, kdy začala smrková půda vysychat rychleji než buková a modřínová půda.

Při souhrnném zhodnocení grafu na obr. 29 si lze povšimnout celkově nižších vykazovaných hodnot OV půdy oproti grafům s univerzální a laboratorní kalibrací na obrázcích 27 a 28.

Tento graf (obr. 29) demonstruje přínos aplikace nově vytvořených kalibračních křivek při určování OV půdy. Jelikož už při samotném pohledu je zřetelná jeho odlišnost ve výsledných vlhkostech od laboratorní a univerzální kalibrace. S novými křivkami tedy bude možné přesněji určit stav vlhkosti půdy pro porosty buku, smrku a modřínu na zájmovém území.

Všechny 3 grafy (obr. 27, obr. 28, obr. 29) dokazují že buková půda vykazovala v dlouhodobém vývoji nejvyšší hodnoty OV. Lze tedy předpokládat, že bukový porost dokáže ze zkoumaných porostů nejlépe nakládat s disponibilní vodou ve svrchní vrstvě půdního profilu.

7 Diskuse

K důvodům rozdílnosti nově vytvořených kalibračních křivek se bezesporu řadí heterogenita půdního profilu, kterou dokazuje provedený průzkum na dané lokalitě (viz kapitola 4.2). V každém porostu dochází ke vzniku rozdílné půdy s jiným složením, množstvím i mocností organické hmoty, což umožňuje výskyt rozdílných hydrofyzikálních vlastností půdy. Různé druhy stromů mohou svým působením spoluvytvářet rozdílné půdy, a to i na stejném substrátu. Například smrkový porost se od bukového odlišuje přítomností jehličí a tím i odlišným složením opadanky. Vzniká zde tedy odlišná svrchní organická vrstva s rozdílnými vlastnostmi (Jačka et al. 2021).

Další teorií rozdílnosti mezi kalibračními křivkami může být tvorba vzduchových kapes podél senzorů TMS-4, jelikož jsou tyto senzory poměrně náchylné na chybovost při nedokonalém styku s půdou (Wild et al. 2019). Při lepším kontaktu vykazují senzory vyšší hodnoty signálu při stejné vlhkosti. Je tedy možné, že senzory mají lepší kontakt s půdou v porostu modřínu než ve smrku. Půda ve smrkovém porostu má ze zájmových porostů nejvyšší pórovitost a zároveň nejnižší objemovou hmotnost (Berger, Hager, 2000; Zdražil et al. 2021). Tudíž má v půdě nejvíce volných prostorů, ze kterých mohou vznikat vzduchové kapsy. Tato nedokonalost by v případě senzoru PICO 64 měla být eliminována díky způsobu šíření vln diskovitým pohybem kolem potažených tyčí viz obr. č. 10. Tyto vlny pronikají měřeným mediem vrstvu po vrstvě a senzor je tak schopen díky velkému měřicímu poli, přesněji měřit v proměnlivém a heterogenním půdním prostředí (IMKO, ©2023a).

Další otázkou je také vliv zvěře na usazené senzory. Ty jsou sice chráněné kovovou klecí, nicméně například prase divoké dokáže vyvinout takové množství energie, která danou zábranu překoná nebo alespoň poruší, a tím může dojít k narušení potřebného styku senzoru s půdou.

Univerzální kalibrace TOMST nedokáže být tak přesná jako vytvořené kalibrační křivky, jelikož byla nastavena pouze na základě zrnitosti půdy v dané lokaci. Existuje mnoho dalších faktorů působících na přesnost kalibrace než zrnitost, jako například množství a složení organické hmoty, rozdělení pórů dle velikosti nebo objemová hmotnost zobrazující míru zhutnění (Malicki et al. 1996). V tom tkví výhoda prezentované terénní metody, která tyto aspekty postihuje.

S novými kalibračními křivkami se značně změnil průběh měřených vlhkostí oproti předchozím kalibracím (univerzální TOMST, laboratorní ČZU) (Zdražil et al. 2021; TOMST, ©2023), zejména v případě modřínu a buku. Tyto nové křivky získané inovativní terénní metodou umožní získávat relevantní informace o vlhkosním režimu pod každým zájmovým porostem. Díky tomu bude například možné efektivně sledovat, jakým způsobem dokáží jednotlivé porosty nakládat s disponibilní půdní vlhkostí. Obecně provedená terénní kalibrace přispívá jako podklad ke zpřesnění již probíhajícího monitoringu půdní vlhkosti na území Amálie.

Další otázkou je proč panuje taková odlišnost mezi laboratorní kalibrací ČZU a novými kalibračními křivkami. Jak ve své bakalářské práci zmiňuje Martin Wilczek, který se podílel na tvorbě laboratorní kalibrace, došlo v průběhu tvorby této kalibrace k několika problémům. Například se nepodařilo přesně zachytit všechny vlhkosní body. Dále v nádobách s odebranými vzorky, na kterých byla prováděna samotná kalibrace, došlo k závažným objemovým změnám, což zapříčinilo zkreslení samotných výsledků kalibrace. Objevil se zde také problém s heterogenitou půdního profilu na daném místě, jejíž rozmanitost nebylo možné zachytit do několika referenčních vzorků. K nepřesnostem přispívalo také velké množství proměnných, jež nebylo možné ovlivnit (Wilczek, 2022).

K dalším důvodům odlišnosti může patřit fakt, že laboratorní kalibrace byla vytvářena na porušených půdních vzorcích odebraných z lokality Amálie. Půda má tedy po její úpravě a promíchání jiné uspořádání částic, než přirozeně uložená půda (Edaphic scientific, ©2023). Tím dochází ke změně půdních fyzikálních vlastností. Tudíž samotná kalibrace nemůže přesně reflektovat reálně se vyskytující podmínky na daném místě.

Pro tvorbu laboratorní kalibrace jsou zvláště problematické bobtnavé jemnozrné půdy. Mezi takové patří i testovaná půda na území Amálie viz kapitola 4.2. Takováto půda se v laboratorních podmínkách vyznačuje odlišným chováním než půda v jejím přirozeném uložení. Nelze u ní zachovat přirozené uložení půdních částic, stejně tak ani skutečnou objemovou hmotnost, která byla na daném místě v době odběru (Lukáš Jačka, 2023, in verb).

