

EBERHARD KARLS UNIVERSITÄT TÜBINGEN
ZENTRUM FÜR ANGEWANDTE GEOWISSENSCHAFTEN DER UNIVERSITÄT
TÜBINGEN

Bachelorarbeit

Im Studiengang Umweltnaturwissenschaften
zur Erlangung des akademischen Grades
Bachelor of Science

Bodenwassergehalts-Messung in tonigen
Böden des Starzacher Mofetten-Gebiets
mittels SMT100 Sensoren:
Korrektur der Topp-Gleichung

Autorin:	Sophia Wüsteney sophia.wuesteney@student.uni-tuebingen.de
Erstprüfer:	Prof. Dr. Jens Bange
Zweitprüfer:	Dr. Carsten Leven-Pfister
Betreuer:	M.Sc. Yann Georg Büchau
Abgabedatum:	25.08.2023

Zusammenfassung

Der Bodenwassergehalt ist eine Schlüsselvariable im Energie- und Wasserhaushalt der Erde und ist zur Modellierung der unteren Atmosphäre relevant. In dieser Arbeit werden elf SMT100 Bodenfeuchte Sensoren der Hersteller Trübner in das Sensornetzwerk des Starzacher Mofetten-Gebiets integriert und auf die dortigen, von Tonboden geprägten, Charakteristika des Bodens kalibriert. Dies soll die Modellierung der unteren Atmosphäre in diesem Gebiet unterstützen. Bei Bodenfeuchte-Messungen, welche auf elektromagnetischen Messungen basieren, wird oft die empirische Topp-Gleichung zur Berechnung der Bodenfeuchte verwendet. Diese liefert jedoch für Tonböden unpräzise Ergebnisse. Daher wird in dieser Arbeit herausgearbeitet, wie sich diese Ungenauigkeit der Topp-Gleichung für tonige Böden korrigieren lässt. Damit wird eine Alternative zur aufwändigeren, bodenspezifischen Kalibration von Bodenfeuchte-Sensoren vorgeschlagen. Um den Fehler der Topp-Gleichung zu quantifizieren und für steigende Ton-Anteile im Boden zu verfolgen, wurden mit den SMT100 Sensoren und der Topp-Gleichung im Labor Messungen in Sand-Ton-Gemischen durchgeführt und eine lineare Regression mit dem gravimetrisch bestimmten Referenz-Wassergehalt berechnet. Dadurch war es möglich die Topp-Gleichung für bodenspezifische Eigenschaften zu korrigieren. Anhand dieser Methode wurden Korrekturen für Bodenfeuchte-Messungen an zwei Standorten im Starzacher Mofetten-Gebiet durchgeführt. So konnten die zeitlichen Änderungen des volumetrischen Bodenwassergehaltes zuverlässig für diese zwei Standorte im Mofetten-Gebiet über drei Wochen dargestellt werden.

Abstract

Soil water content is a key variable in the Earth's energy and water balance, and is therefore also relevant for modelling the lower atmosphere. In this work, eleven SMT100 soil moisture sensors from the manufacturer Trübner are integrated into the sensor network of the Starzach mofetta site, and calibrated to the specific influences of the clay-rich soils at this site. This approach supports modelling of the lower atmosphere for this area. For soil moisture measurements based on electromagnetic measurements, the empirical Topp equation is often used to calculate soil moisture. However, this provides imprecise results for clay soils. Therefore, this work proposes a correction of the inaccuracy of the Topp equation for clayey soils, suggesting an alternative to the more labor-intensive soil-specific calibration of soil moisture sensors. To quantify the Topp equation's error for increasing clay contents in the soil, measurements were conducted with sand-clay mixtures using SMT100 sensors in a laboratory setting. A linear regression was performed with the gravimetrically determined reference water content. This made it possible to correct the Topp equation and soil-specific properties. Using this method, corrections for soil moisture measurements were applied to two locations in the Starzach mofetta site. This allowed a reliable representation of the temporal variations in volumetric soil water content in the mofetta site over three weeks.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	iii
Abkürzungsverzeichnis	iv
1 Einleitung	1
2 Theorie	2
2.1 Wechselwirkung des Bodenwassers und der Atmosphäre	2
2.2 Mofetten-Gebiet Starzach	3
2.2.1 Tonboden	6
2.3 Bodenwasser und Bodenfeuchte	7
2.4 Verfahren zur Bodenfeuchte Messung	9
2.5 TDR- und TDT- Sensoren	10
2.5.1 Messprinzip	10
2.5.2 Zusammenhang Permittivität und volumetrischer Wassergehalt	12
2.6 Kalibration von Bodenfeuchte-Sensoren	14
3 Material und Methoden	14
3.1 SMT100 Bodenfeuchte-Sensoren	14
3.2 Messsystem	16
3.3 Experimente	17
3.3.1 Messung in Quarz-Sand	18
3.3.2 Messung in Sand-Ton-Gemischen	19
3.3.3 Messung im Mofetten-Gebiet	20
3.4 Fehlerabschätzung	23
3.4.1 Messfehler	23
3.4.2 Modell-Güte	23
4 Ergebnisse	24
4.1 Messung in Quarz-Sand	24
4.2 Messung in Sand-Ton-Gemischen	26
4.3 Messung im Mofetten-Gebiet	29
5 Diskussion	32
5.1 Messung in Quarz-Sand	32
5.2 Messung in Sand-Ton-Gemischen	33
5.3 Messung im Mofetten-Gebiet	34
6 Fazit und Ausblick	36
Literaturverzeichnis	v

Abbildungsverzeichnis

1	Karte Starzach	4
2	Frequenzabhängigkeit relative Permittivität	11
3	SMT100 Sensor	15
4	Platine Messsystem	17
5	Messungen in Quarz-Sand	19
6	Messungen in Ton-Sand-Gemischen	20
7	Standorte der Sensoren in Starzach	21
8	Anbringung Sensoren im Feld	22
9	Probennahme im Feld	22
10	Lineare Regression Messung in Quarz-Sand	25
11	Differenz zu Referenz in Quarz-Sand	26
12	Lineare Regression Sand-Ton-Gemische	27
13	Zeitreihe Sand-Ton-Gemische	28
14	Modelle Steigung und Achsenabschnitt	28
15	Lineare Regression Feld-Daten	30
16	Zeitreihe Bodenwassergehalt Feld-Daten	31
17	Zeitreihe Bodentemperatur	32

Abkürzungsverzeichnis

ABL	Atmospheric Boundary Layer
CO₂	Kohlenstoffdioxid
CRIM	Complex Refraction Index Model
FDT	Frequency-Domain-Reflectometry
ID	Identification
MQTT	Message Queuing Telemetry Transport
r²	Bestimmtheitsmaß
RMSE	Root Mean Square Error
TDT	Time-Domain-Transmission
TDR	Time-Domain-Reflexometry
USB	Micro-Universal-Serial-Bus
VWC	Volumetric Water Content
WLAN	Wireless Local Area Network

1 Einleitung

Obwohl die Bodenfeuchte nur etwa 0.15% des Süßwasservolumens (ohne das Eis der Antarktis, Grönland und der arktischen Inseln) ausmacht ([Spektrum der Wissenschaft, 2023d](#)), ist sie eine Schlüsselvariable in der Landwirtschaft, im Bauwesen, sowie der Industrie und der Forschung ([Hasenauer et al., 2009](#)). Durch die fortschreitende Erwärmung der Atmosphäre nimmt die Bedeutung der Bodenfeuchte weiter zu. In der Landwirtschaft hängt die landwirtschaftliche Produktion direkt von der Bodenfeuchte ab. Diese ist durch klimatische Änderungen in vielen Regionen der Erde, bspw. durch zunehmende Dürre- und Trockenperioden, vermehrt beeinträchtigt ([Ministerium für Klimaschutz, Umwelt, Landwirtschaft, Natur- und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen, 2011](#)). Im Bauwesen hat die Bodenfeuchte insbesondere im Zusammenhang mit bindigen, feinkörnigen Böden, wie Tonboden, eine wachsende Bedeutung. Bindige Böden zeigen in Zusammenhang mit sinkenden Bodenwassergehalten und daraus resultierenden Volumenveränderungen, Schrumpfsetzungen auf, welche langfristig zu signifikanten Gebäudeschäden führen können ([Hägenläuer, 2020](#)). Auch in der Forschung gewinnt die Bodenfeuchte zunehmend an Bedeutung. Bodenfeuchte-Messungen liefern wichtige Daten, die zur Berechnung von Flutprognosen, Schadstoffausbreitungen im Boden, sowie bei der Modellierung der Grundwasserneubildung und des Klimas benötigt werden ([Hübner und Kaatze, 2016](#); [Bogena et al., 2017](#); [Wickert, 2023](#)). Durch die steigende Bedeutung der Bodenfeuchte in vielen Bereichen ist das Interesse an langfristiger und präziser Bestimmung der Bodenfeuchte gewachsen. Die Bodenfeuchte kann gravimetrisch über den Massedefizit nach Ofentrocknung einer Bodenprobe bestimmt werden. Die gravimetrische Bestimmung des Bodenwassergehaltes ist zwar die genaueste Methode, sie ist jedoch auch sehr arbeitsintensiv und ermöglicht es nicht, über längere Zeiträume den Bodenwassergehalt an einem gleichen Ort zu beobachten ([Parvin und Degre, 2016](#)). Daher wurden in den letzten Jahren eine Vielzahl an Sensoren entwickelt, welche über indirekte Messungen, zum Beispiel mit elektromagnetischen Methoden, den Bodenwassergehalt über lange Zeit an einem Ort messen können ([Parvin und Degre, 2016](#)). Solche Langzeitbeobachtungen sind nicht nur relevant, um Frühwarnungen für Dürreperioden, aber auch für Hochwasser zu erstellen, sondern sind auch essenziell, um die Wechselwirkungen zwischen dem Boden und der Atmosphäre zu erfassen. Die Bodenfeuchte beeinflusst durch die Albedo und die Evapotranspiration maßgeblich die Energieflüsse zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre, und ist somit ein wichtiger Parameter für den Energie- und Wasserhaushalt der Erde ([Schmitz, 2005](#)). Daher sind Bodenfeuchtedaten auch besonders relevant für Modellierungen der bodennahen Atmosphäre. Eine solche Modellierung der bodennahen Atmosphäre soll über dem Starzacher Mofetten-Gebiet durchgeführt werden. Dort haben Büchau et al. ([2022](#)) ein autarkes, drahtloses Sensornetzwerk, welches die dort natürlich austretenden CO₂-Konzentrationen quantifiziert und überwacht, entwickelt.

In Vorbereitung zu dortigen Modellierungen werden in dieser Arbeit elf SMT100 Bodenfeuchte-Sensoren des Herstellers Trübner auf die speziellen Eigenschaften des Tonbodens im Starzacher Mofetten-Gebiets kalibriert und auf den Einsatz im Mofetten-Gebiet vorbereitet. Daher

wird in dieser Arbeit zunächst genauer auf die Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Bodenfeuchte eingegangen. Anschließend wird das Starzacher Mofetten-Gebiet und die dort vorherrschenden Boden-Gegebenheiten betrachtet. Nach der Erläuterung unterschiedlicher Bodenwasser-Arten wird genauer auf die unterschiedlichen Möglichkeiten der Bodenfeuchte-Messung, und im Detail auf das Messprinzip von Time-Domain-Reflectory und Time-Domain-Transmission Sensoren eingegangen. Anschließend werden die verwendeten SMT100 Sensoren und die im Labor und im Feld verwendeten Methoden genauer vorgestellt und beschrieben. Es folgen die Ergebnisse der Laborversuche und der Messungen der Sensoren im Feld, sowie eine Diskussion der Ergebnisse und ein Ausblick.

2 Theorie

2.1 Wechselwirkung des Bodenwassers und der Atmosphäre

Böden sind die Schnittstelle zwischen Lithosphäre, Hydrosphäre, Biosphäre und Atmosphäre und spielen daher eine wichtige Rolle im Erd- und Klimageschehen (Schlünzen et al., 2018). In Böden finden wichtige Regelungsfunktionen, zum Beispiel Abbau und Mobilisation von Nähr- und Schadstoffen, aber auch die Regulierung des Wasser- und Lufthaushaltes statt (Schlünzen et al., 2018). Zudem wirken Böden auch auf den globalen Wasser- und Wärmehaushalt ein. Dies geschieht besonders über die Energieflüsse an der Erdoberfläche, welche durch folgende Formel beschrieben werden können (Bange, 2020):

$$R_{\text{net}} = G_0 + H_0 + \lambda E_0 \quad (1)$$

Dabei ist R_{net} die Netto-Einstrahlung, G_0 der Bodenwärmestrom, H_0 der fühlbare turbulente Wärmestrom und λE_0 der latente turbulente Wärmestrom auf Bodenniveau. Unter der Annahme, dass sich der Bodenwärmestrom nur langsam ändert, ergänzen sich der latente und der fühlbare Wärmestrom, abhängig von dem verfügbaren Wasser, dem Bodenwasser, an der Bodenoberfläche (Bange, 2020). Dies kann durch das Bowen-Verhältnis beschrieben werden (Bange, 2020):

$$B_0 = \frac{H_0}{\lambda E_0} \quad (2)$$

Ist das Bowen-Verhältnis größer eins, dann dominiert die Erwärmung, bei einem Bowen-Verhältnis zwischen null und eins überwiegt die Verdunstung. Der Bodenwassergehalt hat demnach Einfluss auf die Energieflüsse am Boden, welche (in Abhängigkeit der synoptischen Situation) nicht lineare Veränderungen in der Atmosphärischen Grenzschicht (Atmospheric Boundary Layer - ABL) bewirken (Schmitz, 2005). Unter der vereinfachten Annahme von Abwesenheit von Advektion nimmt der Bodenwassergehalt vor allem durch die Änderung

der Bodentemperatur, der Verdunstung und der Albedo Einfluss auf die Strahlungs- und Feuchtigkeitsverhältnisse an der Erdoberfläche (Schmitz, 2005). Steigender Bodenwassergehalt lässt die Albedo abnehmen, wodurch die vom Boden aufgenommene Nettostrahlung zunimmt, da die Absorption von Strahlung an der Bodenoberfläche verstärkt wird (Schmitz, 2005). Nach Schmitz (2005) führt dies auch dazu, dass bei steigendem Bodenwassergehalt, die Oberflächentemperatur abnimmt, da mehr Energie für die Verdunstung von Wasser aufgewendet werden muss. Unter Mitbetrachten und Einsetzten von Wolkenbildung ergeben sich deutlich kompliziertere Strahlungsrückkopplungen, welche hochgradig nichtlineare Effekte auf die Atmosphäre haben (Schmitz, 2005). Findell und Eltahir (1999) fanden eine positive Wirkung von erhöhter Bodenfeuchte auf die Niederschlagsbildung. So würde sich das Bowen-Verhältnis (Gl. 2) bei höherer Bodenfeuchte durch den gestiegenen Fluss an latenter Wärme verringern und dazu führen, dass die Höhe der ABL abnimmt, und sich auf Grund von gesteigerter Feuchtigkeit in der Atmosphäre die Niederschlagsbildung begünstigen würde. Schmitz (2005) beschreibt jedoch auch, dass andere Studien zu gegenteiligen Ergebnissen gekommen seien und durch vielseitige Wechselwirkung eine erhöhte Bodenfeuchte auch eine negative Wirkung auf die Niederschlagsbildung haben kann. Diese unterschiedlichen Ergebnisse zeigen auf, wie komplex die Einflüsse der Bodenfeuchte auf die Atmosphäre sind, und dass eine starke Abhängigkeit von den Wechselwirkungen zwischen der Strahlung und der Feuchtigkeit in der Atmosphäre besteht (Schmitz, 2005).

Gleichzeitig beschreiben Schlünzen et al. (2018) auch, dass Änderungen in der Atmosphäre und im Klima auf einer relativ kurzfristigen Zeitskala von einem Jahr bis zu einer Dekade große Veränderungen im Bodenwasserhaushalt und der Bodenfeuchte bewirken können. So wird der Bodenwasserhaushalt besonders von den Klimaparametern Temperatur und Niederschlag beeinflusst (Schlünzen et al., 2018). Zudem weist Humphrey et al. (2021) darauf hin, dass die Bodenfeuchte-Atmosphären-Wechselwirkungen auch bei der Treibhausgas-Aufnahmefähigkeit und Abgabefähigkeit von Böden einen bedeutenden Einfluss hat.

Es kann also zusammengefasst werden, dass zwischen der Bodenfeuchte und der Atmosphäre signifikante Wechselwirkungen mit komplexen Rückkopplungen stattfinden, welche zum Teil noch unzureichend verstanden sind, jedoch eine zunehmend bedeutende Rolle in den lokalen und globalen Wasser- und Wärmehaushalten einnehmen (Schlünzen et al., 2018; Humphrey et al., 2021; Zhou et al., 2021).

2.2 Mofetten-Gebiet Starzach

Im folgenden Abschnitt wird das Mofetten-Gebiet Starzach, welches für seine natürlichen CO₂-Quellen bekannt ist, vorgestellt. Das CO₂ entweicht vor Ort sowohl in örtlich begrenzten, fokussierten Punkten, so genannten Mofetten, mit Durchmessern von bis zu 50 cm, sowie durch ausgedehnte diffusive Entgasungsflächen von bis zu einigen zehn Quadratmetern (Lübben und Leven, 2018). Das Mofetten-Gebiet Starzach ist das Einsatzgebiet der SMT100-Sensoren dieser Arbeit und daher müssen diese speziell auf die standortspezifischen

Gegebenheiten vor Ort kalibriert werden. Das Mofetten-Gebiet liegt im oberen Neckartal auf einer mittleren Höhe von 380 Metern über Normalnull in der Gemeinde Starzach, etwa 30 km von der Stadt Tübingen entfernt (Abb. 1). Neben dem Flusstal ist die Landschaft geprägt von den Hängen des Neckartals und der kleineren Nebenflüsse und den anschließenden Hochebenen. Das Gebiet selbst liegt südlich vom Verlauf des Neckars und wird durch den Nordhang des Neckartals und einem landwirtschaftlichen genutztem Acker begrenzt.

