

Untersuchung des Wasserstands und der Torfmächtigkeit im Hochmoorgebiet Wildsee mithilfe der geoelektrischen Widerstandstomografie

Investigation of the water level and peat thickness in the
Wildsee bog using Electrical Resistivity Tomography

Bachelorarbeit
im Studiengang Geophysik
vorgelegt von

Carina Becker
Matrikelnummer: 2125359

Bearbeitungszeitraum: 01.07.2021 – 03.02.2022

Erstprüfer/in: Prof. Dr. Thomas Bohlen
Zweitprüfer/in: Prof. Dr. Nico Goldscheider

Selbstständigkeitserklärung

Name: Becker

Vorname: Carina

Matrikel-Nr.: 2125359

Studiengang: Geophysik

Hiermit versichere ich, Carina Becker, ehrenwörtlich, dass ich die vorliegende Bachelorarbeit mit dem Titel „*Untersuchung des Wasserstands und der Torfmächtigkeit im Hochmoorgebiet Wildsee auf dem Kaltenbronn bei Gernsbach mithilfe der geoelektrischen Widerstandstomografie*“ selbstständig und ohne fremde Hilfe verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe. Die Stellen der Arbeit, die dem Wortlaut oder dem Sinn nach anderen Werken entnommen wurden, sind in jedem Fall unter Angabe der Quelle kenntlich gemacht. Die Arbeit ist noch nicht veröffentlicht oder in anderer Form als Prüfungsleistung vorgelegt worden.

Ich habe die Satzung des Karlsruher Instituts für Technologie zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis in der gültigen Fassung vom 05.10.2021 zur Kenntnis genommen.

Karlsruhe, 03.02.2022



Ort, Datum

Unterschrift: Carina Becker

Als Prüfungsexemplar genehmigt von

Karlsruhe, 03.02.2022



Ort, Datum

Unterschrift: Prof. Dr. Thomas Bohlen

Kurzfassung

Das Wildseemoor bei Kaltenbronn ist mit einer Gesamtfläche von 187 ha das größte Hochmoorgebiet im Schwarzwald. Aufgrund von hoher Entwässerung zeigt das unter Naturschutz stehende Moor Anzeichen von Degeneration auf. Um geeignete Schutz- und Renaturierungsmaßnahmen zu entwickeln, ist die Kenntnis des aktuellen Zustands des Moorgebiets essenziell. Aus diesem Grund wurden auf einer freien Moorfläche innerhalb des Wildseemoors anhand von zwei Kreuzprofilen der Wasserstand und die Torfmächtigkeit mittels geoelektrischer Widerstandstomografie (*Electrical Resistivity Tomography*, kurz: ERT) untersucht. Die Messungen fanden im Zeitraum von Anfang Juni bis Anfang September 2021 statt, um etwaige signifikante Änderungen der Wasserstandshöhe innerhalb der Moorfläche über den Sommer zu erfassen. Durch Inversion der Messdaten wird für die jeweiligen Messprofile ein zweidimensionales Untergrundmodell der spezifischen Widerstandsverteilung erstellt. Hierbei ist bei den kurzen Wasserprofilen eine Berücksichtigung des im Vergleich zur Profilauslage großen Geländereiefs mittels topografischer Korrektur erforderlich. Auf diese Weise konnte der Wasserstand innerhalb der Hochmoorfläche auf etwa 20 cm unterhalb der Geländeoberkante bestimmt und mittels manuell gemessenen Wasserspiegelhöhen bestätigt werden. Die durch dichte Vegetation im Randgebiet der Messfläche begrenzte, maximal mögliche Auslagenlänge von 70,5 m reichte bei den Torfprofilen nicht aus, um die Untergrenze der Torfschichten abzubilden. Lediglich im westlichen Randbereich der freien Moorfläche war aufgrund von stetig, in Richtung Westen abnehmenden Torfablagerungen eine teilweise Erfassung des Mineralbodens möglich. Die Unterkante der Torfschichten wurde hierbei allerdings nicht erreicht, sodass die Gesamtmächtigkeit der Moorlinse nicht ermittelt werden konnte. Das Auflösungsvermögen der ERT-Messungen ermöglicht die Abbildung des diplotelmischen Moorkörperaufbaus bestehend aus oberflächennahem Akrotelm und permanent wassergesättigten Katotelm. Eine, im Zeitverlauf signifikante Änderung der Wasserstandshöhe konnte allerdings auf Grundlage der Inversionsmodelle nicht beobachtet werden. Ursächlich hierfür ist die unzureichende Auflösung des minimal realisierbaren Elektrodenabstands von 15 cm.

Die Widerstandstomografie ist damit insgesamt für den Einsatz in Hochmoorgebieten zur generellen Erfassung des Wasserstands und des diplotelmischen Moorkörperaufbaus geeignet. Die Torfmächtigkeit kann ebenfalls mittels ERT ermittelt werden, solange die örtlichen Gegebenheiten im Messgebiet eine ausreichend große Profilauslage zulassen. Die Auflösung des Messverfahrens ist allerdings unzureichend, um kleine Änderungen des Wasserspiegelniveaus im einstelligen Zentimeterbereich zu erfassen, weshalb das ERT nicht zum Monitoring des Wasserstands in einem Moorgebiet geeignet ist.

Schlagwörter: geoelektrische Widerstandstomografie, Inversion, Hochmoor, Wasserstand, Torfmächtigkeit

Abstract

The Wildseemoor near Kaltenbronn is the largest bog in the Black Forest and covers a total area of 187 ha. Due to high drainage, the nature reserve shows evidence of degeneration. In order to develop proper protection and renaturation measures, the current condition of the bog is essential. For this reason, the water level and the peat thickness were investigated on a bog area within the Wildseemoor by means of two cross profiles using electrical resistivity tomography (ERT). Measurements took place from early June to early September 2021 to detect any significant changes in water level elevation within the peatland over the measurement period. A two-dimensional subsurface model of the resistivity distribution is created for the individual measurement profiles by inversion of the measured data. Hereby, for the short water profiles, the large surface relief compared to the profile dimensions has to be considered by using a topographic correction. As a result, the water level within the bog has been determined at around 20 cm below the ground surface and confirmed by measuring the water level elevations manually. The maximum length of the peat profiles was limited to 70.5 m due to dense vegetation at the edge of the measurement area and was therefore not sufficient to capture the lower limit of the peat layers. Only in the western edge of the measurement area it was possible to partly record mineral soil as the peat deposits were steadily decreasing in western direction. However, the lower edge of the peat layers was not included, so that the total thickness of the bog lens could not be determined. The resolving power of the ERT measurements allows to illustrate the diplotelmic structure of the bog consisting of near-surface acrotelm and permanently water-saturated catotelm. Furthermore, a significant change in the water level over time could not be observed using the inversion models because of the insufficient resolution of the minimum feasible electrode spacing of 15 cm.

Resistivity tomography is therefore well suited for use in bog areas for general recordings of the water level and the diplotelmic structure of the bog. In principle, the peat thickness can be determined by using ERT provided that the local conditions in the measuring area allow a sufficiently large profile size. However, the resolution of the measurement method is not sufficient for recording small changes in the water level in the single digit centimetre range. As a consequence, ERT is not suitable for monitoring the water level in a bog area.