Kalibrace senzoru PICO 64 nebyla oproti kalibraci senzoru TMS-4 tak náročná a dle provedené gravimetrické metody byla i velice přesná. Hodnoty vlhkosti se s gravimetrickou metodou shodovali i přes fakt, že z důvodu přírodních podmínek na

lokalitě Amálie bylo nutné otvory pro usazení senzoru PICO 64 předvrtávat, takže kontakt vodivých tyčí s půdou nebyl stoprocentně těsný. Jak bylo již zmíněno výše, senzor by neměl být tak závislý na dokonalém styku s půdou, tudíž by provedený způsob osazení neměl zásadně ovlivnit výsledky měření.

Prezentovaná terénní metoda skýtá i určité nevýhody, jelikož gravimetrické odběry nelze provádět přímo u samotných senzorů. K vytvoření kalibrace pro senzory TMS-4 bylo tedy zapotřebí využít jinou metodu, kterou bylo nutné také zkalibrovat. V případě této práce to byla metoda TDR. Tato metoda má poměrně vysoké pořizovací náklady (Kutílek et al. 2004) a její samotná kalibrace je časově náročná. Na dané lokalitě bylo nutné provést několik terénních odběrů za různých vlhkostních stavů. To zejména v letním období není lehký úkol, jelikož kromě nejsušších vlhkostních stavů je důležité zachytit také i ty nejvlhčí. Například v roce 2022 byl při dvou provedených kampaních vlhkostní stav prakticky identický.

Možná příčina nepřesnosti prezentované terénní metody může být způsobena odchylkou v měření senzorů danou jejich výrobou. Při stejných výchozích podmínkách se mohou vykazované signály u jednotlivých senzorů mírně lišit, z důvodu možné odchylky u různých výrobních sérií těchto senzorů (Lukáš Jačka, 2023, in verb). Z tohoto důvodu byl signál senzorů standardizován na základě hodnoty v demineralizované vodě. Dále pro zamezení vzniku nepřesností způsobených odchylkou v signálu byl při vytváření kalibračních křivek použit průměr signálu ze tří senzorů.

Nespornou výhodou metody TDR, jelikož se jedná o nedestruktivní metodu, je možnost měření vlhkosti v přirozeném uložení půdy se zachováním uspořádání částic a půdních vrstev. Díky tomu je možné měřit půdní vlhkost přímo u samotných senzorů TMS-4 (He et al. 2021). Nedochozí tak k rozrušení okolního prostředí jako v případě gravimetrické metody (Topp et al. 2002).

Přesnějších výsledků terénní kalibrace by bylo možné docílit provedením více kampaní za rozdílných vlhkostních stavů. Také by bylo možné daný experiment rozšířit na další lokality podrobného monitoringu, nacházející se na území Amálie. Celkově může tvorba zcela precizních kalibračních křivek trvat v řádu několika let.

8 Závěr

Z dostupných referenčních vlhkostí půdy vyplývá, že se podařilo pomocí terénní kalibrace zpřesnit odhady hodnot OV ze senzorů TMS-4 oproti předešlým kalibracím. Původní univerzální a laboratorní kalibrace byly nahrazeny nově vytvořenými křivkami. Pro každý zkoumaný porost vznikla jedna unikátní křivka. V rámci tvorby křivek byla také úspěšně provedena kalibrace senzoru PICO 64, a to za použití standartní gravimetrické metody.

Kalibraci senzoru PICO 64 se podařilo provést vytvořením poměru mezi dvěma přednastavenými kalibracemi. Konkrétně to byla humusová kalibrace s přiděleným podílem váhy 1/3 a minerální kalibrace s váhou 2/3. Vzájemná odchylka OV mezi novou kalibrací a gravimetrickou metodou dosahovala maximálně 1 %. S tímto poměrem se podařilo dosáhnout vysoké shody OV nové kalibrace s OV provedené gravimetrické metody. Zároveň zvolený poměr odpovídal i mocnosti organické hmoty v půdě oproti mocnosti minerální složky na základě provedeného průzkumu půdního profilu.

Jednotlivé nově vytvořené kalibrační křivky se od sebe liší průběhem. Při stejných hodnotách signálu se vykazované OV mezi sebou odlišují v některých případech až o 7 %, což je z hydrologického hlediska významné. Tento odlišný průběh je nejspíše zapříčiněn rozdílnou půdou pod jednotlivými zkoumanými porosty. Nově vytvořené kalibrační křivky tedy lépe popisují reálný stav na daném stanovišti. Původní laboratorní i univerzální kalibrace nejsou schopné zachytit tyto různé půdní podmínky pod zkoumanými porosty. Tudiž při stejné vykazované hodnotě signálu ze senzoru TMS-4 uvažují původní kalibrace stále stejný stav OV nehlédě na umístění v rozdílných porostech.

Laboratorní kalibrace vytvořená na ČZU se vyznačuje konkávním vývojem závislosti hodnoty signálu na OV. Na vrcholu konkávy se tato kalibrace nejvíce odlišuje od všech ostatních kalibrací. Vrcholu konkávy odpovídá hodnota signálu okolo 2100. Při této hodnotě signálu se laboratorní kalibrace liší od modřínové kalibrační křivky prakticky o 15 %.

Univerzální kalibrace od firmy TOMST nevykazuje tak vysokou odlišnost od nových kalibračních křivek jako v případě laboratorní kalibrace. Dokonce průběh

univerzální kalibrace a nové smrkové křivky je téměř identický. Na vrcholu konkávy laboratorní kalibrace se jejich vzájemná odlišnost blíží k 10 %.

Z grafů vývoje OV v čase vyplývá, že aplikováním nových kalibračních křivek doznal největších změn vývoj vlhkostí modřínové půdy. Dokazuje to i vývoj nové modřínové kalibrační křivky, která vykazuje ze všech zkoumaných kalibrací nejnižší závislost mezi vlhkostí a hodnotou signálu. V případě smrkové půdy je dlouhodobý vývoj vlhkostí při použití kterékoli kalibrace zpravidla nejnižší. Naopak nejvyšší stav vlhkostí je u bukové půdy.