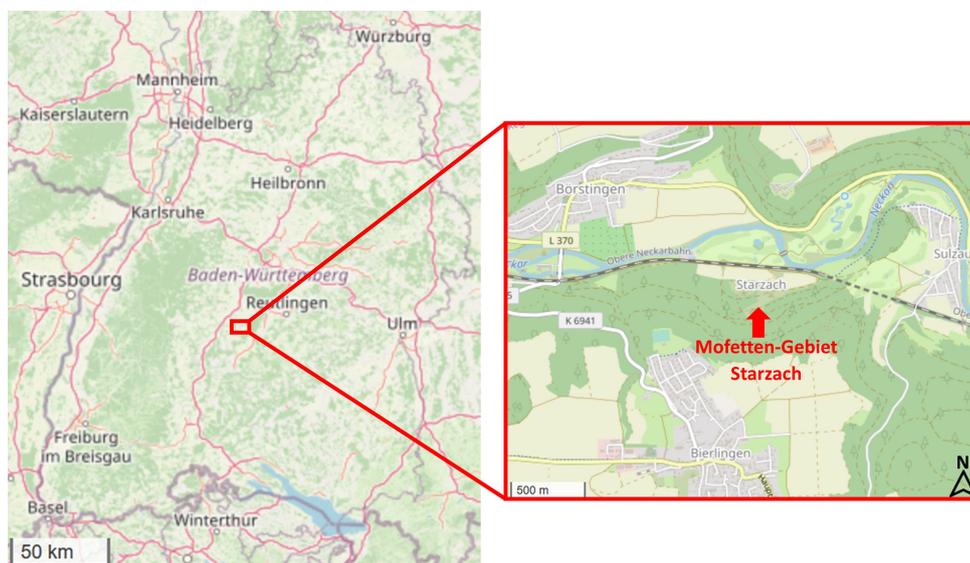


Abbildung 1: Karte Baden-Württembergs mit Zoom auf das Mofetten-Gebiet Starzach (Daten von [OpenStreetMap contributors, 2023](#), lizenziert unter [Open Database Lizenz](#)).

Seit dem 19. Jahrhundert sind die Kohlenstoffdioxidquellen in dem Gebiet bekannt und wurden bis in das Jahr 1995 industriell gefördert ([Lübben und Leven, 2018](#)). Das Starzacher Mofetten-Gebiet ist in der geologischen Schichtstufenlandschaft Baden-Württembergs gelegen. Das Neckartal schneidet in den unteren Teil des mittleren Trias (untere Muschelkalk), welcher aus verkarsteten Karbonaten besteht, ein. Darunter schließt sich die oberste Schicht der Untertrias (Rot Formation = Oberer Bundsandstein) aus Schluff- und Tonsteinschichten an, welche die Karbonate des Muschelkalks hydraulisch von den Sandsteinablagerungen (mittlerer und unterer Bundsandstein) abdichten. Die genaue Mächtigkeit des unteren Bundsandsteins ist nicht bekannt, wird aber von Lübben und Leven ([2018](#)) mit mindestens 220 Meter angegeben. Zudem gehen Lübben und Leven ([2018](#)) davon aus, dass diese Bundsandsteinschichten als Reservoir für das aufsteigende CO₂ dienen. Ein Überblick über die geologischen Schichten kann der Studie von Lübben und Leven ([2018](#)) entnommen werden. Das Entweichen von CO₂ in diesem Gebiet wird laut Lübben und Leven ([2018](#)) von mehreren Autoren seit Beginn des 20. Jahrhunderts diskutiert und auf vulkanische Aktivitäten in Süddeutschland während des Neozäns zurückgeführt. Plattentektonische Prozesse während der alpinen Orogenese hätten zu einer teilweisen Aufschmelzung von oberem Mantelmaterial geführt. Das aufsteigende Magma aus dem oberen Mantel bildete demnach eine Magmakammer in der unteren Kruste unter der heutigen Stadt Bad Urach

im Landkreis Reutlingen. Auftrieb führte dazu, dass Magma und flüchtige Gase entlang von Verwerfungen aufstiegen und den regionalen Bad Uracher Basaltvulkanismus entstehen ließen. Auch das Abkühlen der Magmakammer sollte zu weiterem Entgasen von vor allem Kohlenstoffdioxid an der Oberfläche geführt haben. Jedoch beschreiben Lübben und Leven (2018) auch, dass sich die CO₂-Entweichungen in dem Gebiet in Starzach außerhalb des Bad Urachers Vulkangebietes befinden. Es wird zwar eine Theorie aus vorherigen Beobachtungen aus dem frühen 20. Jahrhundert beschrieben, welche vermutet, dass während einer Eruption die Magmakammer vollständig entgaste, anschließend große Mengen an Gas abgelenkt wurden und sich an den äußeren Regionen des Vulkangebietes, in geologischen Strukturen, die als Gas-Senke fungieren ("Imnauer Antiklinalen"), ansammelten und dort allmählich an die Oberfläche entweichen. Gleichzeitig beurteilen Lübben und Leven (2018) diese Theorie als unwahrscheinlich, da die Gase mehr als 30 km seitlich hätten wandern müssen, was im Gegensatz dazu steht, dass Gase wann immer möglich auf Grund von Druckgefälle und Auftrieb dazu tendieren nach oben zu steigen. Als eine andere, im späteren 20. Jahrhundert, entwickelte Theorie beschreiben Lübben und Leven (2018) eine zweite, kleinere und tiefer gelegene Magmakammer, welche nie ausgebrochen ist, aus welcher, das an der Oberfläche des Mofetten-Gebietes Starzach austretende CO₂ entweicht. Neben den Mofetten und dem entweichenden CO₂ wird das Gebiet vor allem durch die Flusssedimente geprägt. Die Flusstäler des Neckars und seinen Nebenflüssen (Eyach und Starzel) sind aus Bachsedimenten, wie Sand, Kies und Geröll, sowie mit feinerem Material, wie Hangablagerungen und Schwemmsedimenten gefüllt. Unterhalb des humushaltigen Oberbodens schließt sich eine etwa 3 Meter tiefe Schicht aus homogenen, hochplastischen Ton an (Lübben und Leven, 2018). Dort kann ein Farbwechsel von rot-braun zu grau-blau beobachtet werden, welcher auf einen Übergang von oxischen zu anoxischen Bedingungen hindeutet. Unter der Tonschicht befindet sich bis in eine Tiefe von 5 Metern ein gespannter Grundwasserleiter aus Kies, welcher anschließend wieder von einem grau-blauen Ton abgelöst wird (Lübben und Leven, 2018).

2.2.1 Tonboden

Um spezifische Eigenschaften, welche bedeutend für die Bodenwassergehalts-Messung sind, beschreiben zu können, ist es wichtig, den Boden, in welchem die Sensoren eingesetzt werden, genauer zu betrachten. Bodenfeuchte-Sensoren werden typischerweise im Übergang von Oberboden zu der darunterliegenden Schicht angebracht (5 bis 100 cm unter der Erdoberfläche). Laut Landeskartenserver des Landes Baden-Württemberg wird der Boden in dem Mofetten-Gebiet Starzach als Auenlehm kategorisiert (Eckhardt, 2023b). Auenlehm beschreibt laut Eckhardt (2023a) holozäne, teils geschichtete Ablagerungen in Fluss- und Bachtälern, welche humos und karbonathaltig sein können. Laut dem Landeskartenserver Baden-Württembergs beträgt der Humusgehalt des Oberbodens vor Ort in Starzach zwischen 5 und 15% (Eckhardt, 2023b). Wie in Abschnitt 2.2 beschrieben, befindet sich nach Untersuchungen von (Lübben und Leven, 2018) im Mofetten-Gebiet Starzach unter dem Oberboden eine drei Meter mächtige homogene Tonschicht. In der Geotechnik werden Bodenarten ausschließlich nach dem Anteil der Kornklassen definiert (Cirpka, 2020). Als Tonboden werden dabei Böden bezeichnet, bei welchen die Bodenkörner kleiner als $2\ \mu\text{m}$ sind (Cirpka, 2020). Ton besteht überwiegend aus wasserhaltigen, schichtförmigen Aluminiumsilicaten, welche durch Verwitterung von Silicatgestein entstanden sind (Vogler, 2012). Die Oberflächen der Tonminerale weisen häufig eine negative Ladung auf, welche jedoch durch Zwischenschichtionen und Hydroxidschichten ausgeglichen werden (Vogler, 2012). Die Porosität, welche den Anteil der Poren am Gesamtvolumen beschreibt, liegt bei Tonen typischerweise bei 45-55% (Cirpka, 2020). Tonpartikel können sich infolge von Schrumpfungen oder bodenbildenden Prozessen zu Körpern unterschiedlicher Form und Größe, sogenannten Aggregaten, zusammen lagern (Vogler, 2012). Je nach Wassergehalt berühren sich diese Aggregate unterschiedlich stark und es können sich neben Kontaktpunkte von Aggregaten sogenannte Makroporen, mit einer Größe von bis zu $10\ \mu\text{m}$, ausbilden (Vogler, 2012). Diese machen einen Großteil des Gesamtporenvolumens aus und ihr Volumen ist durch Verdichtung oder Konsolidierung laut Vogler (2012) variabel. Zudem beschreibt sie, dass die Makroporen hydraulisch wirksam sind, und dass in ihnen kapillar Wasser gehalten wird. Ebenso sind auch Mesoporen (etwa $0.2\ \mu\text{m}$ groß) nach Vogler (2012) hydraulisch wirksam und Wasser kann diesen Poren durch Austrocknung entzogen werden. Dies ist bei den Mikroporen von Tonboden ($<2\ \mu\text{m}$) nicht möglich, da dort enthaltenes Wasser in die Primärstruktur der Minerale eingeschlossen ist und daher innerkristallin gebunden wird (Vogler, 2012). Das erklärt warum Tone nach agrarwissenschaftlicher Bodenkunde eine große Feldkapazität vorweisen, sprich ein großes Maß an Wasser gegen die Schwerkraft halten können, dieses jedoch nur in geringem Maß pflanzenverfügbar ist (geringe nutzbare Feldkapazität) (Cirpka, 2020).

2.3 Bodenwasser und Bodenfeuchte

Der Boden ist ein System aus drei Phasen und setzt sich aus der festen organisch-mineralischen Bodenmatrix, Gas und Wasser zusammen (Vogler, 2012; Maurer, 2022). Die mineralischen und organischen Feststoffe bilden dabei die Matrix des Bodens, flüssige und gasförmige Phasen füllen die Hohlräume (Vogler, 2012; Cirpka, 2020). Im vollständig gesättigten Zustand, wenn alle Porenräume mit Wasser gefüllt sind, zum Beispiel in der Grundwasserzone, bildet der Boden ein Zweiphasensystem aus den Feststoffen und Wasser. Bodenwasser stammt aus dem Wasser, welches direkt aus flüssigen Niederschlägen der Atmosphäre und indirekt aus festen Niederschlägen in den Boden infiltriert (Vogler, 2012), sowie in geringem Teil aus Kondensationswasser und kapillar aufgestiegenem Grundwasser (Spektrum der Wissenschaft, 2023b). Der Bodenwassergehalt wird daher durch Niederschläge, Versickerung, Evaporation und Transpiration beeinflusst (Gimper, 2010). Die Fähigkeit des Bodens, Wasser zu speichern und abzugeben, wird durch die Größe, die Form und die Kontinuität der Bodenporen (Gimper, 2010) und durch die Wechselwirkung mit der Bodenmatrix bestimmt (Vogler, 2012). Bodenwasser tritt in unterschiedlichen Formen auf und kann in zwei Kategorien eingeteilt werden, in freies und gebundenes Wasser. Gebundenes Wasser ist der Teil des Bodenwassers, welcher sich auf Grund von elektrischer Anziehung von Ionen und Wassermolekülen an den meist negativ geladenen Oberflächen von Bodenkörnern nicht frei bewegen kann (Vogler, 2012; Spektrum der Wissenschaft, 2023a). Freies Wasser hingegen ist durch ausreichenden Abstand zu der Oberfläche der Bodenkörnern nicht von deren Kräften beeinflusst und kann im Bodenkörper frei fließen (Vogler, 2012). Während bei gesättigten Böden von gebundenem Wasser die Rede ist, wird bei ungesättigten Böden das gebundene Wasser Adsorptionswasser genannt (Gimper, 2010; Boley, 2019). Adsorptionswasser bildet zusammen mit dem Kapillarwasser in der Kapillarzone des Bodens das Haftwasser (Vogler, 2012). Das Haftwasser haftet auf Grund von Grenzflächenspannungskräften, welche größer als die Schwerkraft sind, in Poren mit einer Größe von weniger als $10 \mu\text{m}$ (Vogler, 2012). Adsorptionswasser setzt sich seinerseits aus dem Wasser zusammen, welches von den negativen Oberflächen der Bodenkörner angezogen wird, so wie aus dem Wasser, aus welchem die Hydrathüllen von Kationen besteht, welche ebenfalls von den Oberflächen der Bodenkörner angezogen werden (Spektrum der Wissenschaft, 2023a). Das Kapillarwasser wird durch die Wirkung von Kapillarkräften und unter Bildung von Menisken ebenfalls gegen die Schwerkraft gehalten (Spektrum der Wissenschaft, 2023c). Bodenwasser, welches sich nicht zu Haftwasser (Adsorptionswasser oder Kapillarwasser) ausbildet, wird als Gravitationswasser oder Sickerwasser bezeichnet (Vogler, 2012). Es durchfließt den Boden von der Erdoberfläche an bis zum Grundwasser und ist währenddessen nur der Schwerkraft ausgesetzt und ist somit freies Wasser (Vogler, 2012). Nach Definition von Amelung et al. (2018) wird in der Bodenkunde nur das Haftwasser als Bodenfeuchte bezeichnet. Umgangssprachlich wird jedoch die Bodenfeuchte und das Bodenwasser oftmals synonym verwendet. Das ist vermutlich darauf zurückzuführen, dass von Bodenfeuchtesensoren die Rede ist, bei der Bodenfeuchte-Messung selbst jedoch nicht zwischen Haftwasser und Sickerwasser unterschieden werden kann, sondern viel mehr der

momentane Bodenwassergehalt gemessen wird. Folgende Parameter sind zur Beschreibung von Bodenwassergehalten relevant:

Der volumetrische Bodenwassergehalt beschreibt in Volumenprozent den Anteil an dem gesamten Wasservolumen (V_w in m^3) pro insgesamtem Bodenvolumen (V_g in m^3) (Bernsteiner et al., 2020):

$$\Theta_{\text{vol}} = \frac{V_w}{V_g} \quad (3)$$

In der Bodenmechanik und der Ingenieurgeologie wird die Bodenfeuchte häufig als gravimetrischer Bodenwassergehalt angegeben (Vogler, 2012). Dieser beschreibt das Verhältnis der Masse des Wassers (m_w in kg) zur Trockenmasse des Bodens (m_d in kg) (Boley, 2019):

$$\Theta_{\text{grav}} = \frac{m_w}{m_d} \quad (4)$$

Für die Umrechnung des gravimetrischen Bodenwassergehaltes in den volumetrischen, muss der gravimetrische Bodenwassergehalt mit der Lagerungsdichte (ρ_d in $\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$) multipliziert und mit der Dichte des Wassers (ρ_w in $\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$) dividiert werden (Gimper, 2010; Vogler, 2012):

$$\Theta_{\text{vol}} = \Theta_{\text{grav}} \cdot \frac{\rho_d}{\rho_w} \quad (5)$$

Die Lagerungsdichte, oder auch Trockendichte oder Trockenrohndichte genannt ist folgendermaßen definiert (Bernsteiner et al., 2020):

$$\rho_d = \frac{m_d}{V_g} \quad (6)$$

2.4 Verfahren zur Bodenfeuchte Messung

Zur Messung des Bodenwassergehaltes können direkte und indirekte Verfahren angewendet werden. Die Voraussetzung zur Anwendung von direkter Bestimmung des Bodenwassergehaltes ist es, dass sich das Wasser aus der Bodenprobe durch Verdunstung, Auswaschung (z.B. mit Alkohol) oder durch eine chemische Reaktion (z.B. Calciumcacidmethode) extrahieren lässt (Gimper, 2010). Direkte Messverfahren weisen meist eine hohe Genauigkeit auf und werden daher als Vergleichs- und Bezugsmethode für indirekte Methoden verwendet (Gimper, 2010; Vogler, 2012). Eine gängige Methode ist die thermogravimetrische Bestimmung des Bodenwassergehaltes mit dem Trockenschrankverfahren (Vogler, 2012). Dabei wird eine 10-50 g schwere Probe in feuchten Zustand gewogen und bei 105°C in einem Trockenofen 24 Stunden lang getrocknet (Gimper, 2010; Vogler, 2012). Durch erneutes Wiegen der trockenen Probe kann durch den Massenverlust die Masse des verdunsteten Wassers und dadurch der gravimetrische (Gl. 4) und nach Umrechnung mit der Lagerungsdichte (Gl. 5) auch der volumetrische Bodenwassergehalt bestimmt werden. Vorteilhaft sind bei dieser Methode die geringen Kosten, jedoch wird die Bodenprobe durch die Messung zerstört, sodass keine erneute Messung erfolgen kann. Indirekte Messungen des Bodenwassergehaltes erfassen Eigenschaften, die in möglichst enger Beziehung zu den Bodenwassergehalt stehen (Gimper, 2010). Dabei ist es vorteilhaft, dass diese Messungen nicht im Labor durchgeführt werden müssen und dadurch keine Bodenproben genommen und zerstört werden müssen, und Wiederholungsmessungen und Langzeitmonitoring möglich ist. Die Verfahren der indirekten Messung sind vielfältig. Es werden kapazitive, radiometrische, optische, thermische, hygrometrische oder akustische Verfahren verwendet (Vogler, 2012). Die flächen- und volumentechnische Abdeckung, die Messgenauigkeit und die Abhängigkeit von Bodeneigenschaften der Messmethoden kann dabei weit variieren (Bernsteiner et al., 2020). So ist es möglich, mit Mikrowellen-Satelliten eine sehr flächige Abdeckung zu erreichen, welche jedoch verhältnismäßig ungenau und nur die Bodenfeuchte in 0.5 bis 2 cm Tiefe misst (Bernsteiner et al., 2020). Das flächige Mittel der Bodenfeuchte in einem Umkreis von bis zu 200 Metern kann mit der Cosmic-Ray-Neutronen-Dämpfung gemessen werden (Kasner, 2023). Dabei wird die Neutronen-Dämpfung von kosmischer Strahlung bestimmt (Bernsteiner et al., 2020). Da die kosmische Neutronen-Strahlung besonders sensitiv auf Wasserstoffatome reagiert, hängt ihre Dämpfung direkt mit dem Wassergehalt im Boden zusammen (Kasner, 2023). Deutlich genauere Messergebnisse liefern hingegen FDR (Frequency-Domain-Reflectometry), TDR (Time-Domain-Reflectometry) und TDT (Time-Domain-Transmission) Sensoren (Bernsteiner et al., 2020). Diese Sensoren werden direkt im Boden angebracht und haben ein Messvolumen von etwa einem halben Liter bis zu zwei Liter (Durner et al., 2023). Bei diesen Messmethoden werden sich die unterschiedlichen dielektrischen Eigenschaften der verschiedenen Bodenkomponenten (Feststoffe, Luft und Wasser) zu Nutze gemacht (Vogler, 2012). Bei 20°C beträgt die relative Permittivität (früher Dielektrizitätszahl) von Wasser etwa 80, die von Luft 1 und die von trockenem Boden zwischen 3 und 7 (Paul, 2002). Somit ist es möglich, über die Messung der relativen Permittivität einen Zusammenhang mit dem

Bodenwassergehalt herzustellen. Dabei messen TDR- und TDT-Sensoren die Ausbreitungsgeschwindigkeit von elektromagnetischen Wellen entlang von offenen und geschlossenen Leitern (Bogena et al., 2017), während die FDR- Sensoren die Ladezeit eines Kondensators, bei dem die Bodenprobe das Dielektrikum darstellt, misst (Gimper, 2010). Auf das Messprinzip der TDT- und TDR-Sensoren wird im folgendem genauer eingegangen, die in dieser Arbeit verwendeten SMT100 Sensoren auf dem TDT-Messprinzip funktionieren.