Keywords: geoelectrical resistivity tomography, inversion, raised bog, water level, peat thickness

Inhaltsverzeichnis

Selbstständigkeitserklärung	2
Kurzfassung	3
Abstract	4
Inhaltsverzeichnis	5
Abbildungsverzeichnis	7
Tabellenverzeichnis	9
1 Einleitung	10
2 Grundlagen zum Ökosystem Moor	12
2.1 Bodenkundliche Grundlagen zu Moor und Torf	12
2.1.1 Definition Moor	12
2.1.2 Definition Torf.....	13
2.2 Gliederung von Mooren.....	17
2.2.1 Niedermoor	19
2.2.2 Hochmoor	20
2.2.3 Übergangsmoor	23
2.3 Diplotelmischer Moorkörperaufbau.....	23
2.3.1 Akrotelm.....	24
2.3.2 Katotelm.....	27
2.3.3 Gültigkeit und Anwendbarkeit des Zweischichtmodells.....	29
3 Untersuchungsgebiet Wildseemoor	31
3.1 Geographische Lage und allgemeiner Überblick	31
3.2 Entwässerungsgräben.....	33
4 Physikalische Grundlagen	35
4.1 Maxwell-Gleichungen der Elektrodynamik.....	35
4.2 Elektrodynamische Kontinuitätsgleichung	36
4.3 Elektrisches Potential und Äquipotentialflächen	37
4.4 Ohm'sches Gesetz, elektrische Leitfähigkeit und elektrischer spezifischer Widerstand.....	38
5 Grundlagen zur Geoelektrik.....	42
5.1 Verfahrensvarianten der Widerstandsgeoelektrik	42
5.2 Anwendungsgebiete.....	43
5.3 Messprinzip und 4-Punkt-Anordnung	43
5.4 Geometriefaktor	45
5.5 Scheinbarer spezifischer Widerstand	46
5.6 Messkonfigurationen	49

5.6.1	Wenner-Kartierung.....	49
5.6.2	Schlumberger-Sondierung.....	51
5.6.3	Geoelektrische Widerstandstomografie.....	53
5.7	Auflösungsvermögen und Störeinflüsse	55
5.8	Datenauswertung und Inversion der Messdaten.....	58
6	Durchführung der Messungen.....	61
6.1	Wahl des Messgebiets und Zeitplan der Messungen.....	61
6.2	Festlegung der Profile	63
6.3	Manuelle Wasserstandsmessung.....	69
6.4	Aufbau und Durchführung der ERT-Messungen.....	70
6.5	Messung der Topografie mittels Tachymeter.....	75
7	Ergebnisse und Auswertung	78
7.1	Topografie.....	78
7.2	Wasserstand.....	80
7.2.1	Manuelle Wasserstandsmessungen und Wetterdaten.....	80
7.2.2	Wasserstandsmessung mittels ERT.....	84
7.3	Torfmächtigkeit.....	97
7.3.1	Einfluss des Geländereiefs	97
7.3.2	Konstruktion von 3D Modellen.....	99
8	Fehlerbetrachtung	101
9	Interpretation und Diskussion	103
9.1	Kalibriermessungen.....	103
9.2	Dipolelmischer Moorkörperaufbau im Inversionsmodell.....	103
9.3	Wasserstand.....	105
9.3.1	Manuelle Wasserstände	105
9.3.2	Wasserstandsmessungen mittels ERT	106
9.4	Torfmächtigkeit.....	109
10	Fazit und Ausblick	112
	Literaturverzeichnis	114
	Anhang.....	118

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1: Wasserbilanz von Hoch- und Niedermooren.....	17
Abbildung 2.2: Schema eines Hochmoors.....	22
Abbildung 2.3: Entstehung eines Übergangsmoors durch Seeverlandung.....	23
Abbildung 2.4: Diplotelmischer Moorkörperaufbau wachsender Moore.....	24
Abbildung 2.5: Hauptmerkmale des Akrotelms und Katotelms.....	29
Abbildung 3.1: Geographische Lage des Untersuchungsgebiets Wildseemoor bei Gernsbach-Kaltenbronn.....	32
Abbildung 3.2.: Wildsee und Holzbohlensteg im Wildseemoor.....	33
Abbildung 3.3: Digitales Geländemodell (DGM) Wildseemoor mit Entwässerungsgräben.....	34
Abbildung 3.4: Digitales Geländemodell (DGM) Wildseemoor mit Stromlinien.....	34
Abbildung 4.1: Feldlinien und Äquipotentiallinien zweier entgegengesetzter Ladungen.....	37
Abbildung 5.1: Messprinzip der geoelektrischen Widerstandsmessung mit 4-Punkt-Anordnung.....	44
Abbildung 5.2: Allgemeine 4-Punkt-Anordnung und Stromlinienverlauf im zweidimensionalen Tiefschnitt.....	45
Abbildung 5.4: Wenner-Messkonfiguration inklusive Geometriefaktor.....	50
Abbildung 5.5: Schlumberger-Messkonfiguration inklusive Geometriefaktor.....	52
Abbildung 5.6: Messprinzip einer Wenner-Sondierungskartierung.....	54
Abbildung 5.7: Auswirkung lateraler Heterogenitäten auf das Stromdichtefeld.....	57
Abbildung 5.8: Auswirkungen der Topografie auf den Geometriefaktor.....	57
Abbildung 6.1: Vegetation und Beschaffenheit der Messfläche.....	62
Abbildung 6.2: Digitales Orthophoto (DOP) des Untersuchungsgebiets Wildseemoor.....	63
Abbildung 6.3: Digitales Geländemodell (DGM) Wildseemoor mit Lage des Messgebiets inklusive Messprofile und Profilmarkierungen.....	64
Abbildung 6.4: Programmeinstellungen der Wasser-Messequenz im Programm Electre II.....	65
Abbildung 6.5: Übersicht zur Lage der Messprofile inklusive Profilmarkierungen und rekonstruierten Entwässerungsgräben nahe der Messfläche.....	67
Abbildung 6.6: Übersicht zur Lage der Wasserprofile inklusive Profilmarkierungen und rekonstruierten Entwässerungsgräben nahe der Messfläche.....	68
Abbildung 6.7: Übersicht zur Lage der Torfprofile inklusive Profilmarkierungen und rekonstruierten Entwässerungsgräben nahe der Messfläche.....	68
Abbildung 6.8: Manuelle Wasserstandsmessungen an der Grundwassermessstelle.....	69
Abbildung 6.9: Schematischer Aufbau der Multielektroden-Anordnung zur Widerstandstomografie.....	71
Abbildung 6.10: Messaufbau der Widerstandstomografie in der Messfläche.....	71
Abbildung 6.11: Programmeinstellungen zur Messequenz der Torfprofile.....	74
Abbildung 6.12: Messung der Topografie mittels Tachymeter.....	77
Abbildung 7.1: Topografie des Wasser-Querprofils.....	79
Abbildung 7.2: Klimadiagramm Infozentrum Kaltenbronn.....	83
Abbildung 7.3: Tagesniederschlagssummen Sommer 2021.....	83
Abbildung 7.4: Messwert- und Modellsektionsdarstellung nach Inversion.....	86
Abbildung 7.5: Einfluss der Farbskala auf Inversionsmodelle.....	86