Celkově nové kalibrační křivky vykazují v závislosti na hodnotě signálu nižší vlhkosti půdy, než v případě univerzální či laboratorní kalibrace. Prezentovaná terénní metoda může vést ke zpřesnění v oblasti monitoringu půdní vlhkosti a je tak dobrou alternativou k laboratorně aplikovaným metodám. Nově vzniklé křivky jsou důležitým podkladem pro vyhodnocování dat již probíhajícího monitoringu na Amálii.

Přínos předkládané práce spočívá v představení inovativní kalibrační metody, jejíž provedení v terénu je alternativou pro laboratorní kalibrace. Předností této inovativní metody je zejména možnost kalibrace půd, u kterých je problematické využít laboratorní kalibraci. Například z důvodu specifických vlastností jako je vysoká diverzita vrchní vrstvy nadložního humusu. Pro monitoring vlhkosti tato metoda přináší nové přesnější kalibrační křivky, které umožňují lépe nahlédnout do hydrologických procesů probíhajících v půdě.

9 Přehled literatury a použitých zdrojů

Knížní publikace a časopisy

Alli M. H., 2010: Fundamentals of irrigation and On-farm water management: Volume 1. Springer, New York. 557 s.

Berger W. T., Hager H., 2000: Physical top soil properties in pure stands of Norway spruce (*Picea abies*) and mixed species stands in Austria. *Forest Ecology and Management* 136. P. 159–172.

Blonquist J. M., Jones S. B., Robinson D. A., 2005: A time domain transmission sensor with TDR performance characteristics. *Journal of Hydrology* 314. P. 235–245.

Borhe-Wessel S., Weihermüller L., 2020: *Field Measurement Methods in Soil Science*. Scheweizerbart Textbooks, Stuttgart.

Brevik E. C., 2005: *A brief history of soil science*. Dickinson State University, Dickinson.

Das B. M., Sobhan K., 2018: *Principle of geotechnical engineering*. Cengage Learning, Boston.

Dean T. J., Bell J. P., Baty J. B., 1987: Soil moisture measurement by an improved capacitance technique, Part 1. Sensor design and performance. *Journal of Hydrology* 93. P. 67–78.

Dexter A. R., 1988: Advances in characterization of soil structure. *Soil and Tillage Research* 11. P. 199–238.

Dingman L. S., 2015: *Physical hydrology Third Edition*. Waveland Press Inc, Long Grove.

Engman E. T., Gurney R. J., 1991: *Remote Sensing in Hydrology Remote Sensing Application*. Chapman & Hall, London.

Evett S. R., Parkin G. W., 2005: Advances in Soil Water Content Sensing: The Continuing Maturation of Technology and Theory. *Vadose Zone Journal* 4. P. 986–991.

Gardner H. W., 1965: Water Content. In: Black C. A. (ed.): *Methods of Soil Analysis: Part 1 Physical and Mineralogical Properties, Including Statistics of Measurement and Sampling*. American Society of Agronomy Inc., Madison. 82–127.

Gruber A., Wagner W., Hegyiova A., Greifeneder F., Schlaffer S., 2013: Potencial of Sentinel-1 for high-resolution soil moisture monitoring. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium – IGARSS 2013*. P. 4030–4033.

Hasted J. B., 1973: *Aqueous Dielectrics*. John Wiley & Sons, New York.

He H., Aogu K., Li M., Xu J., Sheng W., Jones S. B., Gonzáles-Teruel J. D., Robinson D. A., Horton R., Bristow K., Dyck M., Filipovic V., Noborio K., Wu Q., Jin H., Feng H., Si B., Lv J., 2021: A review of time domain reflectometry (TDR) applications in porous media. In: Sparks L. D., (ed.): *Advances in Agronomy*. Elsevier Science & Technology, San Diego. 83–156.

Hillel D., 1998: *Environmental soil physics*. Academic Press, San Diego.

Honzík R., Ust'ak S., Vach M., 2016: *Hydropedologické parametry a objemová hmotnost půd u variant dlouhodobých pokusů s rozdílnými způsoby zpracování*. *Agritech science* 16. P. 1–7.

Hubbart J., Link T., Campbell C., Cobos D., 2005: Evaluation of a low-cost temperature measurement system for environmental applications. *Hydrological Processes* 19. P. 1517–1523.

Hunduma S., Kebede G., 2020: Indirect Methods of Measuring Soil Moisture Content Using Different Sensors. *African Journal of Basic & Applied Sciences* 12. P. 37–55.

Jačka L., Walmsley A., Kovář M., Frouz J., 2021: Effects of different tree species on infiltration and preferential flow in soils developing at a clayey spoil heap. *Czech University of Life Sciences Prague, Praha*.

Jensen M. E., Allen R. G., 2016: Evaporation, evapotranspiration, and irrigation water requirements. ASCE, Reston.

Jung M., Reichstein M., Ciais P., Seneviratne S. I., Sheffield J., Goulden M. L., Bonan G., Cescatti A., Chen J., De Jeu R., Dolman A. J., Eugster W., Gerten D., Gianelle D., Gobron N., Heinke J., Kimball J., Law B. E., Montagnani L., Mu Q., Mueller B., Oleson K., Papale D., Richardson A. D., Roupsard O., Running S., Tomelleri E., Viovy N., Weber U., Williams Ch., Wood E., Zaehle S., Zhang K., 2010: Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature* 467. P. 951–954.

Koster R. D., Mahanama S. P. P., Livneh B., Lettenmaier D. P., Reichle R. H., 2010: Skill in streamflow forecasts derived from large-scale estimates of soil moisture and snow. *Nature Geoscience* 3. P. 613–616.

Kutílek M., Nielsen D. R., 1994: Soil Hydrology. Catena Verlag, Cremlingen-Destedt.

Kutílek M., Kuráž V., Cislerová M., 2004: *Hydropedologie*. ČVUT, Praha.

Lekshmi S. S. U., Singh D. N., Shojaei Baghini M., 2014: A critical review of soil moisture measurement. *Measurement* 54. P. 92–105.

LU Y., Song W., LU J., Wang X., Tan Y., 2017 And examination of soil moisture estimation using ground penetrating radar in desert steppe. *Water* 9. P. 1–11.

Malicki M. A., Plagge R., Roth C. H., 1996: Improving the calibration of dielectric TDR soil moisture determination taking into account the solid soil. *European Journal of Soil Science* 47. P. 357–366.