2.5 TDR- und TDT- Sensoren

2.5.1 Messprinzip

Bei der Messung des Bodenwassergehaltes mit TDR/TDT- Sensoren wird durch die Bestimmung der relativen Permittivität des Bodens auf den Wassergehalt im Boden geschlossen. Die relative Permittivität eines dielektrischen Mediums beschreibt die Dispersion der Polarisation und die Absorption von Feldenergie (Hübner und Kaatze, 2016). Dabei kann die relative Permittivität (ε_r) entweder als Verhältnis der Permittivität des Materials (ε) zur der des Vakuums (ε_0) (elektrische Feldkonstante) (Gl. 7) oder auch komplex formuliert werden (Gl. 8) (Vogler, 2012). Die von der Frequenz (ν in Hz) abhängige relative Permittivität setzt sich dabei aus einem realen Teil $\varepsilon'(\nu)$, welcher die Polarisation beschreibt und einem imaginär Teil $\varepsilon''(\nu)$, welcher die Verluste des elektrischen Feldes beschreibt, zusammen (Hübner und Kaatze, 2016).

$$\varepsilon_r = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad (7)$$

$$\varepsilon_r(\nu) = \varepsilon'_r(\nu) - i\varepsilon''_r(\nu) \quad (8)$$

Dabei ist i die imaginäre Einheit ($i^2 = -1$).

TDR- und TDT- Sensoren messen die relative Permittivität mittels Laufzeitenmessung von der Ausbreitungsgeschwindigkeit eines elektromagnetischem Signals in dem Boden (Blonquist Jr. et al., 2005). Die Ausbreitungsgeschwindigkeit von elektromagnetischen Wellen in Böden kann mit folgender Formel beschrieben werden (Qu et al., 2013):

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r, \mu_r}} \quad (9)$$

Die maximal mögliche Ausbreitungsgeschwindigkeit (v in $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) ist die Lichtgeschwindigkeit (c in $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), welche durch die relative Permittivität (ε_r) und die magnetische Permeabilität (μ_r) des Bodens verringert wird (Blonquist Jr. et al., 2005). Da die meisten Böden nicht magnetisch sind, kann die magnetische Permeabilität (μ_r) gleich eins gesetzt werden, sodass

die Ausbreitungsgeschwindigkeit nur noch von der relativen Permittivität abhängig ist (Blonquist Jr. et al., 2005). Wie in Gleichung (8) gezeigt, setzt sich die relative Permittivität aus einem realen und einem komplexen Teil zusammen. Der komplexe Teil der Permittivität kann dabei folgend beschrieben werden (Paul, 2002):

$$\varepsilon''(\nu) = \varepsilon_d'' + \frac{\sigma}{\varepsilon_0 2\pi \nu} \quad (10)$$

Dabei ist σ (in $\text{S} \cdot \text{m}^{-1} = \Omega^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$) die Leitfähigkeit, ε_0 die elektrische Feldkonstante und ε_d'' die dielektrischen Verluste (Paul, 2002). In Abbildung 2 wird gezeigt, dass die Verlusteffekte des imaginären Teils der relativen Permittivität ($\varepsilon''(\nu)$) in dem Frequenzbereich $10^6 - 10^9$ Hz am geringsten sind, während der real Teil dabei konstant bleibt. In diesem Frequenzbereich können die Verlusteffekte in den meisten Böden daher vernachlässigt werden, wodurch auch die Effekte, welche durch eine mögliche Leitfähigkeit im Boden (z.B. durch Ionen) verursacht werden, vernachlässigt werden können (Hübner und Kaatz, 2016). Bodenfeuchtesensoren, welche in diesem Frequenzbereich messen, sind daher besonders gut in verschiedenen Böden einsetzbar.

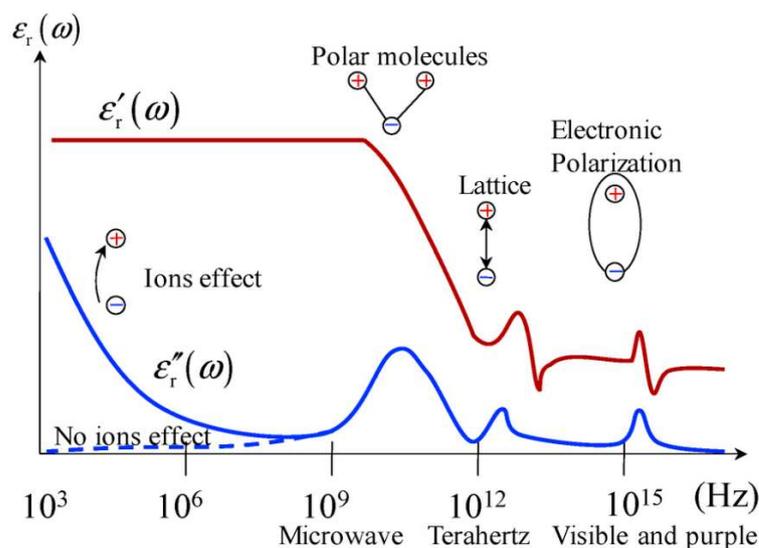


Abbildung 2: Frequenzabhängigkeit des real und imaginär Teils der relativen Permittivität (Abbildung von Yang et al., 2019, Lizenznehmer MDPI, Basel, Schweiz, lizenziert unter CC BY 4.0).

Wie in Wüsteney (2023) beschrieben, kann folglich die vom Sensor gemessene (scheinbare) relative Permittivität (ε_a) der relativen Permittivität gleichgesetzt werden, wenn die elektrischen Verlusteffekte vernachlässigt werden ($\varepsilon_r = \varepsilon_a$). Die scheinbare relative Permittivität kann durch Umstellen der Gleichung (9) bestimmt werden:

$$\varepsilon_a = \left(\frac{c}{v}\right)^2 \quad (11)$$

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit (v in $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) setzt sich dabei aus der zurückgelegten Strecke der elektromagnetischen Welle, welche der Sensorenlänge (L in m) entspricht und der gemessenen Zeit (t in s), welche die elektromagnetische Welle dafür benötigt, zusammen (Blonquist Jr. et al., 2005):

$$v = \frac{L}{t} \quad (12)$$

Mit dieser Gleichung (12) kann Gleichung (9) zur Berechnung der scheinbaren relativen Permittivität ergänzt werden:

$$\varepsilon_a = \left(\frac{c}{v}\right)^2 = \left(\frac{c \cdot t}{L}\right)^2 \quad (13)$$

Die Gleichung (13) ist in dieser Form für TDT-Sensoren gültig, da bei diesen Sensoren die elektromagnetische Welle am Messfeldende des Sensors nicht reflektiert wird. Dies ist jedoch der Fall für TDR-Sensoren. Für die Berechnung der scheinbaren Permittivität mit TDR-Sensoren muss die Sensorlänge L mal zwei genommen werden.

2.5.2 Zusammenhang Permittivität und volumetrischer Wassergehalt

Für die meisten hydrologischen und ökologischen Anwendungen, wird die von den Sensoren bestimmte scheinbare relative Permittivität (der Einfachheit halber folgend nur (relative) Permittivität genannt) in den volumetrischen Wassergehalt (Volumetric Water Content - VWC) mit empirischen Gleichungen oder Mischungsmodellen umgerechnet (Blonquist Jr. et al., 2005; Hübner und Kaatze, 2016). Dies ist vor allem durch die erwähnten großen Unterschiede der relativen Permittivität von Wasser und den anderen Bodenbestandteilen möglich. Eine häufig verwendete empirische Gleichung, die den Zusammenhang zwischen gemessener relativer Permittivität und dem volumetrischen Wassergehalt beschreibt, ist die Topp-Gleichung, welche von Topp und Annan (1980) hergeleitet wurde. Diese Gleichung wird oftmals als Universalgleichung für alle Böden bezeichnet, am besten eignet sie sich jedoch für quarzhaltige Böden (Vogler, 2012; Bogaen et al., 2017):

$$\text{VWC}_{\text{topp}} = 4.3 \cdot 10^{-6} \cdot \varepsilon_a^3 - 5.5 \cdot 10^{-4} \cdot \varepsilon_a^2 + 2.92 \cdot 10^{-2} \cdot \varepsilon_a - 5.3 \cdot 10^{-2} \quad (14)$$

Ein weiterer Ansatz sind die Mischungsmodelle, wie das Complex Refraction Index Model (CRIM), welches versucht die Bestandteile des Bodens in ihren Verhältnissen darzustellen

(Birchak et al., 1974):

$$\text{VWC}_{\text{CRIM}} = 100 \cdot \frac{\varepsilon_a^\beta - (1 - \eta) \cdot K_s^\beta - \eta \cdot K_{\text{air}}^\beta}{K_{\text{water}}(T)^\beta - K_{\text{air}}^\beta} \quad (15)$$

Dabei ist η die Porosität des Bodens, β ein Formfaktor (oftmals als 0,5 angenommen [Qu et al., 2013](#); [Bogena et al., 2017](#); [Domínguez-Niño et al., 2019](#)), ε_a die gemessene scheinbare Permittivität und K_{air} , K_s , $K_{\text{water}}(T)$ die Permittivität von der Luft, dem Boden und des Wassers. T ist die Temperatur in °Kelvin. Die relative Permittivität des Bodens setzt sich nicht nur durch die relativen Permittivitäten der Komponenten des Bodens zusammen, sondern ist auch von anderen Faktoren, wie zum Beispiel der Art des Bodenwassers (gebunden oder frei), der Partikelform oder der Temperatur abhängig ([Blonquist Jr. et al., 2005](#); [Bogena et al., 2017](#)). So wird in dem CRIM-Modell der Einfluss der Porosität des Bodens und die Temperaturabhängigkeit der relativen Permittivität von Wasser berücksichtigt. Die Abhängigkeit der relativen Permittivität von Wasser von der Temperatur (etwa 0.7 % Abnahme pro °Kelvin ([Weast, 1986](#))) wurde in [Wüsteney \(2023\)](#) genauer betrachtet. Dabei kann zusammengefasst werden, dass eine Temperaturkorrektur des Einflusses der Temperatur auf die relative Permittivität von Wasser nur für freies Bodenwasser gültig ist und nicht für gebundenes Bodenwasser. Gebundenes Wasser kann hingegen eine Zunahme der relativen Permittivität von Wasser bei steigender Temperatur bewirken ([Qu et al., 2013](#); [Hübner und Kaatze, 2016](#)). Aus diesem Grund muss für jeden Boden spezifisch entschieden werden, ob, abhängig vom Vorkommen von gebundenem Wasser, eine Temperaturkorrektur der relativen Permittivität von Wasser durchgeführt wird. Neben der Temperaturabhängigkeit und der Frequenzabhängigkeit beschreibt [Vogler \(2012\)](#) zudem, dass die Lagerungsdichte und die Partikelform besonders in tonigen Böden die Messung der relativen Permittivität beeinflussen. Auch die Bedeutung von gebundenem Wasser und dessen Einfluss auf die gemessene relative Permittivität wird hervorgehoben. [Hübner und Kaatze \(2016\)](#) zeigen, dass gebundenes Wasser Eigenschaften vorweist, die noch unzureichend verstanden sind und daher eine mögliche Fehlerquelle und Ungenauigkeit für die Permittivitäts-Messung bleiben.

2.6 Kalibration von Bodenfeuchte-Sensoren

Unter einer Kalibration versteht man das genaue Einstellen von Messgeräten (Vogler, 2012). Bei TDR- und TDT-Sensoren wird die Kalibration gebraucht, um einen Zusammenhang zwischen den reinen Sensorausgaben, der dadurch gemessenen relativen Permittivität und dem Bodenwassergehalt herzustellen. Blonquist Jr. et al. (2005), Qu et al. (2013), Bogena et al. (2017) und Domínguez-Niño et al. (2019) beschreiben eine allgemeine Kalibrationsmethode in zwei Schritten auf Grundlage von Referenzflüssigkeiten. Dabei werden im ersten Schritt die Sensoren mit einer standardisierten Methode (siehe Bogena et al., 2017) in Referenzflüssigkeiten mit bekannter Permittivität zwischen 2 und 35 angebracht. Dadurch kann ein empirisches Modell zwischen der reinen Sensorausgabe und den Referenzpermittivitäten erstellt werden. In einem zweiten Schritt wird die gemessene relative Permittivität der Sensoren mit der Topp-Gleichung (Gl. 14) oder Mischungsmodellen umgerechnet. Zudem können anschließend standortspezifische Beziehungen zwischen der relativen Permittivität und dem Bodenwassergehalt mit einigen wenigen Sensoren hergestellt werden. Vorteil dieser Methode ist, dass viele Sensoren kalibriert werden können, ohne für jeden einzelnen eine standortspezifische Kalibration durchführen zu müssen. Zudem können bei der Kalibration mit Referenzflüssigkeiten die Einflüsse von Luft und Dichteunterschieden reduziert und eine Sensor-zu-Sensor-Variabilität untersucht werden. Um jedoch möglichst genaue Ergebnisse zu erzielen ist es wichtig, auch die standort- und bodenspezifischen Einflussfaktoren (siehe Abschnitt 2.5.2) bei der Kalibration zu berücksichtigen (Gimper, 2010; Domínguez-Niño et al., 2019). Dafür wird eine bodenspezifische Kalibration durchgeführt. Hierfür werden Messungen der relativen Permittivität des zu untersuchenden Bodens mit unterschiedlicher Feuchte benötigt (Vogler, 2012). Um die Messung der Sensoren zu überprüfen, müssen zudem Proben genommen werden, bei welchen der gravimetrische Wassergehalt z.B. mit der Ofentrocknung bestimmt wird. Anschließend können dieser Referenz-Wassergehalte mit den Ergebnissen der Sensoren überprüft und korrigiert werden.

3 Material und Methoden

3.1 SMT100 Bodenfeuchte-Sensoren

In dieser Arbeit wurden elf SMT100 Bodenfeuchte-Sensoren der Firma Trübner verwendet (Hübner und Trebbels, 2022). Die Sensoren messen den volumetrischen Bodenwassergehalt über die relative Permittivität mittels des TDT-Messprinzips und zudem die Temperatur mit einem digitalen Temperatursensor. Die SMT100 Sensoren funktionieren grundsätzlich nach dem Time-Domain-Transmission-Prinzip (siehe Abschnitt 2.5). In den SMT100 Sensoren wird dieses Messprinzip jedoch indirekt mit einem Ringoszillator umgesetzt (Bogena et al.,

2017). Ein Leistungstreiber sendet dafür einen Impuls über die im 113 mm langen, 30 mm breiten und 1,6 mm dicken Messfeld angebrachten Transmissions-Leitungen aus Kupfer (Bogena et al., 2017). Nach dem TDT-Messprinzip misst der Sensor zur Bestimmung der relativen Permittivität die Ausbreitungsgeschwindigkeit über eine Laufzeitmessung des Impulses (Gl. 13). Die SMT100 Sensoren invertieren den Impuls und führen diesen zum Leistungstreiber zurück. Dies führt zu einer Oszillationsfrequenz, welche von der Laufzeit des Impulses und somit von der relativen Permittivität abhängt (Qu et al., 2013):

$$f_{\text{osc}} = \frac{1}{t_{\varepsilon_r} + t_{\text{pd}} + t_{\text{rf}}} \cdot \frac{1}{2} \quad (16)$$

Dabei ist t_{ε_r} die Laufzeit des Pulses über die Transmissions-Leitungen des Sensors, welche abhängig von der relativen Permittivität ist. t_{pd} beschreibt die Ausbreitungsverzögerung des Leistungstreibers (laut Qu et al. (2013) normalerweise 250 ps). Und t_{rf} beschreibt den Einfluss der Impuls-Anstieg- und -Abfallszeit (<300 ps Bogena et al., 2017) und der Schaltung des Differenzialeingangsverstärkers (z.B. Schaltmechanismus und Schwellenwerte) (Qu et al., 2013). Die Oszillationsfrequenz nimmt daher, abhängig vom Wassergehalt unterschiedliche Werte an. Im reinen Wasser beträgt sie ungefähr 150 Hz, in Luft etwa 340 Hz (Bogena et al., 2017). Die Hersteller Hübner und Trebbels (2022) geben für die SMT100 eine Auflösung von 0.1% volumetrischer Wassergehalt und eine Genauigkeit von $\pm 2\%$ im Referenzboden für einen VWC < 50% und $\pm 3\%$ im Referenzboden für einen VWC bis 100% an. Zudem ist in dem schwarzen Gehäuse des SMT100 Sensors ein digitaler Temperatursensor verbaut, welche in einem Messbereich von -20°C bis $+85^\circ\text{C}$ mit einer Messgenauigkeit von $\pm 0,5^\circ\text{C}$ die Bodentemperatur messen kann (Hübner und Trebbels, 2022)



Abbildung 3: Foto eines SMT100 Sensors. Grünes Messfeld mit Transmissions-Leitungen, schwarzes Gehäuse mit Elektronik und dem Temperatursensor.