Abbildung 7.6: Einfluss des Geländereiefs auf Inversionsmodelle.	88
Abbildung 7.7: Methode der kleinsten Quadrate im Inversionsprogramm <i>Res2DInv</i>	89
Abbildung 7.8: Sensitivität der kleinsten Quadrate in der Pseudosektion.....	90
Abbildung 7.9: Inversionsmodell inkl. Sensitivität.....	90
Abbildung 7.10: Inversionsmodelle der Kalibrierungsmessungen.	91
Abbildung 7.11: Zeitlicher Vergleich der Wasser-Querprofile.....	93
Abbildung 7.12: Zeitlicher Vergleich des Wasser-Längsprofils mit 15 cm Elektrodenabständen.....	94
Abbildung 7.13: Zeitlicher Vergleich des Wasser-Längsprofils mit 25 cm Elektrodenabständen.....	96
Abbildung 7.14: Inversionsmodelle der Torfprofile ohne Höhenkorrektur.....	98
Abbildung 7.15: Inversionsmodelle der Torfprofile inkl. Höhenkorrektur.	98
Abbildung 7.16: Tiefensektionen der 3D-Inversion.	100

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.1: Torf- und Moorterminologie.....	13
Tabelle 2.2: Bestimmung des Zersetzungsgrades von feuchtem Torf.....	15
Tabelle 2.3: Moorarten hinsichtlich Hydrologie, Entstehung und Standort.	18
Tabelle 2.4: Unterschiede Nieder- und Hochmoore	22
Tabelle 4.1: Spezifische Widerstandswerte ρ_s für Metalle und Isolatoren.....	40
Tabelle 4.2: Geophysikalisch relevanter Wertebereich des spezifischen Widerstands.....	41
Tabelle 6.1: Übersicht der Wasserprofile hinsichtlich Durchführung und Messzeitraum.....	66
Tabelle 6.2: Übersicht aller Messprofile mit Angaben zu gewähltem Elektrodenabstand, Gesamtprofillänge und Profilmarkierungen.....	67
Tabelle 7.1: Höhenparameter der fünf Höhenprofile.	79
Tabelle 7.2: Manuelle Wasserstandsmessung in der Messfläche.....	80
Tabelle 7.3: Wetterdaten des Infozentrums Kaltenbronn.	82

1 Einleitung

In Zeiten des anthropogenen Klimawandels werden stetig neue Technologien und Strategien zur Reduzierung von Treibhausgasen entwickelt. Mittlerweile richtet sich dabei der Blick vermehrt auf die besonders vielseitigen, aber auch sensiblen und oftmals unterschätzten Mooregebiete, da ihr Untergrund große Mengen an CO_2 speichern. Durch Degeneration oder Abbau von Moorkörpern wird ein Teil des Kohlendioxids allerdings wieder an die Atmosphäre abgegeben. Laut Burmeister et al. (1990) sind in den Mooren weltweit insgesamt $500 \cdot 10^9$ Tonnen CO_2 festgesetzt, deren vollständige Freisetzung einen derartigen Temperaturanstieg in der Atmosphäre verursachen würde, dass der Meeresspiegel durch das temperaturbedingt beschleunigte Abschmelzen von Eismassen in der Arktis und Antarktis um 30 m ansteigen würde. Dies ist einer von vielen Gründen, warum die Erforschung und der Schutz von Mooren in den letzten Jahrzehnten deutlich an Bedeutung gewonnen hat. Laut Dierßen und Dierßen (2008) hat alleine in Deutschland die Zahl der unter Naturschutz stehenden Moore in den Jahren zwischen 1945 und 1997 von 142 auf 1778 zugenommen. Zur Entwicklung und Umsetzung geeigneter Schutzmaßnahmen ist es allerdings zunächst erforderlich, das spezielle Ökosystem besser zu verstehen. Der aktuelle Zustand eines Moores muss bekannt sein, damit in der Zukunft sowohl positive als auch negative Veränderungen erkannt werden können. Vor diesem Hintergrund soll im Rahmen dieser Bachelorarbeit der aktuelle Zustand des Wildseemoors bei Kaltenbronn erforscht werden.

Das Wildseemoor ist das größte Hochmoor im Schwarzwald und steht bereits seit Anfang des 20. Jahrhunderts unter Naturschutz (LUBW, 2006; LGRB, 2020). Laut Sengbusch (2014) weist das Hochmoorgebiet allerdings Anzeichen einer Degeneration aufgrund von Entwässerung auf. Aus diesem Grund wird im Rahmen dieser Bachelorarbeit der Wasserstand und die Torfmächtigkeit im Wildseemoor untersucht, um die derzeitigen örtlichen Verhältnisse zu dokumentieren und um allgemein den Aufbau von Hochmooren zu erforschen. Im Zeitraum der Sommermonate Juni bis August 2021 wird das Messgebiet außerdem hinsichtlich möglicher Veränderungen der Wasseroberkante im Moorboden untersucht. Mithilfe der geoelektrischen Widerstandstomografie, auch ERT (*Electrical Resistivity Tomography*) genannt, werden auf einer freien Moorfläche abseits des Besucherstegs zwei Kreuzprofile jeweils zur Messung des Wasserstands und der Torfmächtigkeit angelegt. Durch Inversion der Messdaten wird jeweils ein zweidimensionales Widerstandsuntergrundmodell erstellt, mit dessen Hilfe unterschiedlich gut leitende Strukturen im Untergrund erkennbar werden. Der mittels ERT erfasste Wasserstand kann mit manuellen gemessenen Wasserspiegelniveaus innerhalb der Moorfläche verglichen werden. Zusätzlich wird die Topografie des Geländes mithilfe eines Tachymeters vermessen, um relative Höhenänderungen auf den Messprofilen in der Auswertung berücksichtigen zu können. Die Geoelektrik ist ein Teilbereich der Geophysik und eignet sich vor allem aufgrund der zerstörungsfreien und minimalinvasiven Messmethode für den Einsatz in sensiblen Ökosystemen. Da bei Untersuchungen in Mooren das geoelektrische Verfahren bisher eine eher untergeordnete Rolle gespielt haben, bietet diese Bachelorarbeit außerdem die Möglichkeit, am Beispiel des Wildseemoors

die Widerstandstomografie hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit und Durchführung in Mooren zu testen. Die zentralen Fragenstellungen dieser Bachelorarbeit lauten daher:

- Ist die ausgewählte Messmethode der Geoelektrik grundsätzlich geeignet, den Wasserstand im Wildseehochmoorgebiet auf dem Kaltenbronn bei Gernsbach zu erfassen und in einem Untergrundmodell darzustellen?
- Lassen sich signifikante Veränderungen des Wasserstands über die Sommermonate Juni bis August erfassen und ist darin ein Trend erkennbar, der eine Austrocknung des Moorgebiets im Sommer vermuten lässt?
- Stellt die Messung der relativen Höhenunterschiede mittels Tachymeter bei der Datenauswertung einen Einflussfaktor auf die Ergebnisse des Wasserstands oder der Torfmächtigkeit dar oder ist die Topografie vernachlässigbar?
- Lässt sich in der freien Moorfläche die Unterkante der Torfschicht erfassen und wenn ja, wie mächtig ist diese Schicht? Sind Aussagen über die Homogenität des Torfs in der Moorfläche möglich oder deuten die Ergebnisse in den Untergrundmodellen auf Heterogenitäten bezüglich der Torfmächtigkeit hin?
- Sind die Ergebnisse der Torfmächtigkeit aus der freien Moorfläche mit jenen entlang des Holzsteges vergleichbar, die von Sharon Rakowski im Rahmen ihrer Masterarbeit ebenfalls mittels ERT in einem durchgängigen Längsprofil aufgenommen wurden?
- Ist das ERT allgemein eine geeignete Messmethode für den Einsatz in einem Moorgebiet? Welche Vor- und Nachteile ergeben sich bei der Anwendung dieser Methode im Moor im Hinblick auf die praktische Handhabung, Messdurchführung, Datenauswertung und Interpretierbarkeit der Ergebnisse?