Markonis Y., Kumar R., Hanel M., Rakovec O., Máca P., Kouchak A. A., 2021: The rise of compound warm-season droughts in Europe. *Science Advances* 7. P. 1–11.

Mukhlisin M., Astuti H.W., Wardihani E. D., Matlan S. J., 2021: Techniques for ground-based soil moisture measurement: a detailed overview. *Arabian Journal of Geosciences* 14. P. 1–34.

Muñoz-Carpena M. R., 2004: Field Devices for Monitoring Soil Water Content. IFAS Extension 343. P. 1–16.

Němeček J., Rohoušková M., Macků J., Vokoun J., Vavříček D., Novák P., 2008: Taxonomický klasifikační system půdy České republiky. Česká zemědělská univerzita, Praha.

Odeh I. O. A., McBratney A. B., 2005: Pedometrics. In: Hillel D., Hatfield J. H., Powelson D. S., Rosenzweig C., Scow K. M., Singer M. J., Sparks D. L. (eds): Encyclopedia of soils in the environment. Elsevier Academic Press, Amsterdam. P. 166–175.

Pavlásek J., Jačka L., 2014: Hydropedologie. Česká zemědělská univerzita, Praha.

Pavlu L., 2018: Základy pedologie a ochrany půdy. Česká zemědělská univerzita, Praha.

Rakovec O., Samaniego L., Hari V., Markonis Y., Moravec V., Throber S., Hanel M., Kumar R., 2022: The 2018-2020 Multi-Year Drought Sets a New Benchmark in Europe. Earth's Future 10. P. 1–11.

Rhoades J. D., Chanduvi F., Lesch S., 1999: Soil salinity assessment: Methods and Interpretation of Electrical Conductivity Measurements. Irrigation and Drainage Paper 57. P. 1–149.

Robinson D. A., Jones S. B., Wraith J. M., Friedman S. P., 2003: A Review of Advances in Dielectric and Electrical Conductivity Measurement in Soils Using Time Domain Reflectometry. Vadose Zone Journal 2. P. 444–475.

Robinson D. A., Campbell C. S., Hopmans J. W., Hornbuckle B. K., Jones S. B., Knight R., Ogden F., Selker J., Wendroth O., 2008: Soil Moisture Measurement for Ecological and Hydrological Watershed-Scale Observatories: A Review. Vadose Zone Journal 7. P. 358–389.

Seneviratne S. I., Corti T., Davin E. L., Hirschi M., Jaeger E. B., Lehner I., Orlowsky B., Teuling A. J., 2010: Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. Earth-Science Reviews 99. P. 125–161.

Schmugge T. J., Jackson T. J., Mckim H.L., 1980: Survey of methods for soil moisture determination. *Water Resources Research* 16. P. 961–979.

Srivastava P., Balhara M., Giri B., 2020: Soil Health in India: Past History and Future Perspective. In: Giri B., Varma A., (eds.): *Soil Health*. Springer International Publishing, Delhi. 1–20.

Stacheder M., 1996: *Die Time Domain Reflectometry in der Geotechnik. Messung von Wassergehalt, elektrischer Leitfähigkeit und Stofftransport*. Universität Karlsruhe, Karlsruhe.

Summer M. E., Li Y., Wilding L. P., 2011: What Is Soil. In: Huang P., M., Li Y., Summer M. E. (eds.): *Handbook of Soil Sciences: Properties and Processes, Second Edition*. Taylor & Francis Group, Boca Raton. 25–27.

Sun Z. J., Young G. D., 2001: A cost effective soil moisture instrument based on Time-Domain Transmission Measurement. Purdue university, Evanston.

Szypłowska A., Lewandowski A., Jones S. B., Sabouroux P., Szerement J., Kafarski M., Wilczek A., Skierucha W., 2019: Impact of soil salinity, texture and measurement frequency on the relations between soil moisture and 20 MHz-3 GHz dielectric permittivity spectrum for soils of medium texture. *Journal of Hydrology* 579. P. 1–9.

Šimek M., 2003: *Neživé složky půdy*. Jihočeská Univerzita, České Budějovice.

Teamrat A. G., 2011: Soil Structure. In: Huang P., M., Li Y., Summer M. E. (eds.): *Handbook of Soil Sciences: Properties and Processes, Second Edition*. Taylor & Francis Group, Boca Raton. 41–57.

Topp G. C., Davis J. L., Annan A. P., 1980: Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission line. *Water Resources Research* 16. P. 574–582.

Topp G. C., Ferré P. A., Davis J. L., Annan A. P., Starr J. L., Paltineanu I. C., McNairn H., Pultz T. J., Boisvert J. B., Jackson T. J., Kachanoski R. G., Hendrickx J. M. H., Jong D., Highnett C., Evett S. R., Preston C. M., 2002: Water Content. In: Dane J. H.,

Topp G. C., (eds.): *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*. Soil Science Society of America, Madison. P. 417–546.

Van den Hurk B. J. J. M., Doblus-Reyes F. J., Balsamo G., Koster R. D., Seneviratne S. I., Camargo H., 2010: Soil moisture effects on seasonal temperature and precipitation forecast score in Europe. *Climate Dynamics* 38. P. 349–362.

Vopravil J., Vrabcová T., Khel T., Novotný I., Banýrová J., 2010: Vývoj a degradace půd v podmínkách očekávaných změn klimatu. In: Rožnovský J., Litschman T., (eds.): *Voda v krajině*. Lednice. 23–30. ISBN 978-80-86690-79-7.

Wilczek M., 2022: Testování vlhkostních sensorů TMS4 TOMST na lesní půdě v lokalitě Amálie. Česká zemědělská univerzita, Fakulta životního prostředí, Praha. 50 s. (bakalářská práce). „nepublikováno“. Dep. SIC ČZU v Praze.

Wild J., Kopecký M., Macek M., Šanda., Jankovec J., Haase T., 2019: Climate at ecologically relevant scales: A new temperature and soil moisture logger for long-term microclimate measurement. *Agricultural and Forest Meteorology* 268. P. 40–47.

Wösten J. H. M., Pachepsky Y. A., Rawls W. J., 2001: Pedotransfer functions: Bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology* 251. P. 123–150.