3.2 Messsystem

Um die Stromversorgung und die Datenaufzeichnung der elf verwendeten SMT100 Sensoren zu gewährleisten, wurden zwei Platinen mit je einem Mikrocontroller (ESP8266), einem Relais und einem RS485 Modul entworfen (Abb. 4). An eine Platine können bis zu sechs SMT100 Sensoren angeschlossen werden. Der ESP8266 ist ein kostengünstiger Mikrocontroller, der über einen integrierten Chip Zugriff auf drahtloses Netzwerk ermöglicht ([Espressif Systems, 2023](#)). Dabei beträgt die Standardspannungsversorgung des Mikrocontrollers 3 V und er benötigt eine Stromversorgung von 80 mA ([Espressif Systems, 2023](#)). Mit einer Betriebstemperatur zwischen -40°C und 125°C eignet sich der ESP8266 auch für den Einsatz im Feld ([Espressif Systems, 2023](#)). Die Software kann über einen am Mikrocontroller angebrachten Micro-Universal-Serial-Bus-Anschluss (USB) auf die 4 Megabyte Flash Memory des Mikrocontrollers aufgespielt werden ([Espressif Systems, 2023](#)). Für die Kommunikation und Steuerung mit den anderen Modulen auf der Platine und den Sensoren wurde eine eigene Firmware für den ESP8266 entwickelt. Diese basiert auf der Arduino-Architektur und wurde daher mit C++ programmiert. Zur Kommunikation und Datenübertragung zwischen dem Mikrocontroller und den SMT100 Sensoren werden ein RS485 Modul und ein Relais benötigt. Die SMT100 Sensoren benötigen eine Spannungsversorgung von 4 bis 28 V, welche auf der Platine über einen separaten Anschluss gewährleistet wird. Um die Messdaten der SMT100 Sensoren abzufragen, lässt die Firmware den Mikrocontroller sequenziell eine Anfrage an die Sensoren stellen. Da der Mikrocontroller nicht direkt mit den SMT100 Sensoren kommunizieren kann, wird die Kommunikation über das RS485 Modul geleitet, welches als Übersetzer dient. Die SMT100 Sensoren liefern jedoch nicht kontinuierlich Messdaten, sondern führen bei Anschluss an den Strom nur eine Messung durch. Daher muss der Mikrocontroller zudem das Relais steuern, welches dafür sorgt, dass die Sensoren nach jeder Abfrage eines Messwertes vom Strom getrennt werden und anschließend vor Beginn einer Abfrage wieder an den Strom angeschlossen werden. Eine Abfrage der Firmware läuft daher folgendermaßen ab: Das Relais verbindet Sensoren mit der Stromversorgung, anschließend wird jeder Sensor einzeln und nacheinander durch in der Firmware festgelegte Sensor-IDs angesprochen (durch Vermittlung des RS485 Moduls) und der aktuelle Messwert wird abgefragt. Daraufhin werden die SMT100 Sensoren durch das Relais wieder vom Strom getrennt. Dieser Vorgang dauert etwa 4 Sekunden und wird nach einer Verzögerung von 60 Sekunden erneut durchgeführt. Da die Sensoren elektromagnetische Messungen durchführen, ist es wichtig, dass die Sensoren nacheinander abgefragt werden und auch nacheinander messen. Eine gleichzeitige Messung könnte das Ergebnis verfälschen. Die Messdaten-Speicherung funktioniert im Mofetten-Gebiet Starzach über die WLAN-Kommunikation mit der dort angebrachten zentralen Station, welche mit einem RaspberryPi-Einplatinencomputer ausgestattet ist. Der Mikrocontroller auf der SMT100 Platine leitet die Messdaten an diesen weiter, welcher mit Messdaten dann über das WLAN-Netzwerk mit dem MQTT-Protokoll ([Büchau, 2023](#)) weiter an einen Server an der Universität Tübingen spiegelt. Weitere Informationen zur Stromversorgung im Starzacher Mofettenfeld, dem dort vorhandenen CO₂-Sensor-Netzwerk,

in welches die SMT100 Sensoren integriert wurden und der darin enthaltenen Datenübertragung und -Speicherung und Firmware können in Büchau et al. (2022) und Riebandt (2020) gefunden werden.

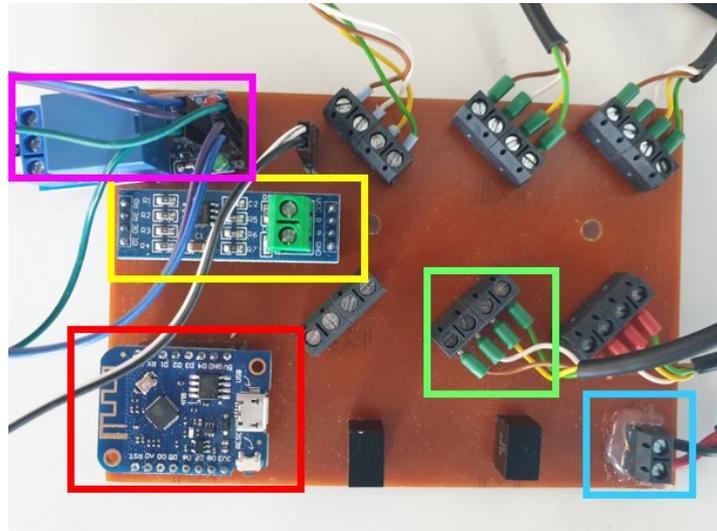


Abbildung 4: rot umrandet: ESP8266, gelb umrandet: RS485 Modul, pink umrandet: Relais, grün umrandet: eine von sechs Anschlussmöglichkeiten für die SMT100 Sensoren, blau umrandet: 12 V Versorgung der Sensoren .

3.3 Experimente

In dem folgenden Abschnitt sollen die durchgeführten Experimente im Labor und die Feldmessungen erläutert werden. Da in der Studie von Bogena et al. (2017) in dem zweischrittigen Kalibrationsverfahren auf Basis von Referenzflüssigkeiten mit über 700 SMT100 Sensoren eine sehr gute Werkskalibrierung der Permittivitätsmessung der SMT100 Sensoren bestätigt werden konnte, wurde in dieser Arbeit darauf verzichtet die rohe Sensorenausgabe der Permittivität zu kalibrieren. Ziel ist es mit dem SMT100 Sensoren unter den vorherrschenden, von Tonböden geprägten Bedingungen im Starzacher Mofetten-Gebiet möglichst präzise Bodenwassergehalts-Messungen durchzuführen. Da die Topp-Gleichung (Gl. 14) zur Umrechnung der gemessenen relativen Permittivität zum volumetrischen Wassergehalt in vielen Studien zur Anwendung kommt und auch von den Herstellern der SMT100 Sensoren (Hübner und Trebbels, 2022) empfohlen wird, wurde entschieden diese auch in der vorliegenden Arbeit zu verwenden. Eine direkte bodenspezifische Kalibration hingegen würde eine Herleitung einer eigenen, empirischen Beziehung zwischen der relativen Permittivität des Bodens in dem Mofetten-Gebiet und den tatsächlichen Wassergehalt beinhalten. Da die Topp-Gleichung für Tonböden, wie in dem Mofetten-Gebiet vorhanden, nur unpräzise, fehlerbehaftete Ergebnisse liefert (Vogler, 2012), besteht die sich ergebende Herausforderung darin, zunächst den Fehler, der durch die Anwendung der Topp-Gleichung bei Tonböden entsteht, zu quantifizieren und anschließend eine Methode zu entwickeln, mit welcher dieser

Fehler korrigiert werden kann. Da die Topp-Gleichung gut für quarzhaltige Böden geeignet ist, wurden die Sensoren daher im Labor in Quarz-Sand geprüft. Anschließend wurden im Labor Sand-Ton-Mischungen mit aus dem Mofetten-Gebiet Starzach entnommenen Boden hergestellt, um den Fehler der Topp-Gleichung bei steigenden Ton-Gehältern zu quantifizieren. Abschließend wurden die SMT100 Sensoren im Mofetten-Gebiet Starzach angebracht und eine Korrektur der Topp-Gleichung für den Starzacher Tonboden erstellt.

3.3.1 Messung in Quarz-Sand

Um die Funktionstüchtigkeit, die Sensor-zu-Sensor-Variabilität und die Messgenauigkeit der SMT100 Sensoren zu überprüfen und das Verhalten der SMT100 Sensoren in Quarz-Sand zu beobachten, wurde ein Messreihe in Quarz-Sand (0.5-0.1 mm Korngröße) durchgeführt. Dafür wurden 6 Liter trockener Quarz-Sand in fünf Schritten mit jeweils 420 ml Wasser vernässt, um unterschiedliche Bodenwassergehalte zu erzeugen. Jede Messung bestand aus folgenden Schritten: Die sechs Liter Sand wurden halbiert, in getrennten Behältern mit jeweils 210 ml Wasser vernässt und mit den Händen gründlich gemischt. Um den Sand gleichmäßig zu durchmischen und einen konstanten Bodenwassergehalt zu gewährleisten, wurde der Sand nach dreimaligem Vierteln und erneutem Mischen in einen gemeinsamen Behälter gefüllt und erneut gemischt (Abb. 5a). Da die Lagerungsdichte Einfluss auf die Bodenwassergehalts-Messung hat, wurde diese so konstant wie möglich gehalten. Angelehnt an den Proctor-Versuch (für detaillierte Informationen siehe Leven (2023)), wurde der Sand dafür in drei Schichten in den finalen Probe-Behälter gefüllt und jede Schicht wurde jeweils mit 20 Schlägen eines 2.5 kg schweren Fallgewichts verdichtet. Für die Bodenwassergehalts-Messung wurden zwei SMT100 Sensoren von oben in den Sand-Behälter angebracht (Abb. 5b). Um die Stabilität der Sensormessungen sicherzustellen, wurde der Messwert erst nach 5 Minuten Kontrollzeit erfasst. Dabei waren immer nur Sensoren der gleichen Platine angebracht, um mögliche elektromagnetische Störungen, durch eine potentielle gleichzeitige Messung, bei Sensoren unterschiedlicher Platinen, zu vermeiden. Bei der Anbringung der Sensoren sind Luftspalten, durch z.B. zuvor angebrachte Sensoren, zu vermeiden. Durch die deutlich geringere relative Permittivität 1 von Luft würden diese die Permittivitäts-Messung der Sensoren stark beeinflussen. Zur Vorbeugung dieses Effekts, wurde bei jedem Sensoren-Wechsel der locker gewordene Sand mit einem Hammer wieder verdichtet (siehe Abb. 5b). Zur Bestimmung eines Referenz-Wassergehaltes, wurde zudem der Bodenwassergehalt gravimetrisch mit einer Ofentrocknung bestimmt. Dafür wurden für jeden Vernässungsschritt, nach der Messung der SMT100 Sensoren, aus der Mitte des Sand-Behälters mit Hilfe von Probenahme-Zylindern Proben des vernässen Sandes genommen (siehe Abb. 5c). Dabei muss das Volumen des Zylinders bekannt sein, oder zu vor ausgemessen und berechnet werden, und die genommene Probe muss die Dichte des Sandes aus dem Sand-Behälter repräsentieren. Die Zylinder und jeweils eine zusätzliche Transport-Schale müssen zudem zuvor leer gewogen werden. Nach der Probenahme wurden die mit Sand gefüllten Zylinder und die zugehörigen Schalen gewogen

und anschließen bei 105°C im Ofen getrocknet. Nach der Trocknung wurden die Proben samt Proben-Zylinder und Transportschale erneut gewogen. Über den berechneten Masseverlust kann auf die Masse des verdunsteten Wassers geschlossen werden. Mit Gleichung (4) kann der gravimetrische Wassergehalt der Proben berechnet werden. Über das bekannte Volumen des Proben-Zylinders und der bekannten Masse der trockenen Probe kann die Lagerungsdichte (Gl. 6) berechnet werden. Mit Gleichung (5) wurde der volumetrische Referenz-Wassergehalt bestimmt. Um einen möglichst repräsentativen Referenz-Wassergehalt zu erzeugen, wurden für jeden Vernässungsschritt des Sandes drei Proben zu dessen Bestimmung genommen und daraus der Mittelwert berechnet. Die von den SMT100 Sensoren gemessenen relativen Permittivitäten wurden mit der Topp-Gleichung (Gl.14) in den volumetrischen Wassergehalt umgerechnet. Eine Temperaturkorrektur der Permittivitäts-Messung wurde nicht vorgenommen, da die Messungen bei konstanten 22 °C durchgeführt wurden und somit der Einfluss der Temperatur auf die relative Permittivität des Wassers vernachlässigbar ist. Die Ergebnisse dieser Messungen werden in Abschnitt 4.1 vorgestellt.

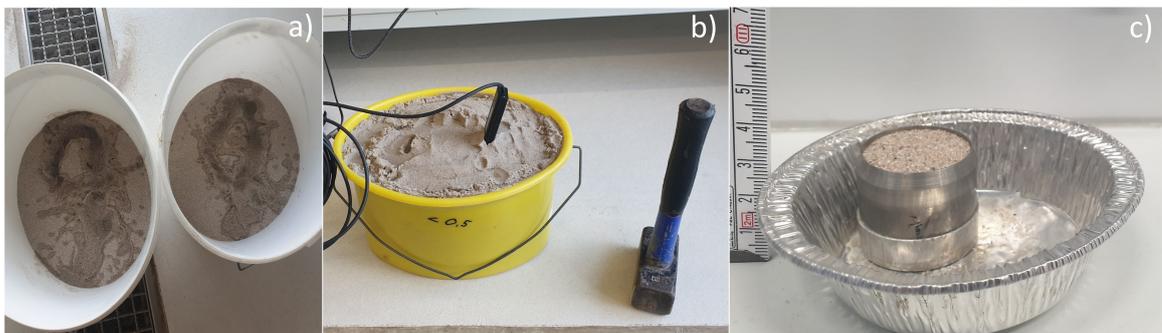


Abbildung 5: a) Blick von oben in zwei Mischungs-Behälter mit Sand und jeweils 120 ml Wasser vor dem Mischvorgang, b) SMT100 Sensor angebracht in verdichtetem Sand, daneben Hammer, c) Probenahme-Zylinder mit Transport-Schale gefüllt mit Sand.

3.3.2 Messung in Sand-Ton-Gemischen

Da angenommen wird, dass ein steigender Ton-Gehalt sowohl die Permittivitäts-Messung der SMT100 Sensoren, als auch die Umrechnung der relativen Permittivität in den volumetrischen Wassergehalt mittels der Topp-Gleichung (14) beeinflusst, soll dies in folgenden Experiment quantifiziert werden und daraus eine Methode zur Korrektur dieser Abweichung entwickelt werden. Der Versuch wurde mit drei unterschiedlichen Gemischen von Boden aus dem Mofetten-Gebiet Starzach (40-65 cm Tiefe) und Sand (Korngöße 0.1-0.5 mm) in den Volumen-Verhältnissen 1:3, 1:2 und 1:1 (insgesamt 10 Liter) durchgeführt. Dabei kann, wie in den Abschnitten 2.2 und 2.2.1 beschrieben, davon ausgegangen werden, dass es sich bei dem Boden aus dem Mofetten-Gebiet um Ton handelt. Der Mischungs-Vorgang wurde in diesem Versuch mit Hilfe eines Mörtelmischer-Aufsatzes an einer Bohrmaschine durchgeführt

(Abb. 6a). Anschließend wurden diese Sand-Ton-Gemische in drei Schritten mit jeweils 1 Liter hinzugefügtes Wasser vernässt und erneut gründlich gemischt. Für jeden Vernässungsschritt wurde das Boden-Gemisch in fünf Schichten, angelehnt an das in Abschnitt 3.3.1 erwähnte Proctor-Verfahren, mit jeweils 25 Schlägen eines 2.5 kg schweren Fallgewichts in einem Behälter verdichtet (Abb. 6b). Nacheinander wurden jeweils zwei SMT100 Sensoren in das verdichtete Boden-Gemisch angebracht, wobei darauf geachtet wurde, Luftspalten zu vermeiden (Abb. 6c). Da die Sensoren länger als in dem Abschnitt 3.3.1 beschriebenen Experiment benötigten, um einen stabilen Messwert auszugeben, wurden die Messwerte erst nach 10 bis 15 Minuten genommen. Diese wurden mit der Topp-Gleichung (Gl. 14) in den volumetrischen Wassergehalt umgerechnet. Für den Referenz-Wassergehalt wurde für jedes Ton-Sand-Verhältnis aus drei Tiefen des Behälters jeweils drei Bodenproben mit Probenahme-Zylindern genommen (Abb. 6d). Mit diesen wurde wie in Abschnitt 3.3.1 beschrieben, sowohl der gravimetrische Wassergehalt, sowie die Lagerungsdichte bestimmt, um diese dann in den volumetrischen Wassergehalt umzurechnen. Auch in diesem Versuch wurde auf eine Temperatur-Korrektur der relativen Permittivität von Wasser verzichtet, da bei konstanter Raumtemperatur keine signifikanten Einflüsse zu erwarten gewesen wären. Die Ergebnisse der Messungen bei steigendem Ton-Gehalt sind in Abschnitt 4.2 dargestellt.



Abbildung 6: a) Blick von oben in Mischungsbehälter während Ton und Sand mit dem Mörtelmischer-Aufsatz gemischt werden, b) Verdichtung des Bodens mit einem Fallgewicht, c) SMT100 Sensor in dem Boden-Gemisch angebracht, d) Probenahme-Zylinder mit getrockneten Proben, teils mit Trockenrissen.

3.3.3 Messung im Mofetten-Gebiet

Um das Verhalten der SMT100 Sensoren unter Umweltbedingungen und den bodenspezifischen Eigenschaften im Starzacher Mofetten-Gebiet zu beobachten und eine Korrektur für die Topp-Gleichung (Gl. 14) speziell für den Tonboden des Mofetten-Felds zu finden, wurden die Sensoren im Starzacher Mofetten-Gebiet angebracht. Dafür wurden im Mofetten-Gebiet Starzach zwei Standorte mit jeweils leicht unterschiedlichen Bedingungen gewählt (Abb. 7). Standort A ist an wolkenlosen Tagen den Großteil des Tages unbeschattet und nur von der üppigen Vegetation des Starzacher Mofetten-Gebiets umgeben. Standort B ist etwa

5 Meter von Standort A entfernt und wird bis in den Nachmittag von Gebüsch und kleineren Bäumen natürlich beschattet. Zudem befindet sich Standort B in etwa 1.5 Meter Entfernung zu eine Senke, welche das ganze Jahr über Wasser führt.

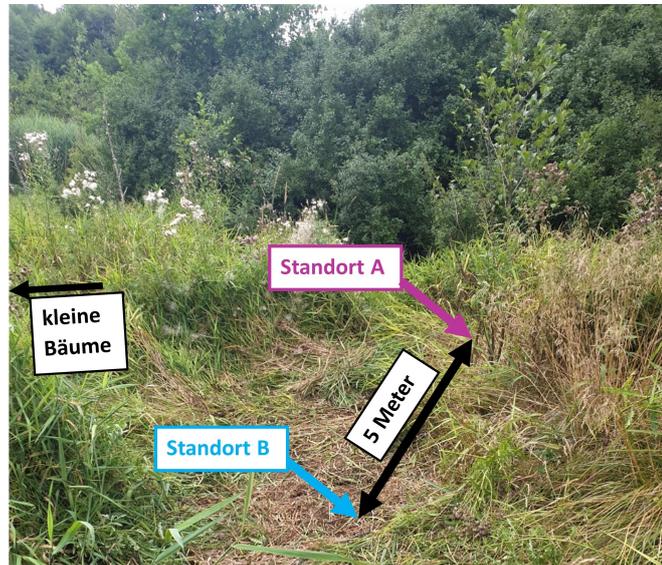


Abbildung 7: Position der Standorte sowie Vegetation in nächster Nähe.