2 Grundlagen zum Ökosystem Moor

Im Rahmen dieser Bachelorarbeit werden geoelektrische Messungen im Hochmoorgebiet Wildsee auf dem Kaltenbronn bei Gernsbach durchgeführt und ausgewertet. Um die Ergebnisse korrekt interpretieren zu können, sind einige allgemeine Grundlagen über den Aufbau, die funktionellen Eigenschaften und Abläufe in einem Hochmoor nötig, auf die im folgenden Kapitel kurz eingegangen wird. Für eine detailliertere und weitreichendere Erläuterung zum Moor im Allgemeinen und zum Wildseehochmoor im Speziellen ist an dieser Stelle auf die Masterarbeit von Sharon Rakowski (Rakowski, 2021) von 2021 hinzuweisen. Die Masterstudentin hat sowohl eigene Messungen im Wildseemoor für ihre Masterarbeit durchgeführt als auch bei der Realisierung und Durchführung der in dieser Bachelorarbeit vorgestellten Messungen geholfen.

2.1 Bodenkundliche Grundlagen zu Moor und Torf

2.1.1 Definition Moor

Insgesamt sind etwa 3% der Erdoberfläche von Mooren bedeckt und diese Gebiete spielen mittlerweile besonders hinsichtlich ihrer Kohlenstoffspeicherung beim Thema Klimawandel eine wichtige Rolle (Succow und Joosten, 2001b). Um diese besondere Landschaftsform besser zu verstehen, stellt sich daher zunächst die Frage, was ein Moor überhaupt auszeichnet.

Tatsächlich lässt sich keine allgemeine Definition für Moore finden, da es je nach wissenschaftlichem Fachgebiet und Autor unterschiedliche Ansätze gibt. Schon lange vor Beginn der intensiven Moorkultivierung Ende des 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts und der damit einsetzenden wissenschaftlichen Erforschungen, verwendeten Menschen Ausdrücke wie *Moor* oder *Moorlandschaft* zur Beschreibung spezieller Feuchtgebiete, sodass sich im Laufe der Zeit viele ähnliche und doch leicht unterschiedliche Begriffsdefinitionen entwickelt haben. Nicht nur im deutschen, sondern auch im internationalen Sprachgebrauch führen diese scheinbar widersprüchlichen Definitionen zu Missverständnissen und Übersetzungsschwierigkeiten (siehe Tabelle 2.1). Während der Begriff Moor (engl. *mire*) häufig in botanischen und ökologischen Untersuchungen der Vegetation verwendet wird und als Sammelbegriff für Nieder- und Hochmoore (siehe Abschnitt 2.2) dient, kommt in der Forstwirtschaft und der Landbewirtschaftung vorrangig der Begriff Torfmoor (engl. *peatland*) zum Einsatz, da hier die Torfgrenze für die Kultivierung von entscheidender Bedeutung ist (Rydin und Jeglum, 2013). Grundsätzlich kann der Begriff Moor als übergeordnete Landschaftsbezeichnung für Gebiete verstanden werden, „in denen Torf gebildet oder Torf oberflächlich ansteht“ (Succow und Joosten, 2001b, S. 2). Dabei wird nicht unterschieden, ob in diesem Gebiet bereits eine deutliche Torfschicht durch frühere Torfakkumulation (Torfbildung) vorliegt oder ob die Torfakkumulation erst vor Kurzem begonnen hat, sodass noch keine Schicht vorhanden ist. Letzteres können beispielsweise rezente Sümpfe, entwässerte Seen, Überschwemmungsräume oder Quellen mit organisch-anorganischen Ablagerungen sein.

Tabelle 2.1: Torf- und Moorterminologie. Internationale Begriffe zur Bezeichnung von Feuchtgebieten. Basierend auf der Tabelle von Rydin und Jeglum (2013, S. 2).

Englisch	Deutsch	Französisch
Wetland	Nassboden, vernässter Boden, Feuchtgebiete	Milieux humides
Peat	Torf	Tourbe
Peatland	Torfmoor	Tourbière
Mire	Moor	Tourbière, tourbière vivante
Bog	Regenmoor, Hochmoor	Tourbière ombrotrophe, tourbière haute
Fen	Niedermoor	Tourbière minérotrophe, tourbière basse, bas-marais
Marsh	Marschmoor	Marais
Swamp forest	Bruchwald, Moorwald	Marécage, forêt marécageuse

Zudem können auch Gebiete mit Torfschicht, aber ohne aktive Torfbildung als Moor bezeichnet werden (Succow und Joosten, 2001b). Burmeister et al. (in: Göttlich, K. (Hg.) 1990, S.2) verwenden eine konkretere Definition, indem sie ein Moor als „eine mindestens 30 cm starke Schicht oder Schichtfolge von Torfen (gegebenenfalls mit Beteiligung von Mudden)“ definieren und somit als Torflagerstätte ansehen. Mudden sind hierbei Ablagerungen, die durch Sedimentation in stehenden Gewässern entstehen und oft eng mit Torfen verknüpft sind (Burmeister et al., 1990). Aus diesem Grund werden organische Mudden und Torfe laut DIN 4047-4:1998-02 unter dem Begriff Moorsubstrat zusammengefasst.

Für das Verständnis von Mooren im Rahmen dieser Bachelorarbeit ist das spezifische Kriterium der Torfmächtigkeit von mindestens 30 cm von Burmeister et al. (1990) nicht entscheidend, sondern vielmehr die übergreifende Auffassung, dass in Mooren Torfakkumulation entweder noch aktiv stattfindet oder zumindest in der Vergangenheit stattgefunden hat, weshalb bereits eine deutlich erkennbare Torfschicht vorliegen kann.

2.1.2 Definition Torf

Ein Moor lässt sich grundlegend als Feuchtgebiet mit sich bildender oder bereits bestehender Torfschicht beschreiben. Nachfolgend soll daher untersucht werden, was genau unter Torf zu verstehen ist und unter welchen Bedingungen dieser gebildet wird. Dazu wird in diesem Unterkapitel, wenn nicht anders angegeben, das Sammelwerk Landschaftsökologische Moorkunde“ von Succow und Joosten (Hg.) (2001a) und insbesondere der Abschnitt „Zum Begriff ‚Moor‘ und vom Wesen der Moore“ (2001b) der beiden Herausgeber als Grundlage für Erläuterungen und Darstellungen verwendet.