Yu L., Gao W., Shanshiri R. R., Tao S., Ren Y., Zhang Y., Su G., 2021: Review of research progress on a soil moisture sensor technology. *International Journal of Agricultural and Biological Engineering* 14. P. 32–42.

Zazueta F. S., Xin J., 1994: *Soil Moisture Sensors*. Institute of Food and Agricultural Sciences, Florida.

Zdražil V., Máca P., Hanel M., Jačka L., Hradilek V., Moravec V., Matula R., Strnad F., Vokoun M., Martínková M., Kovář M., Dvořák P., Sklenička P., 2021: Chytrá krajina II: Lesní krajina v lokalitě Amálie – I. etapa. Grantová služba Lesy ČR, Praha.

Zeng W., Wan X., Lei M., Gu G., Chen T., 2022: Influencing factors and prediction of arsenic concentration in *Pteris vittata*: A combination of geodetector and empirical models. *Environmental Pollution* 292. P. 1–10.

Internetové zdroje

Campbell, ©2022: CS 650 (online) [cit. 2022.12.10], dostupné z <<https://www.campbellsci.fr/cs650>>.

CVPK, ©2022: Chytrá krajina (online) [cit. 2022.11.06], dostupné z <<https://cvpk.czu.cz/cs/r-13920-chytra-krajina>>.

eAGRI, ©2022: Klimatické regiony (online) [cit. 2022.11.12], dostupné z <<https://eagri.cz/public/web/mze/ministerstvo-zemedelstvi/legislativa/tematicke-prehledy-pravnich-predpisu-mze/103408820.html>>.

EkoTechnika, ©2022: Sádrové bloky Soilmoisture 5201F1 (online) [cit. 2022.12.10], dostupné z <<https://ekotechnika.cz/vyrobek/sadrove-bloky-soilmoisture-5201f1>>.

Edaphic scientific, ©2023: Soil moisture sensor calibration (online) [cit. 2023.02.03.], dostupné z <<https://edaphic.com.au/soil-water-compendium/soil-moisture-sensor-calibration/>>.

Hydroterra, ©2022: ICT TDR-315L Soil Water Content, Conductivity and Temperature Sensor (online) [cit. 2022.12.10], dostupné z <<https://hydroterra.com.au/product/ict-tdr-315l-time-domain-reflectometry-soil-water-content-conductivity-temperature-sensor/>>.

IMKO, ©2022a: PICO 64: High tech sensor with integrated TRIME technology (online) [cit. 2022.12.09], dostupné z <<https://www.imko.de/en/trime-pico-64/>>.

IMKO, ©2022b: Your advantages of using TRIME and SONO (online) [cit. 2022.11.10], dostupné z <<https://www.imko.de/en/characteristics-of-the-products-trime/>>.

IMKO, ©2023a: IMKO Brochure (online) [cit. 2023.01.02], dostupné z <<https://www.imko.de/en/brochure/>>.

IMKO, ©2023b: TRIME-PICO 64/32 Manual (online) [cit. 2023.01.02], dostupné z <https://www.imko.de/wp-content/uploads/2021/02/2020_08_14_Manual_TRIME-PICO64-32_final.pdf>.

Klimšová V., 2022: Chytrá krajina Amálie u Lán je čím dál chytřejší a původem i urozená (online) [cit. 2022.12.12], dostupné z <<https://zivauni.cz/chytra-krajina-amalie-u-lan-je-cim-dal-chytrejsi-a-puvodem-i-urozena/>>.

METER, ©2022a: ECH20 10 HS (online) [cit. 2022.12.11], dostupné z <<https://www.metergroup.com/en/meter-environment/products/ech20-10hs-soil-moisture-sensor>>.

METER, ©2022b: TEROS 12 (online) [cit. 2022.12.10], dostupné z <<https://www.metergroup.com/en/meter-environment/products/teros-12-soil-moisture-sensor>>.

TOMST, ©2022a: TMS-4 (online) [cit. 2022.12.11], dostupné z <<https://tomst.com/web/cz/systemy/tms/tms-4/>>.

TOMST, ©2022b: TOMST Measurement Systém TMS (online) [cit. 2022.12.11], dostupné z <http://tomst.com/Download/TMS_navod.pdf>.

TOMST, ©2023: Calibration set for typical soils (online) [cit. 2023.01.02.], dostupné z <<https://tomst.com/web/wp-content/uploads/Doc/Calibration-set-TMS3.pdf>>.

VUMOP, ©2022: Půda v mapách (online) [cit. 2022.10.09], dostupné z <<https://mapy.vumop.cz/>>.

10 Seznam obrázků

Obrázek 1: Popis půdních horizontů (Srivastava et al. 2020).....	5
Obrázek 2: Trojúhelníkový diagram zrnitosti půd USDA (převzato z Němeček et al. 2008).	10
Obrázek 3: Retenční křivka různých druhů půd (Pavlů, 2018).....	14
Obrázek 4: Dělení metod měření půdní vlhkosti.	15
Obrázek 5: TDR senzor Campbell Scientific CS650 (Campbell, ©2022).....	18
Obrázek 6:TDR senzor ICT TDR-315L (Hydroterra, ©2022).	18
Obrázek 7: Popis rozměrů senzoru PICO 64 (IMKO, ©2023a).	19
Obrázek 8: Porovnání metody TRIME s ostatními metodami měření vlhkosti (IMKO, ©2023a).....	20
Obrázek 9: Varianty aplikace senzoru PICO 64 do měřeného média (IMKO, ©2023a).	21
Obrázek 10: Způsob průniku EM vlny podél potažených tyčí (IMKO, ©2023a). ...	21
Obrázek 11: Porovnání rozměrů senzoru TMS-4 s bylinnou rostlinou (Wild et al. 2019).	23
Obrázek 12: Popisné zobrazení součástí senzoru TMS-4 (TOMST, ©2022a).....	24
Obrázek 13: Schéma znázorňující měření vlhkosti metodou FDR (Lekshmi et al. 2014).	25
Obrázek 14: FDR senzor ECH20 10 HS (METER, ©2022a).....	25
Obrázek 15: FDR senzor TEROS 12 (METER, ©2022b).	26
Obrázek 16: Zařízení používající metodu sádrových bloků Soilmoisture 5201F1 (EkoTechnika, ©2022).....	28
Obrázek 17: Přehledová mapa zájmového území Amálie.	30
Obrázek 18: Umístění lokality podrobného monitoringu.	31
Obrázek 19: Mapa zobrazující klimatický region zájmové oblasti (převzato a upraveno z VUMOP, ©2022).	32
Obrázek 20: Schéma mocností organické vrstvy (převzato a upraveno z Wilczek, 2022).	33
Obrázek 21: Schéma pracovních postupů v rámci terénních výjezdů.	34
Obrázek 22: Ukázka vzdálenosti odběru od senzoru TMS-4.....	35
Obrázek 23: Měření senzorem PICO 64 v blízkosti senzoru TMS-4.	37