Auch der Boden unterscheidet sich an den zwei Standorten. An Standort A reicht die dunkelbraune, humushaltige Schicht des Oberbodens bis in etwa 30 cm Tiefe und geht dann in hellbraunen, leicht rötlichen Tonboden über (Abb. 8). An Standort B ist der humushaltige Oberboden hingegen nur einige Zentimeter tief und wird von dunkelbraunem, zum Teil grauen, homogenen Ton abgelöst. Ab etwa 65 cm Tiefe sammelte sich an Standort B Wasser, vermutlich bedingt durch die nahe liegende, wasserführende Senke. An jedem Standort wurden drei SMT100 Sensoren in 10, 30 und 60 cm Tiefe angebracht (Abb. 8). Die sechs SMT100 Sensoren wurden am 21.07.2023 im Starzacher Mofetten-Gebiet angebracht. Die Sensoren wurden horizontal mit dem Messfeld vertikal in den Boden installiert, damit das Messfeld selbst kein Wasser staut. Die Platine ist in einer wasserdichten Box (Abb. 9a) zwischen den zwei Standorten angebracht worden und dort mit der autarken Stromversorgung des Sensornetzwerkes des Starzacher Mofetten-Gebietes verbunden (weiter Informationen in Büchau et al. (2022)). Um, wie bei den im Labor durchgeführten Versuchen, einen Referenz-Wassergehalt zu berechnen, wurden bei der Installation der Sensoren von beiden Standorten jeweils drei Bodenproben aus den drei Tiefen mit Probe-Zylinder genommen. Diese wurden mit Frischhaltefolie umwickelt ins Labor transportiert, um eine Verdunstung des Bodenwassers zu verhindern. Wie in Abschnitt 3.3.1 beschrieben wurde daraufhin zunächst der gravimetrische Bodenwassergehalt und die Lagerungsdichte des Bodens bestimmt und anschließend daraus der volumetrische Referenz-Wassergehalt berechnet (Gl. 5). Da jedoch davon auszugehen ist, dass die Messwerte kurz nach der Installation der SMT100 Sensoren auf Grund von noch nicht vollständigem Kontakt von Messfeld zum Boden fehlerbehaftet sind, wurden am 09.08.2023 erneut Bodenproben genommen, um einen weiteren Referenz-Wassergehalt

zu bestimmen. Dafür wurde in etwa 20 bis 30 cm Abständen zu den Sensoren an jedem Standort drei Proben aus allen drei Tiefen mittels eines Pürckhauers (Abb. 9b,c) genommen. Die Ergebnisse und die dokumentierten Zeitreihen aus dem Mofetten-Gebiet werden in Abschnitt 4.3 dargestellt.

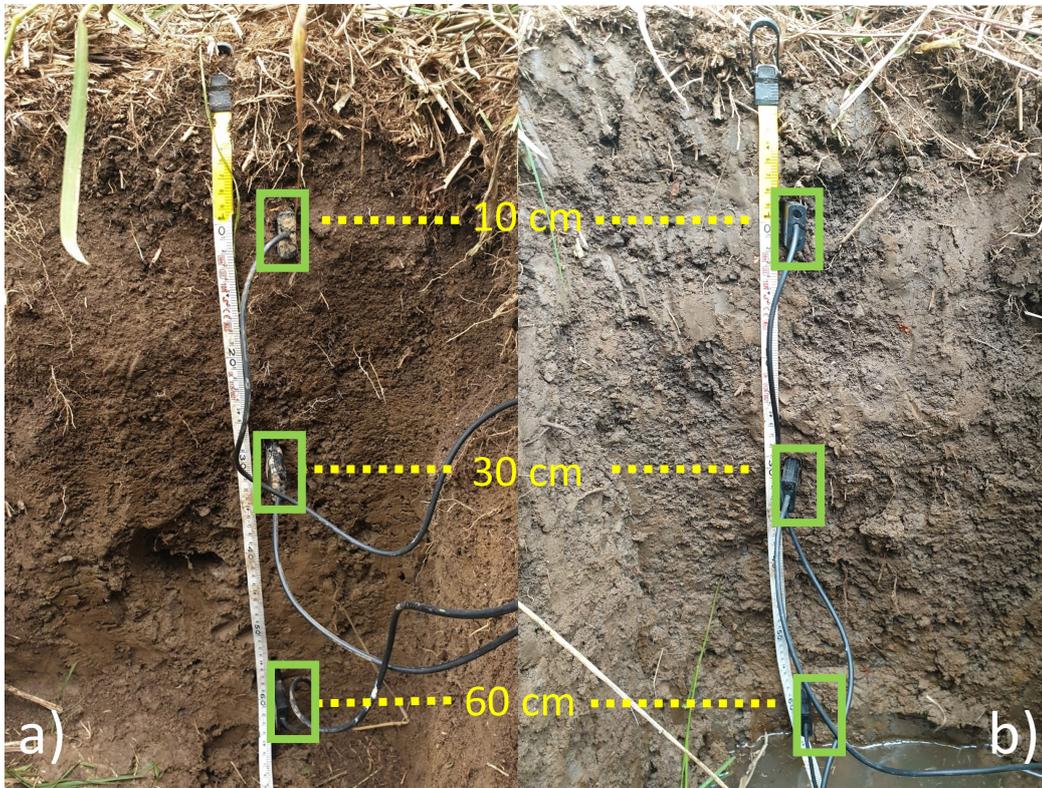


Abbildung 8: Anbringung der SMT100 Sensoren im Mofetten-Gebiet, grün markiert die Sensoren. a) Standort A b) Standort B.



Abbildung 9: a) wasserdichte Box mit Platine, b) Pürckhauer in Boden angebracht, Vorschlag-Hammer und Hebelwerkzeug c) Pürckhauer mit Boden gefüllt, d) Bodenproben in Probe-Zylinder.

3.4 Fehlerabschätzung

3.4.1 Messfehler

Für alle Messungen wird eine maximale Messfehlerabschätzung durchgeführt. In diese Rechnungen fließen jedoch nur die Messungenauigkeiten von verwendeten Messgeräten und den SMT100 Sensoren ein. Auf Ungenauigkeiten und Fehler, welche zusätzlich durch die Versuchsaufbauten bedingt wurden, wird in Abschnitt 5 eingegangen.

Um den maximalen absoluten Fehler (ΔA_{\max}) einer Größe A , welche abhängig von mehreren Größen (x_1, \dots, x_n) und deren maximaler absoluter Messfehler ($\Delta x_{i_{\max}}$) ist, zu berechnen, wird folgende Formel verwendet:

$$\Delta A_{\max}(x_1, \dots, x_n) = \sum_{i=1}^n \left| \frac{\partial A}{\partial x_i} \right| \cdot \Delta x_{i_{\max}} \quad (17)$$

Die maximalen, absoluten Messfehler werden für den volumetrischen Referenz-Wassergehalt berechnet, so wie für die Umrechnung der relativen Permittivitäten der SMT100 Sensoren mit der Topp-Gleichung. Dabei fließen für den Referenz-Wassergehalt die Genauigkeit der verwendeten Waage von 0.001 g, die Genauigkeit des Messschiebers von 0.01 mm und eine Temperaturungenauigkeit von 0.1 °K ein. Da die Hersteller der SMT100 Sensoren nur Angaben zur Messgenauigkeit des volumetrischen Wassergehaltes machen und nicht zur Messgenauigkeit der Permittivitäts-Messung selbst wird hierfür die Kalibrations-Studie von Bogena et al. (2017) herangezogen. In dieser wurden 701 SMT100 Sensoren mit der Kalibrationsmethode in zwei Schritten auf Grundlage von Referenzflüssigkeiten, welche in Abschnitt 2.6 beschrieben wurde, kalibriert. Das Ergebnis der Studie zeigt, dass die SMT100 Sensoren in einem Permittivitätsbereich von 1- 34.8 (was mit der Topp-Gleichung einen volumetrischen Wassergehaltsbereich von bis zu $\sim 48\%$ entspricht) eine durchschnittliche Messungenauigkeit von 0.87 Permittivität aufzeigen und einen maximale Messungenauigkeit von 1.565 Permittivität (ohne sensorspezifische Kalibration). In der Fehlerbetrachtung dieser Arbeit wurde der maximale Messfehler der Sensoren daher mit 1.565 Permittivität angenommen.

3.4.2 Modell-Güte

Um die Güte, der in dieser Arbeit vorgestellten Modelle und linearer Regressionen zu beurteilen, werden das Bestimmtheitsmaß r^2 und der mittlere quadratische Fehler (Root Mean Square Error, RMSE) verwendet. Der RMSE gibt an, wie sehr ein Fit, z.B. eine lineare Regression im Durchschnitt von den tatsächlichen Messwerten abweicht. Je kleiner der RMSE ist, desto größer ist die Güte des Modells. Das Bestimmtheitsmaß r^2 beschreibt den Anteil der Varianz, den das Modell erklären kann. Je näher r^2 gleich 1 ist, desto besser

kann das Modell die Varianz in den Daten erklären. Um das Bestimmtheitsmaß r^2 und den mittleren quadratischen Fehler (RMSE) zu berechnen werden folgende Formeln verwendet:

$$r^2 = \frac{\sum_i (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_i (y_i - \bar{y})^2} \quad (18)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)^2}{n}} \quad (19)$$

Dabei ist \hat{y}_i der vom Modell berechneter Wert, y_i der tatsächliche Messwert, \bar{y} der Mittelwert der Messwerte und n die Gesamtanzahl der Messwerten.

4 Ergebnisse

4.1 Messung in Quarz-Sand

Wie in Abschnitt 3.3.1 beschrieben, wurden die elf SMT100 Sensoren zunächst in Quarz-Sand auf ihr Verhalten bei einem volumetrischen Referenz-Wassergehalt zwischen 0.3 % und 26 % und ihre Messgenauigkeit getestet. Dafür werden in Abbildung 10 die zunächst gravimetrisch bestimmten, volumetrischen Referenz-Wassergehalte (Gl. 5) gegen die, mit der Topp-Gleichung (Gl. 14) in den volumetrischen Wassergehalt umgerechneten, Messergebnisse der Sensoren dargestellt. Die Fehlerbalken markieren dabei die maximalen Messfehler nach der Gleichung (17). Der maximale Messfehler des Referenz-Wassergehaltes beträgt dabei zwischen 0.068 % VWC und 0.611 % VWC und nimmt mit steigendem Wassergehalt zu. Der maximale Messfehler durch die Messungenauigkeit der SMT100 Sensoren durch die Umrechnung mit der Topp-Gleichung beträgt zwischen 1.16 % VWC und 4.37 % VWC und nimmt mit steigendem Wassergehalt ab. Es wurde eine lineare Regression nach der Gleichung $y = m \cdot x + c$ (Steigung m und Achsenabschnitt c) erstellt, bei welcher y dem Referenz-Wassergehalt entspricht und x mit den, mit der Topp-Gleichung umgerechneten, Messwerten der SMT100 Sensoren gleichzusetzen ist.

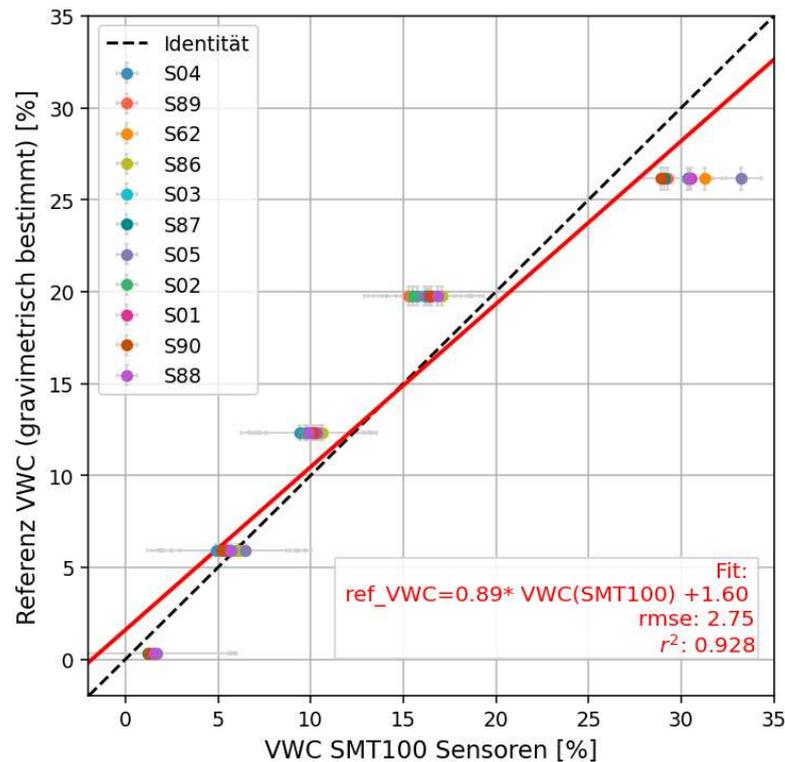


Abbildung 10: VWC-Messung der SMT100 Sensoren in Quarz-Sand (0.01-0.05mm). Der VWC mit der Topp-Gleichung bestimmt, Referenz-VWC über den gravimetrischen Wassergehalt berechnet.

Um die Differenz der Messergebnisse der SMT100 Sensoren zu dem Referenz-Wassergehalt zu verdeutlichen, wurden diese in [Abbildung 11](#) dargestellt. Dabei befinden sich die Ergebnisse der SMT100 Sensoren bei 0.3 % und 5.9 % volumetrischer Referenz-Wassergehalt innerhalb der von den Herstellern ([Hübner und Trebbels, 2022](#)) angegebenen ± 2 % VWC Messungenauigkeit. Bei den Messungen von 12.3 % und 19.7 % Referenz-Wassergehalt unterschätzen die SMT100 Sensoren den volumetrischen Wassergehalt, bei letzterem zum Teil auch über die von [Bogena et al. \(2017\)](#) angegebene maximale Messungenauigkeit hinaus. Dies ist auch der Fall bei der Messung mit 26.1 % Referenz-Wassergehalt, jedoch wird dieser von den SMT100 Sensoren überschätzt. Die Sensor-zu-Sensor-Variabilität beträgt bei der Quarz-Sand Messung zwischen 0.5 % VWC und 4.38 % VWC. Ein Trend zur Zunahme der Sensor-zu-Sensor-Variabilität bei steigendem Wassergehalt ist zu erkennen.

Mit den Messungen in Quarz-Sand konnte die grundsätzliche Funktionstüchtigkeit der elf verwendeten SMT100 Sensoren bestätigt werden. Die nach der Umrechnung mit der Topp-Gleichung durchgeführte lineare Regression mit einem RMSE von 2.75 % VWC zeigt jedoch eine größere mittlere Messungenauigkeit, als die Hersteller [Hübner und Trebbels \(2022\)](#) mit 2 % VWC angeben, welches besonders durch die Messungen bei volumetrischen Wassergehalten von über 12.3 % auftreten. Mögliche Ursachen dafür und weitere Einflüsse auf die Messung werden in [Abschnitt 5.1](#) diskutiert.

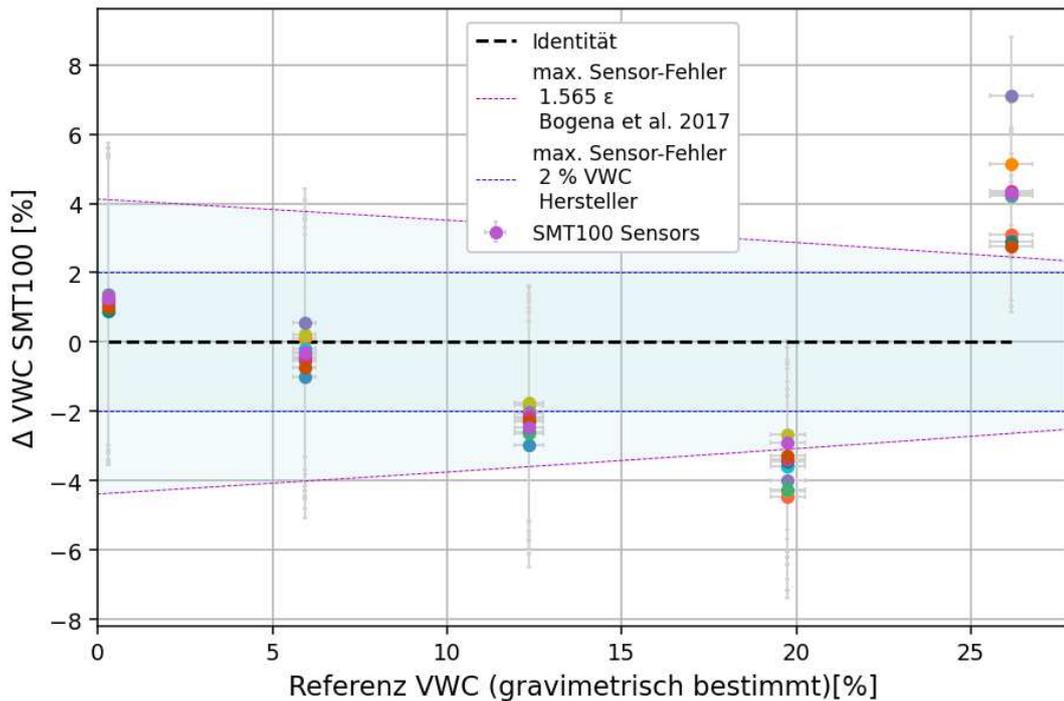


Abbildung 11: Differenz der SMT100 Sensoren (VWC mit Topp berechnet) im Vergleich zu dem über den gravimetrischen Wassergehalt bestimmten Referenz-VWC.