Torf zählt zu den organischen Böden bzw. Böden mit organischen Bestandteilen, deren Klassifikation in der Bodenkunde anhand des prozentualen Anteils der organischen Substanz in der Trockenmasse erfolgt. Nach DIN 11540:2019-03 ist Torf demnach definiert als „Moorsubstrat mit mehr als 30 % organischer Substanz in der Trockenmasse, das aus abgestorbenen Pflanzenteilen durch Vertorfung entstanden ist“ (DIN 11540:2019-03, S. 7). Die Vertorfung steht hierbei für die Torfakkumulation in einem Moor während seiner Wachstumsphase (DIN 4047-4:1998-02, S. 7).

Torf wird von Succow und Joosten als sedentär akkumuliertes, abgestorbenes Pflanzenmaterial beschrieben. Es ist also ein organisches Material, das sich im Gegensatz zu sedimentären Mudden vor Ort bildet und nach seinem Entstehen und Absterben nicht mehr transportiert wird. Bei der Torfakkumulation stellt Wasserüberschuss einen entscheidenden Faktor dar. Durch Wassersättigung ergeben sich im Boden anaerobe Bedingungen, sodass pflanzliche und tierische Bestandteile aufgrund des Sauerstoffmangels nicht mehr vollständig zersetzt werden. Die Überreste sammeln sich schließlich als Torf an, wobei deren Struktur angesichts der unvollständigen Zersetzung meist zum Großteil erhalten bleibt. Der verlangsamte Abbau von organischem Material wird neben anaeroben Bedingungen auch durch weitere Faktoren begünstigt:

- Generell schwere Abbaubarkeit des organischen Materials
- Abwesenheit bzw. verringerte Anwesenheit von Organismen, die für den biotischen Abbau verantwortlich sind (Bakterien, Pilze etc.)
- Abwesenheit bzw. verringerte Anwesenheit von Oxidatoren
- Reduzierte Geschwindigkeit von physikalischen, biologischen und chemischen Abbauprozessen aufgrund niedriger Temperaturen

Durch die verlangsamte Zersetzung wird mehr organisches Material gebildet als abgebaut werden kann und somit findet durch die Torfakkumulation eine Kohlenstoffspeicherung im Ökosystem statt.

2.1.2.1 Zersetzungsphasen in der Torfakkumulation

Koppisch (2001) beschreibt im Sammelwerk von Succow und Joosten (2001a) den Abbau organischer Substanz bei der Torfakkumulation anhand von verschiedenen Zersetzungsphasen, die im Folgenden basierend auf seinen Erläuterungen vorgestellt werden. Nach dem Absterben von Pflanzen und Tieren werden laut Koppisch zunächst gut wasserlösliche Verbindungen durch Regen und Bodenwasser ausgeschwemmt. Zu diesen Verbindungen zählen z.B. Zucker und mineralische Ionen wie Kalium oder Magnesium. In der darauffolgenden Phase durchmischen und zersetzen im Boden lebende Organismen die abgestorbenen Überreste mechanisch zu Streu, wodurch auf der größer gewordenen Oberfläche eine Ansiedlung von Mikroorganismen wie Bakterien und Pilzen ermöglicht wird. Zum Schluss findet laut Koppisch die mikrobielle Phase statt, die die Prozesse der Mineralisierung und der Humifizierung zusammenfasst. Als Mineralisierung wird i.A. der Abbau von organischen Substanzen bezeichnet.

Tabelle 2.2: Bestimmung des Zersetzungsgrades von feuchtem Torf durch Ausquetschen. Basierend auf der Tabelle in DIN EN ISO 14688-1:2020-11, S. 21.

Begriff	Zersetzungsgrad	Rückstände	Abgepresste Flüssigkeit
Faserig	Gering oder nicht zersetzt	Deutlich erkennbar	Nur Wasser, keine Feststoffe
Leicht faserig	Mäßig	Gemisch aus Fasern und nicht faseriger Brei	Trübes Wasser, < 50 % Feststoffe
Nicht faserig	Vollkommen	Nicht erkennbar	Wässriger Brei, > 50 % Feststoffe

Dieser Prozess kann bis zur Zersetzung zu einfachen anorganischen molekularen Verbindungen wie Kohlendioxid (CO₂), Methan (CH₄), Stickstoff (N₂), Wasser oder mineralischen Salzen führen. Werden abgestorbene organische Materialien beim Abbau in s.g. Huminstoffe umgewandelt, wird dieser Prozess Humifizierung genannt. Huminstoffe sind amorphe Makromoleküle, die bei der Mineralisierung als Zwischenprodukt mit einhergehendem Stoffverlust freigesetzt werden und im Boden oder Wasser anhand ihrer dunklen Färbung gut zu erkennen sind. Huminstoffe sind durch mikrobiellen Abbau deutlich schwerer zersetzbar als die pflanzlichen Ausgangsmaterialien und verbleiben dadurch länger im Boden. Die Zersetzung von organischem Material hängt somit von verschiedenen Faktoren wie der Menge von zersetzender Fauna und Mikroorganismen im Boden oder der Resistenz pflanzlicher Ausgangsstoffe gegenüber mikrobiellem Abbau ab. Torfe lassen sich dadurch laut DIN 19682-12:2007-11 (S. 4) in fünf Zersetzungsstufen zunehmend von Z1 bis Z5 hinsichtlich ihres Zersetzungsgrades einteilen, der ein Maß für den humifizierten und strukturlosen Anteil im Torf darstellt und mit vielen physikalischen sowie chemischen Kennwerten und Eigenschaften korreliert (DIN 11540:2019-03, S. 9; siehe Tab. I-A in Anhang I). Mit zunehmendem Zersetzungsgrad nimmt die faserige Struktur der organischen Ausgangsmaterials ab (siehe Tabelle 2.2).

2.1.2.2 Wachstums-, Stillstands- und Degenerationsphase

Die Stoffbilanz zwischen Torfneubildung und Torfabbau durch Mineralisierung führt mithilfe der Begriffserklärungen in DIN 4047-4:1998-02, S. 6–10 zu einer Definition von drei verschiedenen Moorphasen. Bei s.g. wachsenden Mooren wird in der Wachstumsphase aktiv neuer Torf gebildet, was aufgrund der dort herrschenden anaeroben Bedingungen zu einer Artenarmut im Boden führt (DIN 4047-4:1998-02, S. 9). Durch die damit einhergehende, geringe Ausprägung der Zerkleinerungsphase während des Abbaus organischer Substanzen bleibt die faserige Struktur dieser Ausgangsmaterialien in wachsenden Mooren fast vollständig erhalten (Koppisch, 2001). In einem wachsenden Moor nimmt die Torfschicht in einem Jahr um etwa 1 mm zu und bei günstigen Bedingungen kann das Wachstum durch Torfakkumulation sogar noch größer ausfallen (Brockhaus Enzyklopädie Online, 2022). Befindet sich ein Moor in der s.g. Stillstandsphase, liegt