Obrázek 24: Ochranná klec u senzoru TMS-4.....	39
Obrázek 25: Vážení prázdných víček na analytické váze.....	40
Obrázek 26: Graf zobrazující nové kalibrační křivky v porovnání s původními kalibracemi.....	44
Obrázek 27: Graf vývoje objemových vlhkostí v čase s ČZU laboratorní kalibrací.	46
Obrázek 28: Graf vývoje objemových vlhkostí v čase s TOMST univerzální kalibrací.	47
Obrázek 29: Graf vývoje objemových vlhkostí v čase s terénní kalibrací.....	48

11 Seznam tabulek

Tabulka 1: Popis klimatického regionu MT1 (převzato a upraveno z eagri, ©2022).	32
Tabulka 2: Zrnitostní rozbor lokality 1 (Zdražil et al. 2021).	33
Tabulka 3: Tabulka průměrných objemových vlhkostí z jednotlivých kampaní.....	42

12 Seznam příloh

Příloha 1: Vyhodnocení gravimetrické metody ze dne 16.6.2022.	65
Příloha 2: Vyhodnocení gravimetrické metody ze dne 10.10.2022.	65
Příloha 3: Vyhodnocení gravimetrické metody ze dne 1.12.2022.	65
Příloha 4: Zdrojová data pro kalibraci 16.6.2022.	66
Příloha 5: Zdrojová data pro kalibraci 13.7.2022.	66
Příloha 6: Zdrojová data pro kalibraci 10.10.2022.	67
Příloha 7: Zdrojová data pro kalibraci 1.12.2022.	67
Příloha 8: Předrážecí souprava pro senzor PICO 64.....	68
Příloha 9: Kopeckého váleček před začištěním.	69
Příloha 10: Kopeckého váleček po začištění.....	70
Příloha 11: Lokalita 1 porost buku.....	71
Příloha 12: Lokalita 1 porost modřínu.	72
Příloha 13: Lokalita 1 porost smrku.....	73
Příloha 14: Formulář pro vyhodnocení gravimetrie.....	74

13 Přílohy

Kampaň 16.6.2022 - Vyhodnocení gravimetrie														
Číslo válečku	Hmotnost odebraného vzorku [g]	Hmotnost víček [g]	Hmotnost vysušeného vzorku [g]	Hmotnost sklička [g]	Hmotnost válečku [g]	Objem vzorku [cm ³]	Hmotnost samotné zemina [g]	Hmotnost vysušené zeminy [g]	Množství vody [g]	Hmotnostní vlhkost	Objemová vlhkost [cm ³ /cm ³]	Objemová hmotnost [g/cm ³]	Lokalita	Hloubka odběru [cm]
244	212,54	15,81	197,64	22,01	109,21	100	87,52	66,42	21,1	0,318	0,211	0,664	L1 BUK	0 - 5
323	287,14	16,16	275,13	23,095	108,099	100	162,881	143,936	18,945	0,132	0,189	1,439	L1 BUK	5 - 10
220	258,26	16,13	248,13	21,78	109,23	100	132,9	117,12	15,78	0,135	0,158	1,171	L1 BUK	10 - 15
214	201,18	15,78	187,28	22,66	108,3	100	77,1	56,32	20,78	0,369	0,208	0,563	L1 BUK	0 - 5
237	257,93	15,82	247,13	20,17	109,21	100	132,9	117,75	15,15	0,129	0,152	1,178	L1 BUK	5 - 10
242	293,49	16,04	281,11	20,68	109,12	100	168,33	151,31	17,02	0,112	0,170	1,513	L1 BUK	10 - 15
15	181,25	15,92	174,31	23,3	112,74	100	52,59	38,27	14,32	0,374	0,143	0,383	L1 SMRK	0 - 5
186	241,4	16,13	234,5	20,03	113,91	100	111,36	100,56	10,8	0,107	0,108	1,006	L1 SMRK	5 - 10
243	247,93	15,89	243,6	23,56	108,73	100	123,31	111,31	12	0,108	0,120	1,113	L1 SMRK	10 - 15
70	209,44	15,91	200,53	22,63	110,42	100	83,11	67,48	15,63	0,232	0,156	0,675	L1 MODŘÍN	0 - 5
22	246,27	15,84	240,16	22,97	112,81	100	117,62	104,38	13,24	0,127	0,132	1,044	L1 MODŘÍN	5 - 10
176	285,52	15,92	277,32	22,85	110,18	100	159,42	144,29	15,13	0,105	0,151	1,443	L1 MODŘÍN	10 - 15

Příloha 1: Vyhodnocení gravimetrické metody ze dne 16.6.2022.