4.2 Messung in Sand-Ton-Gemischen

Um das Verhalten der SMT100 Sensoren bei steigendem Ton-Gehalt zu beobachten, und um die entstehende Abweichung nach Umrechnung mit der Topp-Gleichung (Gl.14) bei steigendem Ton-Gehalt zu quantifizieren, wurden Bodenwassergehalts-Messungen in drei verschiedenen Sand-Ton-Gemischen bei jeweils drei Wassergehalten durchgeführt. Dabei ergaben sich Messungen zwischen 24 % und 60 % volumetrischer Referenz-Wassergehalt. Bei dem Vergleich der gravimetrisch bestimmten Referenz-Wassergehalte mit den mit der Topp-Gleichung (Gl. 14) umgerechneten Ergebnisse der SMT100 Sensoren fällt auf, dass die Abweichungen zwischen dem Referenz-Wassergehalt und den Ergebnissen der SMT100 Sensoren bei steigenden Wassergehalt und Ton-Anteil zunehmen (Abb. 12). Die Messungen mit 0 % Starzach-Boden sind dabei die Mittelwerte der Ergebnisse aus Abschnitt 4.1. Für jedes Verhältnis wurden mit zwei SMT100 Sensoren Wassergehalts-Messungen durchgeführt und die Sensor-zu-Sensor-Variabilität betrug 0.62-1.20 % VWC für 25 % Starzach-Boden, 0.78-1.41 % für 33 % Starzach-Boden und 0.02 - 2.13 % VWC für 50 % Starzach-Boden. Der maximale Messfehler für den volumetrischen Referenz-Wassergehalt (Gl. 17) liegt zwischen 0.59% VWC und 1.34 % VWC und nimmt mit steigenden Wassergehalten zu. Der maximale Messfehler für die Permittivitäts-Messungen der SMT100 Sensoren und die Umrechnung mit der Topp-Gleichung (Gl. 17) liegt zwischen 0.9 % VWC und 1.6 % VWC. Gleichermassen wie in Abschnitt 4.1 wurde für jedes Ton-Sand-Verhältnis eine lineare Regression zwischen dem volumetrischen Referenz-Wassergehalt und dem gemessenen Wassergehalt der SMT100

Sensoren durchgeführt. Es zeigt sich dabei der Trend, nach dem bei zunehmenden Anteil Starzach-Boden (Tonboden) und abnehmenden Sand-Anteil die Steigung der Regression-Geraden, von 0.89 bei reinem Sand bis 2.41 bei 50 % Starzach-Boden, zunimmt. Diese zeigt eine deutliche Abnahme der Genauigkeit der Messergebnisse nach der Umrechnung zum volumetrischen Wassergehalt mittels der Topp-Gleichung (Gl. 14) bei steigendem Ton-Gehalt. Dabei kann jedoch mit diesem Versuchsaufbau nicht zwischen Abweichungen, welche durch die Topp-Gleichung entstehen und Abweichungen durch, z.B. sinkende Messgenauigkeit der Sensoren bei steigenden Wassergehalten, differenziert werden.

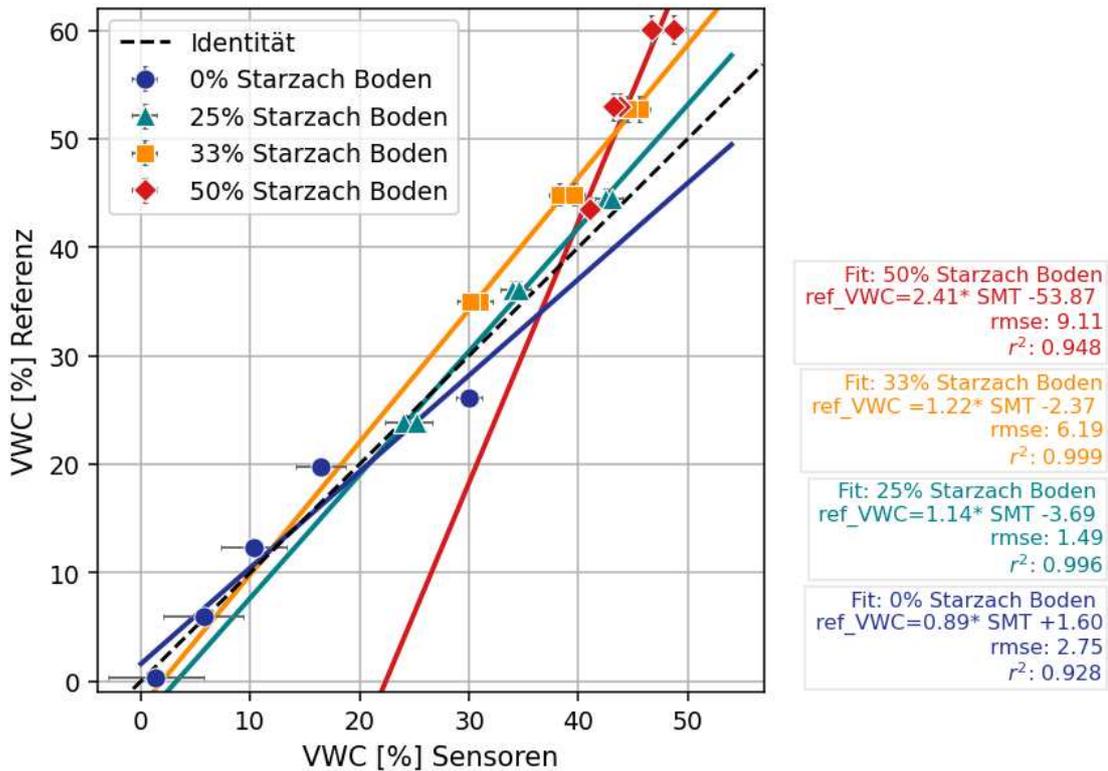


Abbildung 12: VWC-Messung der SMT100 Sensoren in Gemischen Sand-Ton-Gemischen. VWC mit der Topp-Gleichung bestimmt, Referenz-VWC über gravimetrischen Wassergehalt berechnet.

Unter der Annahme, dass für einen Bodentyp bzw. ein Sand-Ton-Verhältnis sowohl die Abweichungen der Topp-Gleichung, als auch die der Sensoren selbst, reproduzierbar sind, können die entstehenden Abweichungen korrigiert werden. Für gleichbleibende Bedingungen und Bodenzusammensetzung können die in Abbildung 12 dargestellten Gleichungen der linearen Regressionen verwendet werden. Die Korrektur ist durch Einsetzen der gemessenen und mit Topp umgerechneten Permittivitäten der SMT100 Sensoren in die Gleichungen der linearen Regressionen zu erreichen. Ein Vergleich zwischen unkorrigierten und mit dieser Methode korrigierten Daten ist in Abbildung 13 dargestellt. Dabei sind vor allem für die Boden-Gemische mit 33 % und 50 % Ton-Anteil deutliche Erhöhungen des VWCs zu erkennen.

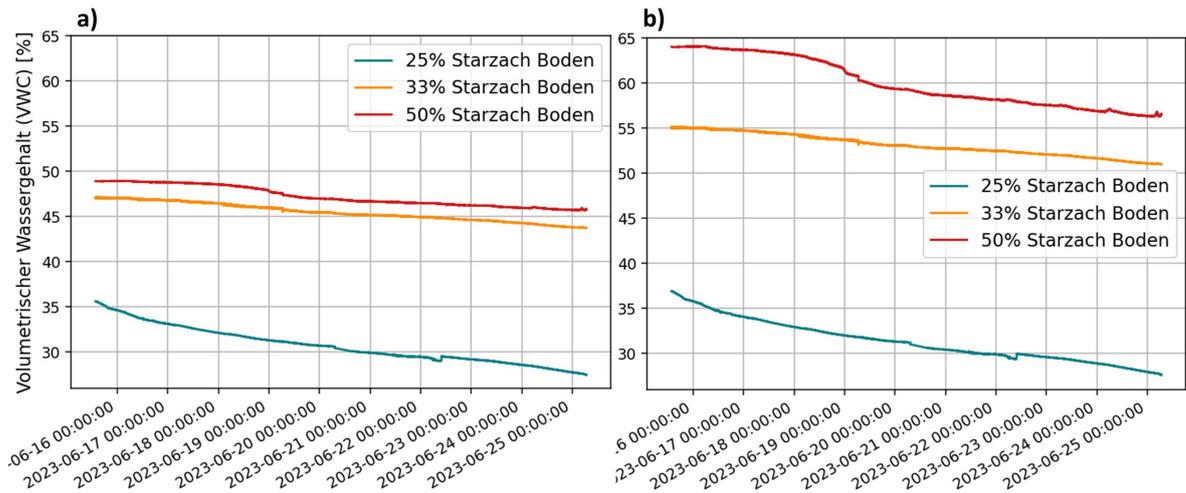


Abbildung 13: Zeitreihe der SMT100 Sensoren in austrocknenden Sand-Ton-Gemischen. a) Topp-Gleichung unkorrigiert, b) Topp-Gleichung korrigiert.

Um den Fehler auch für Gemische mit anderen Sand-Ton-Verhältnissen abzuschätzen und eine Korrektur für diese durchzuführen, wurde für die Steigung der linearen Regressionen (Abb. 14) und deren Achsenabschnitt eine Interpolation über den Bereich von 0 % bis 50 % Tonanteil durchgeführt. Auf eine Extrapolation für den Bereich von 50 % bis 100 % wurde auf Grund der wenigen Messpunkte verzichtet. Für die Annahme eines parabolischen Verhalten der Steigung und des Achsenabschnitts der linearen Regressionen bei steigendem Ton-Anteil wurden für die Modelle ein Bestimmtheitsmaß von 0.9799 und 0.9555 erreicht. Für die Modelle mit exponentiellen Verhalten werden Bestimmtheitsmaße von 0.9954 und 0.9944 erreicht und erklären daher einen größeren Anteil der Varianz. Eine Einordnung dessen und eine Diskussion möglicher Ursachen der Abweichungen werden in Abschnitt 5.2 vorgestellt.

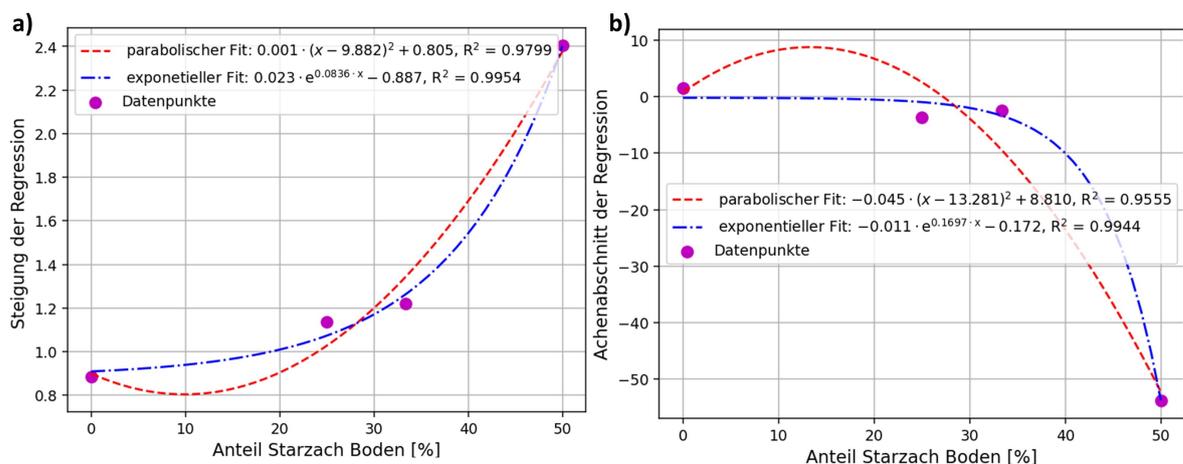


Abbildung 14: a) Parabolisches und exponentielles Modell der Steigung der linearen Regressionen von dem Anteil an Starzachs-Boden. b) Parabolisches und exponentielles Modell der Achsenabschnitte der linearen Regressionen von dem Anteil an Starzachs-Boden (Abb.12).

4.3 Messung im Mofetten-Gebiet

Um eine Korrektur der Topp-Gleichung (Gl. 14), nach der in Abschnitt 4.2 vorgeschlagenen Methode, für den Tonboden in Starzach zu bestimmen, wurde, wie in Abbildung 15 dargestellt, eine lineare Regression zwischen dem Referenz-Wassergehalt und den Messwerten der im Feld angebrachten Sensoren erstellt. Der Referenz-Wassergehalt wurde gravimetrisch über die im Starzacher Mofetten-Gebiet genommenen Boden-Proben bestimmt. Da zu vermuten war, dass diese ersten Vergleiche vom 21.07.2023 noch sehr von dem Fehler des unvollständigen Kontakts zwischen Messfeld der SMT100 Sensoren und dem Boden beeinflusst waren, wurden, wie in Abschnitt 3.3.3 beschrieben, am 09.08.2023 erneut Bodenproben genommen und eine weitere Regression durchgeführt. Nach den Versuchen im Labor, bei welchen bei steigendem Tongehalt, die Steigung der Regressionsgeraden zunahm und die Achsenabschnitte abnahmen, war zu erwarten gewesen, dass dieser Trend sich für reinen Tonboden aus Starzach fortsetzte. Die Regressionen der Daten des 21.07.2023 zeigen jedoch eine Steigung von 0.33 und 0.64 und erfüllen die Erwartung nicht. Dies bestätigt die Annahme, dass die Daten des 21.07.2023 noch stark fehlerbehaftet sind. In der Regression der Daten des 09.08.2023 hingegen ist im Vergleich zu den Daten des 21.07.2023 ein leichter Anstieg der Steigungen auf 0.66 und 0.68 zu beobachten. Auch wenn die Steigungen und der Achsenabschnitt auch für diese Daten nicht den Erwartungen nach dem Versuch im Labor entsprechen, ist im Vergleich zu den Daten des 21.07.2023 eine Tendenz zu einer größer werdenden Steigung und einem kleiner werdenden Achsenabschnitt zu erkennen. Auch die Güte der linearen Regressionen der Daten des 09.08.2023 hat im Vergleich zu den Daten des 21.07.2023 deutlich zugenommen. Für die Daten des Standorts A ist das Bestimmtheitsmaß von 0.852 auf 0.987 gestiegen, für den Standort B von 0.926 auf 0.999.

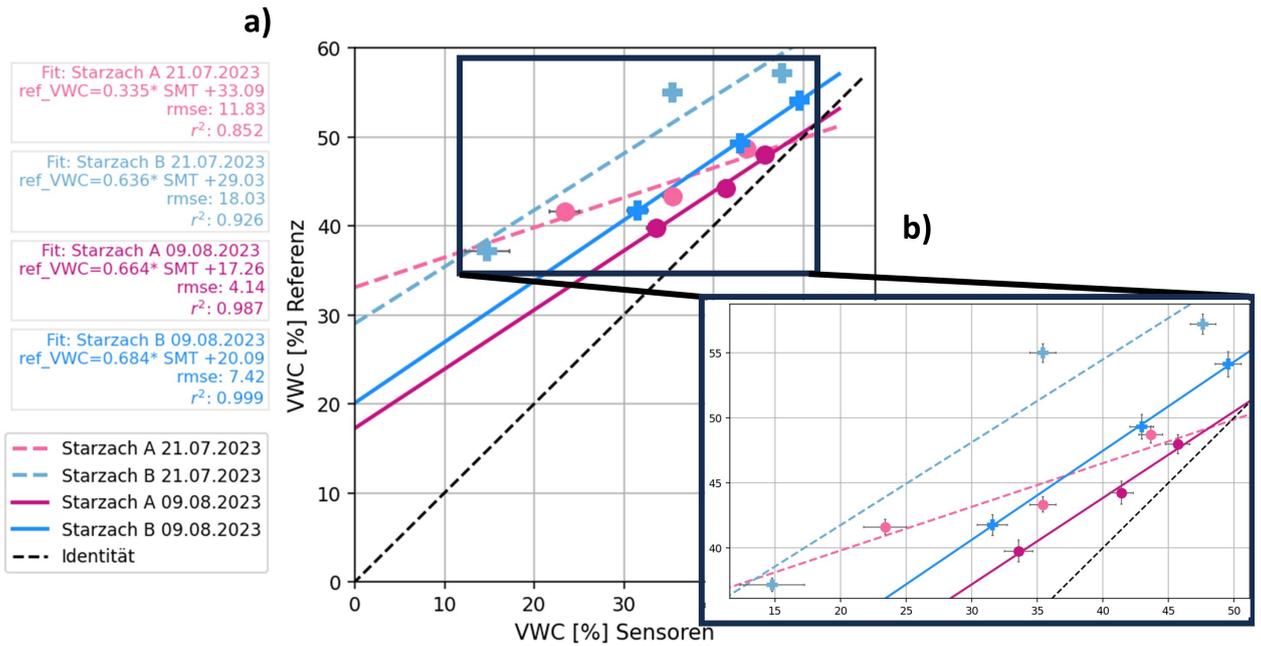


Abbildung 15: VWC-Messung der SMT100 Sensoren im Starzach-Boden. VWC mit Topp-Gleichung bestimmt, Referenz-VWC über gravimetrischen Wassergehalt berechnet.

Deutlich zu erkennen sind die räumliche und zeitliche Varianz des Bodenwassergehalts in der Abbildung 16. Über den gesamten dargestellten Zeitraum wurde in 10 cm Tiefe der geringste Bodenwassergehalt gemessen, in 60 cm Tiefer der höchste. Allgemein ist der Standort B feuchter als der Standort A, was sowohl auf die natürliche Beschattung des Standortes, als auch auf die Nähe zu der wasserführenden Senke und auf Variabilität des Bodens selbst zurückzuführen ist. Gut zu beobachten sind auch Niederschlags-Ereignisse in dem Zeitraum. Diese sind in 10 cm Tiefe zuerst durch einen Anstieg des volumetrischen Wassergehaltes sichtbar und in vielen Fällen mit zeitlicher Verzögerung auch in 30 cm Tiefe. In der Tiefe von 60 cm sind einzelne Niederschlagsereignisse nicht identifizierbar, sondern nur langfristige Änderungen. In Abbildung 16b wurde, mit der in Abschnitt 4.2 vorgestellten Methode eine Korrektur der mit Topp umgerechneten Messdaten an Hand der Gleichungen der linearen Regressionen der Daten des 09.08.2023, durchgeführt. Im Vergleich von Abbildung 16a mit 16b ist zu erkennen, dass sich die Wassergehalte auf 10 cm Tiefe beider Standorte durch die Korrektur angleichen. Hingegen werden die Differenzen zwischen den beiden Standorten in den Tiefen von 30 und 60 cm durch die Korrektur verstärkt.