eine ausgeglichene Stoffbilanz vor und die Torfmineralisierung hebt die Torfneubildung auf (DIN 4047-4:1998-02, S. 9). Bei der Degenerationsphase nimmt infolge starker, langanhaltender Entwässerung der für die Torfakkumulation benötigte Wasserüberschuss ab, sodass sich die anaeroben Bedingungen vermehrt oder sogar vollständig zu aeroben Bedingungen umwandeln (DIN 4047-4:1998-02, S. 10). Dadurch verstärkt sich der Prozess der Mineralisierung und es entwickelt sich eine negative Stoffbilanz, bei der mehr Torf abgebaut als neu gebildet wird. Dieser Prozess wird auch Vererdung genannt, da oberflächennahe Torfe durch die Mineralisierung in vererdete Torfe umgewandelt werden. Dabei werden große Mengen an Nitrat ins Grundwasser und Stickoxide in die Atmosphäre freigesetzt (Brockhaus Enzyklopädie Online, 2022). Der Torfschwund in degenerierten Mooren führt schließlich zur Moorsackung, also einer Absenkung der Mooroberfläche infolge der Entwässerung und des Substanzverlustes (DIN 4047-4:1998-02, S. 10–11). In einem Jahr verringert sich die Mächtigkeit von entwässerten und degenerierten Mooren dadurch etwa um 1 bis 5 cm (Brockhaus Enzyklopädie Online, 2022). Eine langanhaltende Degenerationsphase, meist hervorgerufen durch intensive forst- oder landwirtschaftliche Nutzung, hat eine Vielzahl von folgenschweren Veränderungen im sensiblen Ökosystem Moor zur Folge, sodass eine Moorrenaturierung nötig und sinnvoll sein kann. Die Moorrenaturierung stellt das „Rückführen eines früher genutzten Moores in einen naturnahen Zustand“ dar (DIN 4047-4:1998-02, S. 12). Findet diese Renaturierung mit dem Ziel statt, dass wieder neuer Torf gebildet wird, wird diese Maßnahme Moorregeneration genannt (DIN 4047-4:1998-02, S. 12). Bei Moorrenaturierungen und -regenerationen findet meist eine Wiedervernässung des Gebiets statt, um die für die Degeneration verantwortliche Entwässerung auszugleichen. Infolge dieser Wiedervernässung quellen Torfe und Mudden im Moor aufgrund des zusätzlichen Wasservolumens, sodass sich die Mooroberfläche hebt. Dieser umgekehrte Effekt der Moorsackung wird Rückquellung genannt (DIN 4047-4:1998-02). Allgemein sind im jahreszeitlichen Verlauf und je nach Witterung periodische, vom Wasserstand abhängige Hebungen und Senkungen der Mooroberfläche aufgrund der Quell- und Schrumpffähigkeit der Torfe und Mudden zu beobachten, was als Mooratmung bzw. Moorooszillation bezeichnet wird (DIN 4047-4:1998-02). Grundsätzlich ist die Mooroberfläche unabhängig von der Moorooszillation in den seltensten Fällen eben. Die Torfbildung hängt von vielen Faktoren ab und kann damit auch auf einer kleinen Fläche unterschiedlich schnell stattfinden, sodass sich s.g. Bulte bilden. Ein Bult ist laut DIN 4047-4:1998-02 eine Erhebung, die sich auf einer sonst überwiegend ebenen Moorfläche gebildet hat und sowohl kleine als auch größere Ausmaße annehmen kann. Eine solche Topografie begünstigt die Bildung von Moorkolken als natürliche, meist kleine offene Wasserflächen im Moor, an denen der Wasserstand über der Mooroberfläche liegt (DIN 4047-4:1998-02).

2.2 Gliederung von Mooren

Neben der Einteilung von Mooren hinsichtlich der aktiven Torfbildung in Wachstums-, Stillstands- oder Degenationsphase, gibt es noch eine ganze Reihe an weiteren Kriterien, in denen sich Moore voneinander unterscheiden und dahingehend klassifizieren lassen. Moore können auf viele verschiedene Arten und an unterschiedlichen Standorten entstehen und entwickeln dadurch meist charakteristische hydrologische und bodenkundliche Eigenschaften. In Tabelle 2.3 sind daher einige typische Moorarten als Übersicht zusammengefasst, die in DIN 4047-4:1998-02 hinsichtlich ihrer Hydrologie, ihrer Entstehungsursache und ihres Standortes beschrieben werden. Die wesentliche Hauptgliederung von Mooren beruht auf den hydrologischen Aspekten und führt zu einer Einteilung in Nieder-, Hoch- und Übergangsmoore. Entscheidend hierbei ist die Anbindung der Moore an Grund- und Oberflächenwasser, welche indirekt Auswirkungen auf die Nährstoffbilanz, vorherrschende Vegetation und bodenkundliche Torfarten hat. Wie in Abbildung 2.1 zu sehen ist, stellen der oberirdische Zufluss und die aufwärtsgerichtete Durchströmung aus dem Grundwasser eine relevante Komponente in der Wasserbilanz von Niedermoores dar, während bei Hochmooren die Wasserspeisung lediglich auf Niederschläge zurückzuführen ist.

In den folgenden Abschnitten 2.2.1 bis 2.2.3 werden die Eigenschaften der drei Hauptmoortypen Nieder-, Hoch- und Übergangsmoore beschrieben. Die Ausführungen basieren dabei, falls nicht anders angegeben, auf den Erläuterungen von Burmeister et al. (1990) in Göttlichs „Moor- und Torfkunde“ von 1990.

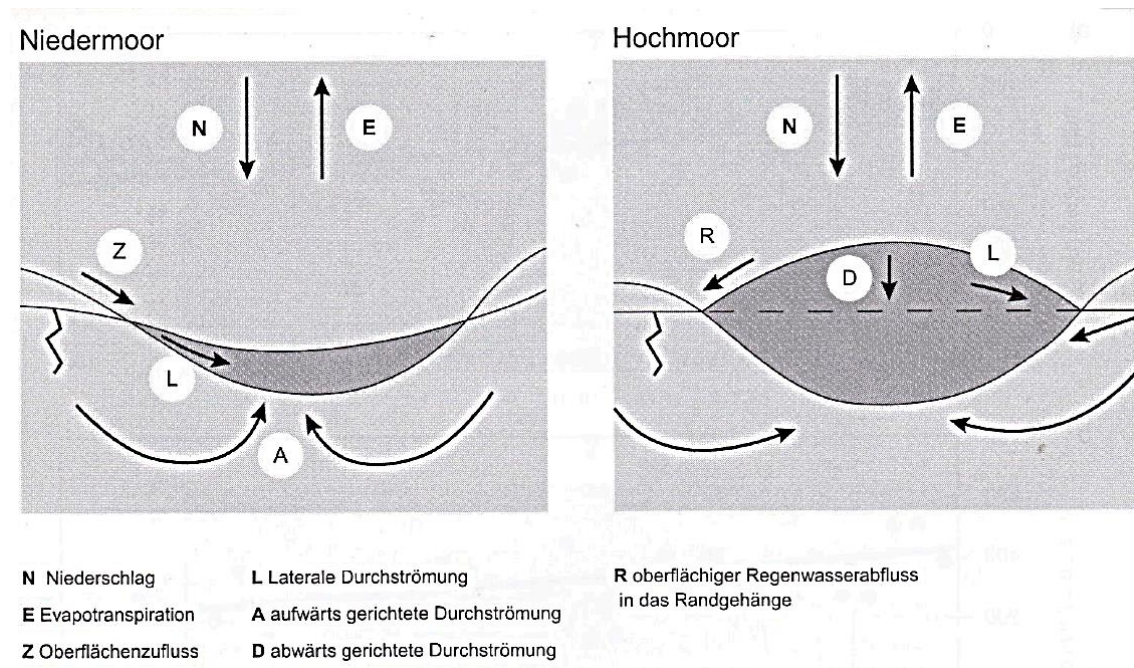


Abbildung 2.1: Wasserbilanz von Hoch- und Niedermoores. Zufluss- und Abflussgrößen des Moorwassers für Niedermoores (links) und Hochmoore (rechts). Abbildung von Dierßen und Dierßen (2008, S. 20).