Kampaň 10.10.2022 - Vyhodnocení gravimetrie														
Číslo válečku	Hmotnost odebraného vzorku [g]	Hmotnost víček [g]	Hmotnost vysušeného vzorku [g]	Hmotnost sklička [g]	Hmotnost válečku [g]	Objem vzorku [cm ³]	Hmotnost samotné zeminy [g]	Hmotnost vysušené zeminy [g]	Množství vody [g]	Hmotnostní vlhkost	Objemová vlhkost [cm ³ /cm ³]	Objemová hmotnost [g/cm ³]	Lokalita	Hloubka odběru [cm]
220	240,69	16	226,78	22,48	109,22	100	115,47	95,08	20,39	0,214	0,204	0,9508	L1 BUK	3
238	248,69	15,77	236,02	21,24	109,10	100	123,82	105,68	18,14	0,172	0,181	1,0568	L1 BUK	3,5
44	277,69	15,85	282,47	34,96	110,46	100	151,38	137,05	14,33	0,105	0,143	1,3705	L1 BUK	7
233	286,87	15,77	290,22	35,47	108,94	100	162,16	145,81	16,35	0,112	0,164	1,4581	L1 BUK	7,5
266	284,86	15,6	288,58	35,28	109,00	100	160,26	144,30	15,96	0,111	0,160	1,443	L1 BUK	13
276	281,52	15,95	286,76	35,71	109,62	100	155,95	141,43	14,52	0,103	0,145	1,4143	L1 BUK	12
244	186,68	16,05	178,55	27,56	109,20	100	61,43	41,79	19,64	0,470	0,196	0,4179	L1 SMRK	3,5
223	170,59	15,95	169,62	29,76	109,35	100	45,29	30,51	14,78	0,484	0,148	0,3051	L1 SMRK	3
34	233,96	15,81	233,99	29,70	111,33	100	106,82	92,96	13,86	0,149	0,139	0,9296	L1 SMRK	7,5
36	230,02	15,93	237,99	35,49	114,09	100	100,00	88,41	11,59	0,131	0,116	0,8841	L1 SMRK	8
236	251,22	15,83	255,54	35,16	109,22	100	126,17	111,16	15,01	0,135	0,150	1,1116	L1 SMRK	12,5
283	260,03	15,81	267,60	35,22	108,32	100	135,90	124,06	11,84	0,095	0,118	1,2406	L1 SMRK	13
26	166,59	15,85	165,70	27,84	110,84	100	39,90	27,02	12,88	0,477	0,129	0,2702	L1 MODŘÍN	4
41	169,91	15,83	175,55	35,19	111,81	100	42,27	28,55	13,72	0,481	0,137	0,2855	L1 MODŘÍN	4,5
218	220,21	15,71	227,83	35,37	109,30	100	95,20	83,16	12,04	0,145	0,120	0,8316	L1 MODŘÍN	7,5
46	233,97	15,81	239,37	35,49	111,24	100	106,92	92,64	14,28	0,154	0,143	0,9264	L1 MODŘÍN	7,5
29	257,02	16,1	262,95	38,43	112,31	100	128,61	112,21	16,40	0,146	0,164	1,1221	L1 MODŘÍN	13
235	268,42	16,1	273,30	35,42	108,23	100	144,09	129,65	14,44	0,111	0,144	1,2965	L1 MODŘÍN	12,5

Příloha 2: Vyhodnocení gravimetrické metody ze dne 10.10.2022.

Kampaň 1.12.2022 - Vyhodnocení gravimetrie														
Číslo válečku	Hmotnost odebraného vzorku [g]	Hmotnost víček [g]	Hmotnost vysušeného vzorku [g]	Hmotnost sklička [g]	Hmotnost válečku [g]	Objem vzorku [cm ³]	Hmotnost samotné zeminy [g]	Hmotnost vysušené zeminy [g]	Množství vody [g]	Hmotnostní vlhkost	Objemová vlhkost [cm ³ /cm ³]	Objemová hmotnost [g/cm ³]	Lokalita	Hloubka odběru [cm]
28	265,64	15,77	236,13	23,23	113,26	100	136,61	99,64	36,97	0,371	0,370	0,9964	L1 BUK	3
34	251,48	15,76	219,53	23,30	111,32	100	124,40	84,91	39,49	0,465	0,395	0,8491	L1 BUK	3
31	282,35	15,73	270,91	22,85	112,98	100	153,64	135,08	18,56	0,137	0,186	1,3508	L1 BUK	8
45	291,46	15,97	275,23	22,84	112,05	100	163,44	140,34	23,10	0,165	0,231	1,4034	L1 BUK	12,5
223	184,18	16,09	163,87	23,10	109,34	100	58,75	31,43	27,32	0,869	0,273	0,3143	L1 SMRK	4
44	164	16,1	149,20	20,68	110,46	100	37,44	18,06	19,38	1,073	0,194	0,1806	L1 SMRK	4
47	243,46	15,82	238,42	21,25	110,61	100	117,03	106,56	10,47	0,098	0,105	1,0656	L1 SMRK	8
37	257,25	15,63	251,39	20,17	112,93	100	128,69	118,29	10,40	0,088	0,104	1,1829	L1 SMRK	13
175	226,95	15,94	207,19	22,48	110,32	100	100,69	74,39	26,30	0,354	0,263	0,7439	L1 MODŘÍN	3
183	228,13	16,07	212,53	22,67	111,94	100	100,12	77,92	22,20	0,285	0,222	0,7792	L1 MODŘÍN	4
244	272,81	15,97	263,72	22,95	109,20	100	147,64	131,57	16,07	0,122	0,161	1,3157	L1 MODŘÍN	7
14	289,53	15,94	280,71	22,85	112,74	100	160,85	145,12	15,73	0,108	0,157	1,4512	L1 MODŘÍN	12

Příloha 3: Vyhodnocení gravimetrické metody ze dne 1.12.2022.

Kampaň 16.6.2022				
Porost	Označení senzoru	TDR - Minerální	TDR - Humusová	Výsledná kalibrace poměr 1/3 Humusová a 2/3 Minerální
BUK	Senzor 03	0,160	0,275	0,1985
	Senzor 07	0,128	0,243	0,1665
	Senzor 19	0,118	0,232	0,1561
Průměr		0,136	0,25	0,17

Příloha 4: Zdrojová data pro kalibraci 16.6.2022.

Kampaň 13.7.2022				
Porost	Označení senzoru	TDR-Minerální	TDR-Humusová	Výsledná kalibrace poměr 1/3 Humusová a 2/3 Minerální
BUK	Senzor 03	0,139	0,255	0,177
	Senzor 07	0,129	0,242	0,166
	Senzor 19	0,133	0,247	0,171
Průměr		0,133	0,248	0,17
Porost				
SMRK	Senzor 08	0,106	0,222	0,145
	Senzor 09	0,084	0,199	0,122
	Senzor 22	0,090	0,206	0,129
Průměr		0,093	0,209	0,13
Porost				
MODŘÍN	Senzor 23	0,116	0,227	0,153
	Senzor 25	0,119	0,236	0,158
	Senzor 11	0,113	0,230	0,152
Průměr		0,116	0,231	0,15

Příloha 5: Zdrojová data pro kalibraci 13.7.2022.