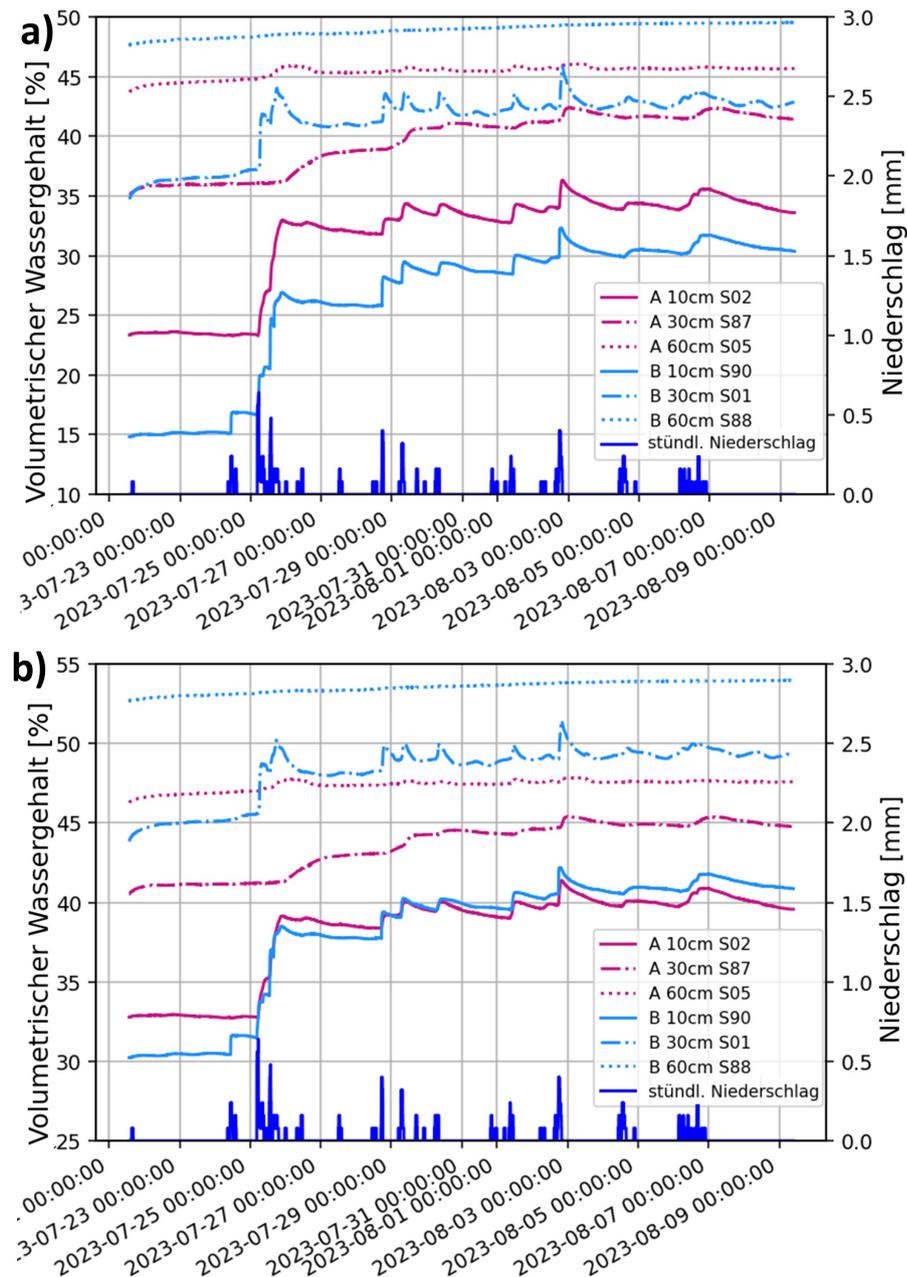


Abbildung 16: Zeitlicher Verlauf der Bodenfeuchte in den Tiefen 10 cm, 30 cm und 60 cm im Starzacher Mofetten-Gebiet. Standort A nicht beschattet, Standort B beschattet. a) VWC mit Topp umgerechnet, b) VWC mit korrigierter Topp-Gleichung. Niederschlagsdaten gemessen mit dem Gill MaxiMet GMX541, welches in dem Sensornetzwerk des Mofetten-Gebiets integriert ist (Büchau et al., 2022).

Zusätzlich zu dem Bodenwassergehalt wird von den SMT100 Sensoren die Bodentemperatur gemessen. Der Verlauf dessen für den Zeitraum zwischen dem 21.07.2023 und dem 07.08.2023 wird in Abbildung 17 dargestellt. Auch dabei sind die standortspezifischen Unterschiede sichtbar. So ist die Bodentemperatur an dem nicht beschatteten Standort im Vergleich zum beschatteten in 10 cm Tiefe zwischen 1.5 und 2.5 °C höher. Dies ist auch in den Tiefen von 30 und 60 cm zu beobachten. Zudem wird das Temperaturmaximum im Tagesverlauf in

30 cm Tiefe etwa 7 bis 9 Stunden nach dem Temperaturmaximum in 10 cm Tiefe erreicht. Diese Daten können zur Ableitung des in Gleichung (1) erwähnten Bodenwärmestroms verwendet werden. Interessant ist in Abbildung 17b, dass das Temperaturmaximum eines Tagesverlauf auf 60 cm noch vor dem Tagesmaximum in 30 cm Tiefe erreicht wird. Die in der Nähe gelegene Wasser Senke an der Bodenoberfläche könnte Einfluss auf diese Beobachtung haben. Die Diskussion der Ergebnisse der Messungen im Mofetten-Gebiet findet sich in Abschnitt 5.3.

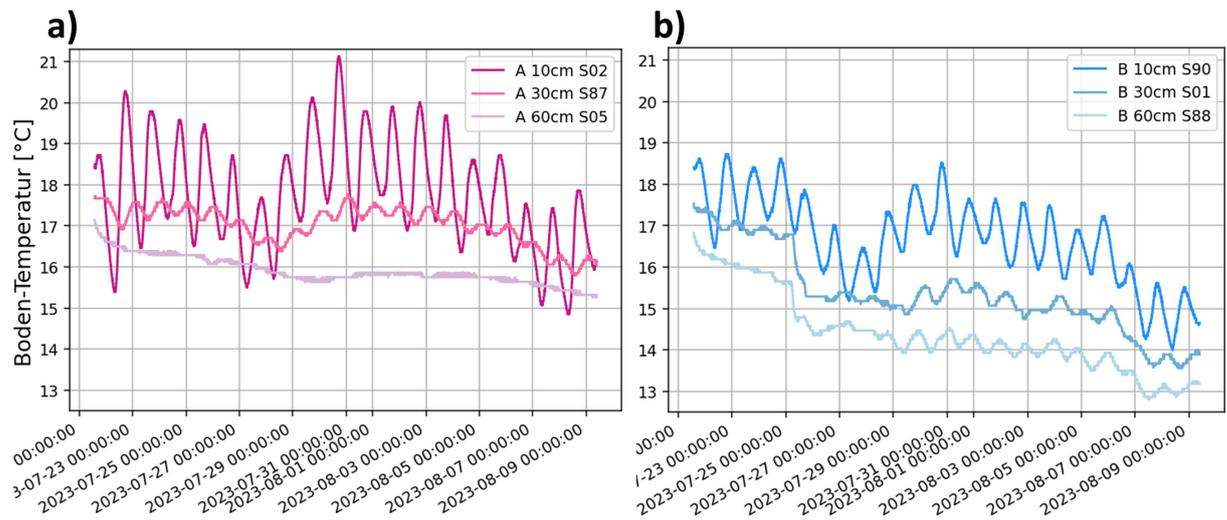


Abbildung 17: Bodentemperatur im Starzacher Mofetten-Gebiet a) Standort A, nicht beschattet, b) Standort B, natürlich beschattet.

5 Diskussion

5.1 Messung in Quarz-Sand

Auch wenn die grundsätzliche Funktionstüchtigkeit der elf SMT100 Sensoren durch die Messung in Quarz-Sand bestätigt werden konnte, sind besonders bei den Messungen von über 12,4 % VWC größere Messungenauigkeiten aufgetreten, als die Angaben der Hersteller und die Ergebnisse aus der Studie von Bogena et al. (2017) vermuten ließen. Da die Topp-Gleichung zur Umrechnung von der relativen Permittivität zum volumetrischen Wassergehalt für Quarz-Sand nach Vogler (2012) präzise Ergebnisse liefern soll, ist zu vermuten, dass die Abweichungen vor allem durch Fehlerquellen im Versuchsaufbau beeinflusst wurden. Besonders hervorzuheben ist dabei der Einfluss der Lagerungsdichte des Sandes. Diese fließt über die Umrechnung des Referenz-Wassergehalts von gravimetrisch zu volumetrisch in den Referenz-Wassergehalt (Gl. 5) mit ein. Auch wenn durch die Anlehnung an den Proctor-Versuch, wie in Abschnitt 3.3.1 beschrieben, versucht wurde, die Lagerungsdichte für alle Vernässungsschritte konstant zu halten, schwankt sie zwischen $1.266 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ und

$1.475 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Zudem konnte in diesem Versuchsaufbau nicht gewährleistet werden, dass der Bodenwassergehalt in dem gesamten Volumen des Sandes konstant war. Eine ungleiche Verteilung des Bodenwassergehalt kann Teil einer möglichen Erklärung des relativ schlechten Bestimmtheitsmaßes von 0.928 der linearen Regression und der Sensor-zu-Sensor-Variabilität sein, wenn Sensoren an Stellen mit nicht ganz exakt dem gleichen Wassergehalt positioniert wurden. Jedoch erklärt dies nicht den Trend der Zunahme der Sensor-zu-Sensor-Variabilität. Dieser könnte durch die eventuell gestörte Anbringung im Sand und nicht vollständigen Kontakt des Messfeldes der Sensoren mit dem Boden mit verursacht worden sein. Zwar wurde nach dem Entfernen jedes Sensors der dadurch locker gewordene Sand wieder verdichtet, dennoch ist nicht auszuschließen, dass der Kontakt des darauffolgenden Sensors zum Sand nicht ganz den gleichen Bedingungen unterlag wie zuvor. Allgemein ist davon auszugehen, dass es zur Ausbildung eines vollständigen und repräsentativen Kontaktes zwischen Messfeld und Boden mehrere Wochen Zeit benötigt. Insbesondere Luftspalten zwischen Sensormessfeld und Sand haben einen großen Einfluss auf das Messergebnis. Dies ist mit der im Vergleich zu Wasser (etwa 80 bei $20 \text{ }^\circ\text{C}$) geringen relativen Permittivität von 1 bei $20 \text{ }^\circ\text{C}$ von Luft zu begründen. Daher hätten Luftspalten bei höheren Wassergehalten im Vergleich zu geringeren Wassergehalten relativ gesehen auch einen größeren Messfehler zu Folge. Allgemein muss beachtet werden, dass die Messungen im Quarz-Sand nur den Bereich von 0-26 % Wassergehalt abdecken und in diesem Bereich nur fünf Messungen durchgeführt wurden. Die Repräsentativität der Ergebnisse könnte durch eine Erhöhung der Messungen und die Ausweitung des Wassergehalts-Bereichs verbessert werden.

5.2 Messung in Sand-Ton-Gemischen

Es konnte ein signifikanter Zusammenhang zwischen steigendem Ton-Gehalt der beprobten Böden und der Genauigkeit der Ergebnisse der SMT100 Sensoren nach Umrechnung mit der Topp-Gleichung (Gl. 14) dargestellt werden. So nimmt die Genauigkeit der Ergebnisse der Topp-Gleichung mit steigendem volumetrischem Wassergehalt und mit steigendem Ton-Anteil im Probe-Boden ab. Wie bei den Messungen in reinem Quarz-Sand konnten die Bedingungen für die Bodengehalts-Messungen bei unterschiedlichen Ton-Sand-Verhältnissen nicht für alle Parametern, welche Einfluss auf die Messung nehmen können, konstant gehalten werden. So schwankte die mittlere Lagerungsdichte der Probe-Boden zwischen $1.82 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ und $1.94 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Auch die räumlich gleichmäßige Verteilung des hinzugegebenen Wassers in dem Probe-Boden konnte nicht gewährleistet werden und birgt daher Potential für Unterschiede in den Messergebnissen der Sensoren. Da die Messungen jedoch bei konstanter Raumtemperatur durchgeführt wurden, kann der Einfluss der Temperatur auf die relative Permittivität des Wassers vernachlässigt werden. Mögliche weitere Faktoren, die die Genauigkeit der Messung beeinflussen und mit steigenden Ton-Gehalt im Boden relevanter werden, sind die Effekte des gebundenen Wassers und der Leitfähigkeit des Tons. Die Hersteller Hübner und Trebbels (2022) geben an, dass die SMT100 Sensoren, auf Grund ihrer hohe

Messfrequenz, nur vernachlässigbar von Effekten des komplexen Teils der relativen Permittivität und somit der Leitfähigkeit (siehe Abschnitt 2.5) beeinflusst werden. Jedoch weisen zum Beispiel Bittelli et al. (2008) darauf hin, dass leitfähige Böden wie Tonboden durchaus signifikanten Einfluss auf die elektromagnetische Permittivitäts-Messung der Sensoren nehmen. Umso relevanter ist es den Fehler der Umrechnung mittels der Topp-Gleichung zu dem volumetrischen Wassergehalt zu quantifizieren und zu korrigieren. Denn damit werden nicht nur Abweichungen, welche durch die Topp-Gleichung selbst entstehen korrigiert, sondern auch andere Effekte des Tonbodens. Die in dieser Arbeit vorgestellte Korrektur dessen, mittels der linearen Regressions-Gleichung zwischen den Referenz-Wassergehalten und den Ergebnissen der Sensoren, scheint dafür eine geeignete Möglichkeit zu sein. Zwar wäre eine Korrektur der bodenspezifischen Eigenschaften über eine direkte bodenspezifische Kalibration ebenso eine präzise Möglichkeit, jedoch vermutlich mit einem deutlich größeren Arbeitsaufwand verbunden. Auch das Erstellen einer empirischen Kalibrations-Funktion ist dabei ebenso von den Unsicherheiten der Probennahme und anderen Unsicherheiten im Versuchsaufbau betroffen. Auch würde sich die Vergleichbarkeit mit anderen Bodenwassergehalts-Messungen mit einer eigenen bodenspezifischen Kalibration verringern, da in vielen anderen Messungen und Studien, wie zum Beispiel in der in bei der in Baden-Württemberg durchgeführten Messkampagne “Swabian Moses 2023” von dem Helmholtz Zentrum für Umweltforschung (2023) oder in der Kalibrations-Studie von Bogena et al. (2017) die Topp-Gleichung Verwendung findet. Eine Korrektur der Topp-Gleichung, durch das in Abschnitt 3.3.2 und 4.2 gezeigte Vorgehen, könnte eine Ergänzung für die Verwendung der Topp-Gleichung in tonigen Böden sein. Dadurch wäre die grundsätzliche Vergleichbarkeit mit anderen Berechnungen mittels der Topp-Gleichung gegeben und zusätzliche Fehler bei Böden, für welche die Topp-Gleichung streng genommen nicht geeignet ist könnten inklusive bodenspezifischer Effekte korrigiert werden. Die für die Korrektur benötigte, lineare Regression zwischen einem Referenz-Wassergehalt und den Ergebnissen der Sensoren, müsste jedoch einmalig für jeden Einsatzort der Sensoren berechnet werden. Mit dem in Abschnitt 3.3.2 und 4.2 vorgestellten Vorgehen und den sich daraus ergebenden Zusammenhängen für die Korrektur, können jedoch zunächst nur Schlussfolgerungen für Labor-Bedingungen gezogen werden. Um die Vergleichbarkeit von Messdaten aus dem Labor und aus dem Feld zu überprüfen, wären Messungen im Labor bei 100 % Starzach Tonboden von Interesse. Gemische mit einem höheren Anteil als 50 % Tonboden zu erstellen und gleichmäßig mit Wasser zu vernässen, war jedoch im Rahmen dieser Arbeit und dem zu Verfügung stehenden Material und Werkzeug nicht möglich.

5.3 Messung im Mofetten-Gebiet

Im Zeitraum vom 21.07.2023 bis zum 09.08.2023 konnte bestätigt werden, dass die SMT100 Sensoren auch unter Umweltbedingungen zuverlässig funktionieren. Jedoch ist davon auszugehen, dass die Messungen im Starzacher Tonboden stark von den standortspezifischen

Eigenschaften beeinflusst werden. Wie in Abbildung 17 dargestellt, verändert sich die Bodentemperatur im Tagesverlauf um mehrere °K und es ist daher davon auszugehen, dass die Temperatur einen signifikanten Einfluss auf die relative Permittivität des Wassers nimmt. Dennoch wurde eine Temperatur-Korrektur der relativen Permittivität des Wassers nicht durchgeführt. Da in Ton mit einem hohen Anteil an gebundenem Bodenwasser zu rechnen ist, würde dieses, auf Grund der noch unzureichend verstandenen Eigenschaften von gebundenem Wasser, eine Temperaturkorrektur, wie sie in Bogena et al. (2017) oder Wüsteney (2023) vorgeschlagen ist, verfälschen. Hübner und Kaatz (2016) gehen davon aus, dass gebundenes Wasser zum Teil gegenteilige Effekte auf die relative Permittivität des Wassers haben kann, als freies Wasser. Im Vergleich zu den am 21.07.2023 und am 09.08.2023 bestimmten Referenz-Wassergehalten unterschätzten die SMT100 Sensoren den Bodenwassergehalt. Laut Gong et al. (2003) kann bei Tonboden eine Unterschätzung des Bodenwassergehaltes durch eine Unterschätzung der relativen Permittivität beeinflusst werden. Dies wird in Tonboden durch den hohen möglichen Anteil an gebundenem Bodenwasser (siehe Abschnitt 2.3) verursacht. Denn während freies Wasser eine relative Permittivität von etwa 80 bei 20 °C hat, hat gebundenes Wasser nach Gong et al. (2003) eine deutlich geringere Permittivität, da die gebundenen Wassermoleküle in ihrer Rotation eingeschränkt sind. Gleichzeitig besteht jedoch auch die Möglichkeit, dass die Sensoren die relative Permittivität in Tonboden überschätzen. Denn auch wenn die Hersteller der SMT100 Sensoren angeben, dass die Sensoren auf Grund ihrer hohen Messfrequenz von über 150 MHz für eine große Bandbreite von Böden geeignet sind, kann dennoch nicht ausgeschlossen werden, dass die Annahme den imaginären Teil der relativen Permittivität (Gl. 10) zu vernachlässigen, zu Messungenauigkeit führt. Denn in leitfähigen Böden wie Ton, können die Effekte der Leitfähigkeit, welche auch den imaginären Teil der relativen Permittivität beeinflusst, dazu führen, dass bei Vernachlässigung dieser, die relative Permittivität signifikant überschätzt wird. Diese Effekte können jedoch zumindest zu einem Teil durch die in 3.3.2 und 4.2 vorgestellte Korrektur der Topp-Gleichung korrigiert werden. Die vermutlich größte Ungenauigkeit entsteht durch den nicht vollständigen Kontakt zwischen Messfeld der Sensoren und dem Boden. Dieser Fehler ist direkt nach dem Anbringen der Sensoren im Boden am größten und verringert sich mit der Zeit. Ein Indiz dafür ist die gestiegene Güte der linearen Regressionen vom 09.08.2023 im Vergleich zum 21.07.2023. Daher wäre für eine möglichst genaue Korrektur der Langzeit-Daten aus dem Starzacher Mofetten-Gebiet eine weitere Berechnung eines Referenz-Wassergehaltes über Boden-Proben in einigen Monaten nötig. Dies kann jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht geleistet werden. Wie in Abschnitt 4.2 erwähnt, wurden die Erwartungen der Zunahme der Steigung der linearen Regressionen nach Auswerten der Daten aus dem Labor durch die Daten im Feld nicht bestätigt. Da die Steigung der linearen Regression vom 09.08.2023 im Vergleich zum 21.07.2023 jedoch leicht zunahm, wäre es auch unter diesem Aspekt interessant zu sehen, ob sich dieser Trend fortsetzt. Allgemein kann in dieser Arbeit, wie in Abschnitt 5.2 beschrieben keine Aussage zur Vergleichbarkeit der vorgeschlagenen Korrektur im Labor und im Feld getroffen werden. Zusätzlich zu erneuten Bodenproben kann die Korrektur über die lineare Regression durch mehr Messpunkte mit unterschiedlichen Wassergehalten verbessert

werden. Somit könnte die lineare Regression über einen größeren Bereich, im optimalen Fall sogar über das gesamte Spektrum von 0 bis 100 % Wassergehalt, bestimmt werden. Dies würde die Aussagekraft deutlich erhöhen. Durch die in Abschnitt 4.3 dargestellten Ergebnisse wurden die kleinskaligen räumlichen Variationen in dem Bodenwassergehalt und in den Bodeneigenschaften deutlich. Daher ist es sinnvoll, für jeden einzelnen Standort, an welchem Bodenwassergehalts-Messungen durchgeführt werden, eigene Korrekturen zu erstellen.