Tabelle 2.3: Moorarten hinsichtlich Hydrologie, Entstehung und Standort. Basierend auf Tabelle aus DIN 4047-4:1998-02, S. 5–12 und ergänzt durch Begriffserklärung von Nieder-, Sattel- und Plateaumoores aus Burmeister et al. (1990, S. 7–8).

	Name	Beschreibung
Hydrologie	Regen-/Hochmoor, ombrotrophes Moor	Moor, das allein durch Niederschlagswasser (ombrogen) gespeist wird
	Niedermoor, minerotrophes Moor	Moor, das durch Grund- oder Oberflächenwasser (minerogen, topogen) gespeist wird
	Quellmoor	Moor, das durch kleinflächig oder linienhaft austretendes Quellwasser gespeist wird
	Überflutungsmoor	Moor, das durch periodische Überflutung gespeist wird
	Durchströmungsmoor	Moor mit geneigter Oberfläche, durch das im natürlichen Zustand Fremdwasser strömt
Entstehung	Verlandungsmoor	Moor mit Mudden an der Basis; durch Verlandung offener Wasserflächen entstanden
	Versumpfungsmoor	Moor, dessen Torfe unmittelbar über dem mineralischen Untergrund liegen; durch Grundwasseranstieg oder ständige Vernässung entstanden
	Schwingmoor	Moor, dessen oberste Torflagen auf sehr wasserreichen Schichten lagern oder auf Wasser schwimmen; z.T. durch Schwinggras-Verlandung entstanden.
Standort	topogenes Moor	Moor, das sich unter dem Einfluss hoher Grundwasserstände entwickelt hat
	Hangmoor	Moor mit meist geringmächtigem Moorkörper auf geneigtem, dichtem Untergrund; durch oberflächennahes Bodenwasser gespeist
	Kammmoor, Plateaumoor bzw. Sattelmoor	Moor im Gebirge in Kammlage, auf Hochebene bzw. auf Sattelpunkt; bilden Wasserscheiden und sind am Rand oft Quellgebiete

2.2.1 Niedermoor

Niedermoore sind dadurch geprägt, dass sie eutroph, also nährstoffreich sind. Ihr Reichtum an Nährstoffen ist darauf zurückzuführen, dass sie entweder in Gebieten mit bereits eutrophen Böden oder durch die Verlandung von eutrophen Gewässern entstanden sind. In vielen Fällen werden Niedermoore außerdem durch Oberflächen-, Grund- oder Seewasser gespeist, das bei seinem Weg durch mineralische Böden und Gesteine Mineral- und Nährstoffe aufnimmt und somit ebenfalls zum eutrophen Zustand der Niedermoore beiträgt. Aufgrund dieser Zufuhr an Mineralstoffen durch Grund- und Oberflächenwasser werden Niedermoore auch als minerotroph bezeichnet. Der ober- und unterirdische Zufluss enthält aufgrund der Bewegung und Strömung des Wassers viel Sauerstoff, sodass abgestorbenes organisches Material wie z.B. Pflanzenreste sehr schnell zersetzt werden und sich infolgedessen nur geringmächtige Torfschichten bilden. Der pH-Wert in Niedermooren liegt meist im leicht sauren bis leicht basischen Bereich bei etwa $4 < \text{pH} < 7,5$ (Naucke, 1990, S. 238). Die Mooroberfläche ist typischerweise völlig eben bis leicht konkav geformt, sodass der Torf in dieser leichten Senke sehr nass und z.T. über lange Zeiträume im Jahr überflutet sein kann. Die Vegetation in Niedermooren besteht vor allem aus Weidenarten, Erlen, Schilf, Schneide und bestimmten Seggenarten (DIN 4047-4:1998-02) und ist entsprechend an die nassen und nährstoffreichen Bedingungen angepasst. Aufgrund des unterirdischen Zuflusses aus dem Grundwasser und dem oberirdischen Zufluss durch Oberflächen- oder Seewasser sind Niedermoore nicht unmittelbar von Regenwasser abhängig und entstehen daher auch in niederschlagsarmen Gebieten.

Hinsichtlich ihrer Entstehungsursache werden drei verschiedene Niedermoortypen unterschieden, die auch in Tabelle 2.3 aufgelistet sind. Bei Verlandungsniedermooren kommt es bei der Verlandung von Seen oder Teichen zunächst zur Auffüllung der Gewässer mit Sedimenten und anschließend zur Ansiedelung von Pflanzen, die die Bildung von Niedermoor torf verursachen. Die zweite Gruppe der Niedermoorarten sind Versumpfungsniedermoore, die sich aufgrund von stehendem Wasser in Talsohlen und Mulden bilden und somit topogene Moore sind. Soligene Hang-, Quell- und Überflutungsmoore sind in den meisten Fällen Niedermoore, sodass sie hier als dritte Gruppe genannt werden. Soligen bedeutet, dass diese drei Moorarten durch fließendes Gewässer entstanden sind. Quellmoore liegen im nassen Bereich eines Quellaustritts, Hangmoore sind in Gebirgen in Hanglage vorzufinden und Überflutungsmoore befinden sich bspw. in den von Hoch- und Niedrigwasser geprägten Auen von Flüssen und Bächen. Nur bei Hang- und Quellmooren weicht die typische ebene bis konkave Niedermooroberfläche einer an die Geländeform angepasste Oberfläche, die z.T. auch sehr stark geneigt sein kann. Derartige Moore in geneigter Lage werden auch als rheogen bezeichnet. In Gebirgen ist außerdem häufig eine Mischform aus Quell- und Hangmoor zu finden, wenn sich an einem Hang unterhalb einer Quelle ein Quell-Hangmoor bildet.