Kampaň 10.10.2022				
Porost	Označení senzoru	TDR-Minerální	TDR-Humusová	Výsledná kalibrace poměr 1/3 Humusová a 2/3 Minerální
BUK	Senzor 03	0,118	0,234	0,156
	Senzor 07	0,123	0,241	0,162
	Senzor 19	0,122	0,239	0,161
Průměr		0,121	0,238	0,16
Porost				
SMRK	Senzor 08	0,106	0,220	0,144
	Senzor 09	0,084	0,206	0,125
	Senzor 22	0,113	0,222	0,149
Průměr		0,101	0,216	0,14
Porost				
MODŘÍN	Senzor 23	0,142	0,250	0,178
	Senzor 25	0,109	0,229	0,149
	Senzor 11	0,109	0,229	0,149
Průměr		0,120	0,236	0,16

Příloha 6: Zdrojová data pro kalibraci 10.10.2022.

Kampaň 1.12.2022				
Porost	Označení senzoru	TDR-Minerální	TDR-Humusová	Výsledná kalibrace poměr 1/3 Humusová a 2/3 Minerální
BUK	Senzor 03	0,228	0,343	0,266
	Senzor 07	0,212	0,328	0,251
	Senzor 19	0,207	0,322	0,245
Průměr		0,216	0,331	0,25
Porost				
SMRK	Senzor 08	0,154	0,277	0,194
	Senzor 09	0,120	0,235	0,158
	Senzor 22	0,115	0,231	0,154
Průměr		0,130	0,248	0,17
Porost				
MODŘÍN	Senzor 23	0,213	0,328	0,251
	Senzor 25	0,173	0,287	0,211
	Senzor 11	0,136	0,251	0,174
Průměr		0,174	0,289	0,21

Příloha 7: Zdrojová data pro kalibraci 1.12.2022.



Příloha 8: Předrážecí souprava pro senzor PICO 64.



Příloha 9: Kopeckého váleček před začištěním.



Příloha 10: Kopeckého váleček po začištění.



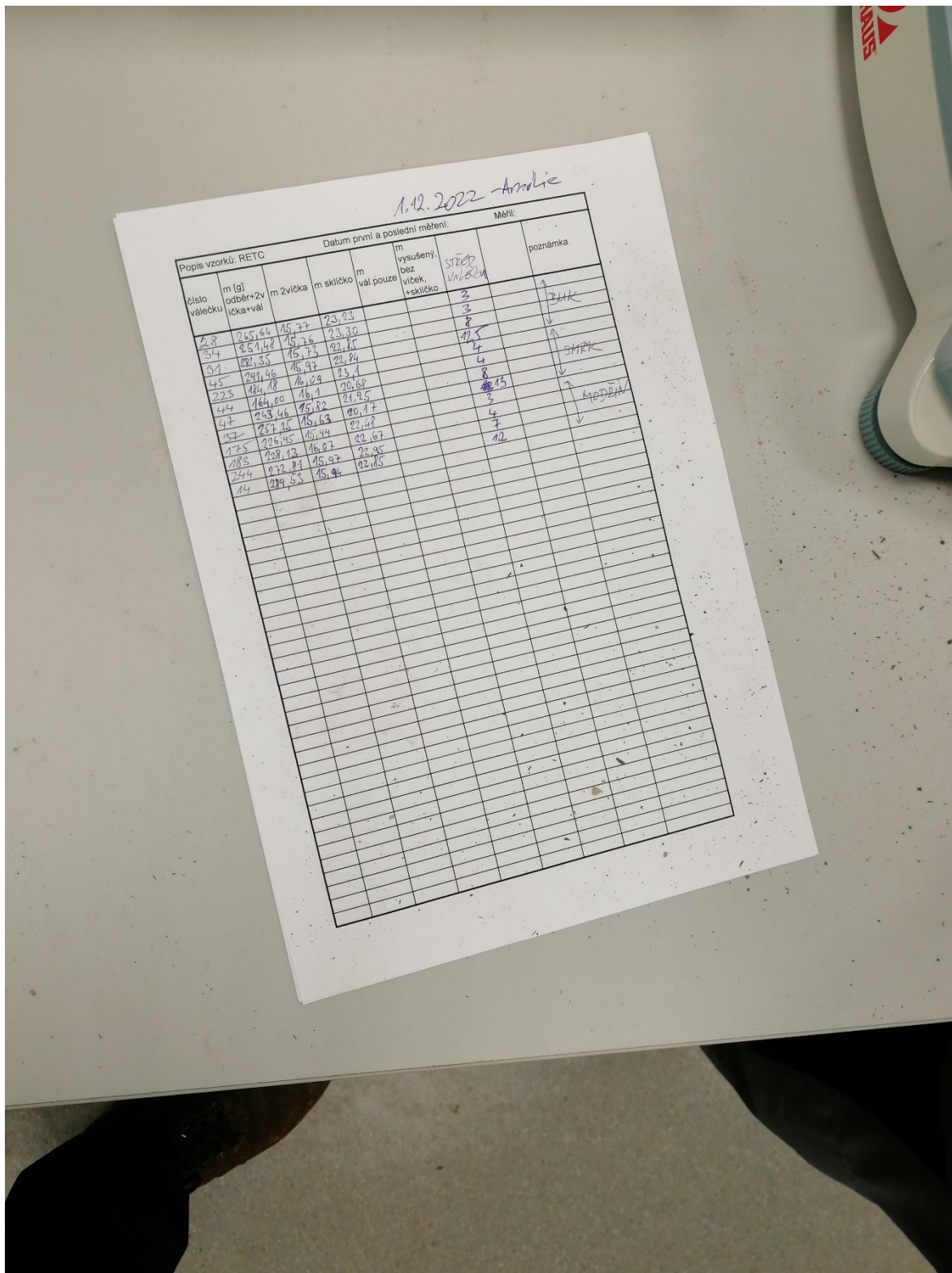
Příloha 11: Lokalita 1 porost buku.



Příloha 12: Lokalita 1 porost modřínu.



Příloha 13: Lokalita 1 porost smrku.



Příloha 14: Formulář pro vyhodnocení gravimetrie.