6 Fazit und Ausblick

In dieser Arbeit konnten erfolgreich sechs SMT100 Sensoren zur Messung des volumetrischen Bodenwassergehalts in das Sensornetzwerk des Starzacher Mofetten-Gebiets implementiert werden. Im Labor konnte gezeigt werden, dass die Sensoren angemessene Bodenfeuchte-Messungen in Quarz-Sand durchführen können, auch wenn bei der Umrechnung mit der Topp-Gleichung bei steigendem Bodenwassergehalt die Sensoren zunehmend den Bereich der Messgenauigkeit des Herstellers überschritten und die Sensor-zu-Sensor-Variabilität zunahm. Es konnte zudem gezeigt werden, dass die Umrechnung mittels der Topp-Gleichung bei steigenden Tongehalt im Probedoden zu steigenden Abweichungen im Vergleich zum Referenz-Wassergehalt bei steigenden Bodenwassergehalten führt. Auch wenn nicht dazwischen differenziert werden konnte, ob diese Abweichung durch die Topp-Gleichung selbst, oder durch Eigenschaften des Tonbodens verursacht wurde, wurde eine Methode entwickelt, mit welcher diese Ungenauigkeiten korrigiert werden können. Dafür wurde für jedes Sand-Ton-Verhältnis eine lineare Regression zwischen dem Referenz-Wassergehalt und den Ergebnissen der Sensoren erstellt, mit welcher weitere Messdaten dieser Sand-Ton-Verhältnisse korrigiert werden können. Für die Korrektur andere Sand-Ton-Verhältnisse von bis zu 50 % Ton-Anteil wurde ein parabolisches und ein exponentielles Modell vorgestellt. Dieser Ansatz, die häufig verwendete Topp-Gleichung auch auf Bodenzusammensetzung anzuwenden, für welche sie eigentlich nicht geeignet ist und anschließend zu korrigieren, statt eine eigene bodenspezifische Kalibration mit neuer empirischer Formel durchzuführen, kann auch auf andere Böden übertragen werden. Damit kann der Arbeitsaufwand im Vergleich zu einer bodenspezifischen direkten Kalibration minimiert und die Vergleichbarkeit mit anderen Bodenwassergehalts-Messungen, welche die Topp-Gleichung verwenden, beibehalten werden. In dieser Arbeit wurde dieser Ansatz der Korrektur der Topp-Gleichung für den Tonboden des Mofetten-Gebiets Starzach angewendet. So konnte für den Zeitraum vom 21.07.2023 bis zum 09.08.2023 um bis zu 12 % VWC korrigierte Bodenwassergehaltsdaten präsentiert werden. Da jedoch davon auszugehen ist, dass im Zeitrahmen dieser Arbeit der Kontakt der Messfelder der SMT100 Sensoren zum Boden noch nicht vollständig hergestellt wurde, kann eine erneute Bodenprobennahme und Regression gegen einen Referenz-Bodenwassergehalt in einigen Monaten zu einer verbesserten Korrektur der Topp-Gleichung für die Standorte im

Starzacher Mofetten-Gebiet führen. Dennoch wurde grundsätzlich mit der verwendeten Methode der Korrektur der Topp-Gleichung eine gute Möglichkeit gefunden, möglichst präzise volumetrische Bodengehaltsdaten im Starzacher Mofetten-Gebiet zu dokumentieren, welche in weiteren Projekten die Modellierung der unteren Atmosphäre unterstützen können. Da jedoch auch durch die Messung an zwei, nur einige Meter voneinander entfernten Standorten im Mofetten-Gebiet Starzach gezeigt werden konnte, dass der Bodenwassergehalt nicht nur zeitlich, sondern auch räumlich stark variabel ist und dass auch die Bedingungen im Boden stark schwanken, muss, um repräsentative Werte für das gesamte Mofetten-Gebiet zu erhalten, geklärt werden, an wie vielen Standorten der Bodenwassergehalt gemessen werden muss und wie viele Sensoren dafür benötigt werden. Außerdem könnten Untersuchungen zu der Leitfähigkeit und zur Zusammensetzung des Bodens vor Ort helfen, die Tonboden-spezifischen Einflüsse auf die Messung der relativen Permittivität besser einzuschätzen zu können und die Ergebnisse daraufhin weiter zu verbessern. Durch die zusätzliche Messung der Bodentemperatur der SMT100 Sensoren ergibt sich zu dem die Möglichkeit Berechnungen zum Bodenwärmestrom durchzuführen, welche weitere interessante Daten zu den Energieflüssen im Starzacher Mofetten-Gebiet liefern würden und die Modellierung der unteren Atmosphäre unterstützen können.

Literatur

- Amelung, W., H. Blume, H. Fleige, R. Horn, E. Kandeler, I. Kögel-Knabner, R. Kretschmar, K. Stahr und B. Wilke. (2018). *Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde*. Springer Spektrum Berlin, Heidelberg. ISBN: 978-3-662-55870-6. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-662-55871-3>.
- Bange, J. (2020). „Umweltphysik 2 - Atmosphärische Grenzschicht“. Folien zur Vorlesung Sommersemester 2022. Universität Tübingen, S. 16.
- Bernsteiner, A. et al. (2020). „Wasser im Boden- Sammelband zur quantitativen Erfassung und Auswertung bodenphysikalischer Größen anlässlich 25 Jahre Bodenwasserbeobachtung in Böden“. In: *Bundesministerium für Landwirtschaft, Regionen und Tourismus, Sektion I - Wasserwirtschaft, Abteilung I/3 - Wasserhaushalt, Marxergasse 2, 1030 Wien*, S. 20. URL: <https://info.bml.gv.at/service/publikationen/wasser/wasser-im-boden---sammelband-zur-quantitativen-erfassung-und-auswertung-bodenphysikalischer-gr%C3%B6%C3%9Fen-anl%C3%A4sslich-25-jahre-bodenwasserbeobachtung.html> (besucht am 16.06.2023).
- Birchak, J., C. Gardner, J. Hipp und J. Victor (1974). „High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture“. In: *Proceedings of the IEEE* 62.1, S. 93–98. DOI: [10.1109/PROC.1974.9388](https://doi.org/10.1109/PROC.1974.9388).
- Bittelli, M., F. Salvatorelli und P. R. Pisa (2008). „Correction of TDR-based soil water content measurements in conductive soils“. In: *Geoderma* 143.1, S. 133–142. ISSN: 0016-7061. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.10.022>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706107003102>.
- Blonquist Jr., J., S. Jones und D. Robinson (2005). „A time domain transmission sensor with TDR performance characteristics“. In: *Journal of Hydrology* 314.1, S. 235–245. ISSN: 0022-1694. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.005>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216940500171X>.
- Bogena, H. R., J. A. Huisman, B. Schilling, A. Weuthen und H. Vereecken (2017). „Effective Calibration of Low-Cost Soil Water Content Sensors“. In: *Sensors* 17.1. ISSN: 1424-8220. DOI: [10.3390/s17010208](https://doi.org/10.3390/s17010208). URL: <https://www.mdpi.com/1424-8220/17/1/208>.
- Boley, C. (2019). *Handbuch Geotechnik:Grundlagen – Anwendungen - Praxiserfahrungen*. Springer Vieweg Wiesbaden. ISBN: 978-3-658-03054-4. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-658-03055-1>.
- Büchau, Y. (2023). *Microcontroller Firmware for CO2 stations*. URL: <https://gitlab.com/tue-umphy/co2mofetten/software/microcode/-/wikis/home> (besucht am 23.08.2023).
- Büchau, Y., B. Kesteren, A. Platis und J. Bange (Okt. 2022). „An Autarkic Wireless Sensor Network to Monitor Atmospheric CO2 Concentrations“. In: *Meteorologische Zeitschrift* 31. DOI: [10.1127/metz/2022/1125](https://doi.org/10.1127/metz/2022/1125).
- Cirpka, O. (2020). „Einführung in die Hydrogeologie“. Vorlesungskript Wintersemester 2020/21. Universität Tübingen.
- Domínguez-Niño, J. M., H. R. Bogena, J. A. Huisman, B. Schilling und J. Casadesús (2019). „On the Accuracy of Factory-Calibrated Low-Cost Soil Water Content Sensors“. In: *Sensors* 19.14, S. 235–245. ISSN: 1424-8220. DOI: [10.3390/s19143101](https://doi.org/10.3390/s19143101). URL: <https://www.mdpi.com/1424-8220/19/14/3101>.
- Durner, W., H. Rosenkranz, W. He, C. Knoblauch und K. Meurer (2023). *Praxisvergleich von 13 Sensor- Typen zur Wassergehaltsbestimmung*. URL: <https://docplayer.org/63000078-Praxisvergleich-von-13-sensor-typen-zur-wassergehaltsund-wasserspannungsbestimmung-in-boeden.html> (besucht am 13.07.2023).

- Eckhardt, J.-D. (2023a). *Glossar-Auenlehm*. URL: <https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/glossar/auenlehm> (besucht am 18.07.2023).
- (2023b). *Landeskartenserver*. URL: <https://maps.lgrb-bw.de/> (besucht am 18.07.2023).
- Espressif Systems (2023). *ESP8266EX Datasheet*. URL: https://www.espressif.com/sites/default/files/documentation/0a-esp8266ex_datasheet_en.pdf (besucht am 24.07.2023).
- Findell, K. L. und E. A. B. Eltahir (1999). „Analysis of the pathways relating soil moisture and subsequent rainfall in Illinois“. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 104.D24, S. 31565–31574. DOI: <https://doi.org/10.1029/1999JD900757>. eprint: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/1999JD900757>. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/1999JD900757>.
- Gimper, S. (2010). „Evaluierung bestehender Messsensoren zur Ermittlung des Matrixpotenzials in Böden“. Diss. Fachhochschule Jena, Max-Planck-Institut für Biogeochemie Jena. URL: https://pure.mpg.de/rest/items/item_3363353/component/file_3365246/content (besucht am 16.06.2023).
- Gong, Y., Q. Cao und Z. Sun (2003). „The effects of soil bulk density, clay content and temperature on soil water content measurement using time-domain reflectometry“. In: *Hydrological Processes* 17.18, S. 3601–3614. DOI: <https://doi.org/10.1002/hyp.1358>. eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.1358>. URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.1358>.
- Hägenläuer, D. (2020). „Auswirkungen einer kapillarbrechenden Schicht auf das Schrumpfverhalten eines bindigen Bodens“. Magisterarb. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Fachbereich Geowissenschaften, Eberhard Karls Universität Tübingen.
- Hasenauer, S., J. Komma, J. Parajka, W. Wagner und G. Blöschl (2009). „Bodenfeuchtedaten aus Fernerkundung für hydrologische Anwendungen“. In: *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 61, S. 117–123. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00506-009-0097-1>.
- Helmholz Zentrum für Umweltforschung (2023). *SwabianMOSES 2023*. URL: <https://webapp.ufz.de/hubterra/grafana/d/jVy0w-uVk/swabianmoses-2023-public-5cm-mean?orgId=1&from=1684792800000&to=1689838948914&kiosk> (besucht am 05.08.2023).
- Hübner, C. und U. Kaatzte (2016). *Electromagnetic Moisture Measurement - Principles and Applications*. Universitätsverlag Göttingen. ISBN: 978-3-86395-260-0.
- Hübner, C. und D. Trebbels (2022). *Manual Soil moisture sensor SMT100*. URL: https://www.truebner.de/assets/download/Manual_SMT100_V1.0.pdf (besucht am 28.10.2022).
- Humphrey, V., A. Berg, P. Ciais, P. Gentile, M. Jung, M. Reichstein, S. I. Seneviratne und C. Frankenberg (2021). „Soil moisture-atmosphere feedback dominates land carbon uptake variability“. In: *Nature* 592, S. 65–69. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03325-5>.
- Kasner, M. a. P. D. (2023). *Rover - Kosmischer Neutronensensor*. URL: <https://www.atmohub.kit.edu/684.php?tab=%5B705%5D#tabpanel-705> (besucht am 13.07.2023).
- Leven, C. (2023). „Geotechnical Engineering Lab Course - Test Descriptions and Templates“.
- Lübben, A. und C. Leven (2018). „The Starzach site in Southern Germany: a site with naturally occurring CO₂ emissions recovering from century-long gas mining as a natural analog for a leaking CCS reservoir“. In: *Environmental Earth Sciences* 77.316. DOI: <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7499-y>.
- Maurer, A. (2022). *Messverfahren*. URL: <https://dvs-bodenfeuchte-sensoren.de/pages/messverfahren> (besucht am 20.10.2022).
- Ministerium für Klimaschutz, Umwelt, Landwirtschaft, Natur- und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen (2011). *Klimawandel und Boden Auswirkungen der globalen Erwärmung auf*

- den Boden als Pflanzenstandort. URL: https://www.lanuv.nrw.de/fileadmin/lanuv/boden/bodenschutz_nrw/klima/pdf/broschuere_klimawandel_boden.pdf (besucht am 01.06.2023).
- OpenStreetMap contributors (2023). URL: <https://www.openstreetmap.org/#map=10/48.4664/8.8976> (besucht am 23.08.2023).
- Parvin, N. und A. Degre (Jan. 2016). „Soil-specific calibration of capacitance sensors considering clay content and bulk density“. In: *Soil Research* 54. DOI: [10.1071/SR15036](https://doi.org/10.1071/SR15036).
- Paul, W. (2002). „Permittivitätsmessungen im Boden zur Bestimmung von Düngezuständen“. de. In: *Landbauforschung Völknerode : FAL agricultural research* 52.2. 2020-09-09T15:04:58.000Z - JCR autoupdate, S. 97–106. ISSN: 0458-6859. URL: https://www.openagrar.de/receive/timport_mods_00030864.
- Qu, W., H. Bogena, J. Huisman und H. Vereecken (2013). „Calibration of a Novel Low-Cost Soil Water Content Sensor Based on a Ring Oscillator“. In: *Vadose Zone Journal* 12.2, vzj2012.0139. DOI: <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0139>. eprint: <https://acsess.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.2136/vzj2012.0139>. URL: <https://acsess.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.2136/vzj2012.0139>.
- Riebandt, B. (2020). „Evaluation des Potenzials von kostengünstigen NDIR-Sensoren zur Messung von Kohlenstoffdioxid“. Bachelorarbeit. Universität Tübingen.
- Schlünzen, K. H. et al. (2018). „Stadtklima in Hamburg“. In: *Hamburger Klimabericht – Wissen über Klima, Klimawandel und Auswirkungen in Hamburg und Norddeutschland*. Hrsg. von H. von Storch, I. Meinke und M. Claußen. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, S. 111–116. ISBN: 978-3-662-55379-4. DOI: [10.1007/978-3-662-55379-4_3](https://doi.org/10.1007/978-3-662-55379-4_3). URL: https://doi.org/10.1007/978-3-662-55379-4_3.
- Schmitz, R. (2005). „Einfluss der Landoberfläche auf die Atmosphäre unter besonderer Berücksichtigung der Bodenfeuchte“. Diss. Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn. URL: <https://hdl.handle.net/20.500.11811/2580> (besucht am 12.07.2023).
- Spektrum der Wissenschaft (2023a). *Adsorptionswasser*. URL: <https://www.spektrum.de/lexikon/geowissenschaften/adsorptionswasser/293> (besucht am 16.06.2023).
- (2023b). *Bodenwasser*. URL: <https://www.spektrum.de/lexikon/geographie/bodenwasser/1174> (besucht am 16.06.2023).
- (2023c). *Kapillarwasser*. URL: <https://www.spektrum.de/lexikon/geowissenschaften/kapillarwasser/8071> (besucht am 28.06.2023).
- (2023d). *Wasservorrat*. URL: <https://www.spektrum.de/lexikon/geowissenschaften/wasservorrat/18047> (besucht am 01.06.2023).
- Topp, G. C. J. L. D. und A. P. Annan (1980). „Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines“. In: *Water Resources Research* 3.3, S. 574–582. ISSN: 0022-1694. DOI: <https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574>.
- Vogler, C. (2012). „Vergleichende Untersuchung zu Methoden der Wassergehaltsbestimmung von bindigen Böden während Austrocknungsversuchen“. In: URL: <https://d-nb.info/1156534739/34> (besucht am 22.02.2023).
- Weast, R. (1986). *handbook of chemistry and physics*. Boca Raton, Florida: CRC press.
- Wickert, J. (2023). *Bodenfeuchte aus reflektierten GNSS-Signalen*. URL: <https://www.gfz-potsdam.de/sektion/geodaetische-weltraumverfahren/projekte/bodenfeuchte> (besucht am 01.06.2023).
- Wüstenev, S. (2023). „Temperatur-Kalibration von SMT100 Bodenfeuchte-Sensoren“. Projektseminar. Universität Tübingen.

- Yang, X., X.Liu, S. Yu, L. Gan, J.Zhou und Y.Zeng (2019). „Permittivity of Undoped Silicon in the Millimeter Wave Range“. In: *Electronics* 8.8. ISSN: 2079-9292. DOI: [10.3390/electronics8080886](https://doi.org/10.3390/electronics8080886). URL: <https://www.mdpi.com/2079-9292/8/8/886>.
- Zhou, S. Z. et al. (2021). „Soil moisture–atmosphere feedbacks mitigate declining water availability in drylands“. In: *Nature Climate Change* 11, S. 38–44. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00945-z>.