2.2.2 Hochmoor

Hochmoore werden auch als ombrotrophe Moore oder Regenmoore bezeichnet, da sie ausschließlich von Niederschlägen gespeist werden. Sie sind unabhängig von Quellen und besitzen keine Anbindung zu Grund- oder Oberflächenwasser, sodass sie nur an solchen Standorten anzutreffen sind, an denen die Niederschlagssummen größer als Verdunstung und Abflüsse sind. Häufig bilden sich Hochmoore auf nassen, undurchlässigen Böden, sodass sich das Regenwasser im Untergrund aufstaut, zur Bildung eines eigenen Grundwasserniveaus und infolgedessen zu anaeroben Bedingungen und Torfakkumulation führt. Solche Hochmoore werden auch als wurzelechte Hochmoore bzw. Versumpfungshochmoore bezeichnet, da die Hochmoortorfschicht bis an die Mineralbodenoberfläche reicht. Bildet sich hingegen bspw. bei der Verlandung eines Sees oberhalb von bereits vorhandenem Niedermoortorf schließlich Hochmoortorf, wird dies als nicht-wurzelechtes Hochmoor bezeichnet (siehe Abbildung 2.3 im Abschnitt zu Übergangsmooren). Der pH-Wert von Hochmoorwasser ist insgesamt sehr niedrig und liegt meist im sauren Bereich zwischen 3 und 5 (Naucke, 1990, S. 238), was zusammen mit dem geringen Sauerstoffgehalt die Ursache für eine deutlich verlangsamte Zersetzung von organischem Material ist. Hochmoore gelten zusätzlich als oligotroph, also als nährstoffarm, da Regenwasser im Gegensatz zu Oberflächen- oder Grundwasser allgemein nicht viele Mineralstoffe enthält. Durch die ombro- und oligotrophen Bedingungen sind Flora und Fauna eines Hochmoores sehr arten- und individuenarm (Brockhaus Enzyklopädie Online, 2022). Die in Mineralböden und natürlichen, eutrophen Gewässern typischerweise lebenden Tiere wie Regenwürmer, Muschelkrebse, Asseln, Weichtiere, Amphibien oder Fische sind in einem Hochmoor nicht anzutreffen. Stattdessen kommen bspw. Amöben, Käfer, Spinnen und Libellen mit den sauren und nährstoffarmen Bedingungen zurecht (Brockhaus Enzyklopädie Online, 2022). Die Hochmoorvegetation besteht aus Wollgras, Ericaceen, Seggenartige und Heidekrautgewächsen und ist hauptsächlich durch Torfmoose geprägt. Es gibt verschiedene Arten von Torfmoosen, die alle allgemein unter dem Begriff Sphagnum zusammengefasst werden und die sich besonders gut an die sauren und nährstoffarmen Bedingungen in Hochmooren angepasst haben. Sie besitzen die Fähigkeit, die zehnfache Menge ihres Volumens an Wasser zu speichern und führen somit im Wasserhaushalt eines Hochmoors zu starken Dämpfungseffekten bei starken Regenfällen oder Trockenperioden. Zudem tragen sie hauptsächlich zur Torfakkumulation in einem Hochmoor bei. Während die Torfmoosspitzen zeitlich unbegrenzt immer weiter wachsen, stirbt die Pflanzenbasis aufgrund des Eigengewichts der darüber liegenden Torfmooschichten und infolge von schlechten Lichtverhältnissen ab (Brockhaus Enzyklopädie Online, 2022). Dadurch produzieren die Torfmoose trotz des Nährstoffmangels eine große Menge an Biomasse, sodass sich aufgrund der gehemmten Zersetzung sehr mächtige Torfschichten bilden können. Bei etwa ebener Mineralbodenoberfläche wölben sich die Schichten wie in Abbildung 2.2 dargestellt zu einer mehrere Meter hohen, symmetrisch geformten weitestgehend ebenen Hochmoor-Hochfläche mit seitlich abfallenden Randgehängen auf. Die z.T. stark geeigneten Randgehänge weisen bei intakten Hochmooren meist Baumbewuchs auf und markieren damit den Randbereich des Hochmoors. Die weitestgehend ebene, baumfreie

Hochmoorfläche ist typischerweise durch Hochmoorbulte und Schlenken geprägt. Zwischen den kleineren oder größeren Erhebungen der Bulte, deren Vegetation vor allem aus Bleichmoosen und Zwergsträuchern besteht, liegen die muldenförmigen, zeitweise wassergefüllten Vertiefungen der Schlenken (DIN 4047-4:1998-02). Den Anschluss an den Mineralboden stellt der durch Sumpfwald und Schilfbewuchs geprägte Randsumpf dar, der auch als Lagg bezeichnet wird. Der Lagg tritt nur in nichtentwässerten Hochmooren auf und gehört immer zur Kategorie der Niedermoore, da an seiner Stelle die Abflüsse des Hochmoors und die Abflüsse aus der Moorumgebung zusammentreffen und damit die Kriterien eines durch Oberflächen- oder Grundwasser gespeisten Niedermoors erfüllt sind. Ist der Untergrund, auf dem sich das Hochmoor gebildet hat, vollkommen eben, dann umschließt der Lagg das Hochmoor konzentrisch, da das Oberflächenwasser aus der Umgebung von allen Seiten zufließen kann. Bei einer geneigten Unterlage bildet sich der Lagg hingegen aufgrund der von der Untergrundneigung abhängigen Wasserfließrichtung einseitig aus. Ein Hochmoor, das sich in einer Senke gebildet hat, weist die in Abbildung 2.1 dargestellte typische linsen- bzw. uhrglasförmige Struktur auf, die sich aufgrund der hohen Torfakkumulation im Zentrum der Hochmoorfläche ergibt. Auf der höchsten Stelle dieser Hochmoorfläche kommt es in vielen Fällen dazu, dass der Wasserspiegel über der Mooroberfläche liegt und sich somit ein zentraler Kolk im Hochmoor bildet. Ausgehend von diesem Hochmoorkolk bildet sich in vielen Hochmooren ein eigenes, zentrifugales Entwässerungssystem, weil der hydrostatische Druck in den mächtigen Torfschichten zu einer Selbstentwässerung des Hochmoors führt. Das Moorwasser wird durch unterirdische Wasserrinnen, s.g. Rüllen, durch den Torf in Richtung des Lags geführt. Bei s.g. Moorbrüchen stürzt ein Teil der oberen Torfschichten ein, sodass die zunächst unterirdischen Rüllen an der Mooroberfläche sichtbar werden.

Ähnlich wie bei den Niedermooren lassen sich einige der in Tabelle 2.3 aufgelisteten Moorarten hinsichtlich ihrer Entstehung als Hochmoore klassifizieren. Dazu zählen die Kamm-, Plateau und Sattelhochmoore, die sich in Gebirgen auf geneigten Flächen bilden und oftmals Wasserscheiden bilden. Ihre Randbereiche wirken aufgrund der Moor-entwässerung oftmals als Quellgebiete. Die Bildung dieser drei Hochmoorarten wird durch die s.g. Transgression begünstigt. Die Moortransgression stellt die Ausbreitung von Hochmooren auf z.T. stark geneigte Flächen dar und wird häufig durch sehr hohe Niederschläge verursacht. Besonders in solchen Gebirgshochmoorarten auf steilen Untergründen sind Moorbrüche und infolgedessen verstärkte Transgression keine Seltenheit, da die Hochmoore durch diese natürliche Erosion nur begrenzt in die Höhe und hauptsächlich seitlich in die Fläche wachsen. In Gebirgen ist zudem die Grenze zwischen Nieder- und Hochmoor nicht einfach zu ziehen, da aufgrund des hangabströmenden Oberflächenwassers oft Mischformen entstehen. An sehr steilen Hängen bspw. geht das Hochmoor ohne Randgehänge in den Mineralboden über, sodass sich der obere, gipfelzugewandte Moorbereich durch das einströmende Oberflächen- oder Quellwasser in ein soligenes Hangmoor, also in ein Niedermoor, entwickelt. Aufgrund des Gefälles fließt das Moorwasser hangabwärts, sodass der untere, talzugewandte und oft mächtigere Moorbereich eine Ausschwemmung der Nährstoffe erfährt. Es bildet sich eine hochmoortypische Vegetation mit abschließendem Lagg und Randgehänge in Talrichtung.

Während Richtung Gipfel also ein soligenes Hangniedermoor vorliegt, stellt der talzugewandte Bereich ein ombro-soligenes Hochmoor dar. In Tabelle 2.4 sind daher die wichtigsten Unterschiede zwischen Nieder- und Hochmooren nochmals als kurzer Überblick zusammengefasst.

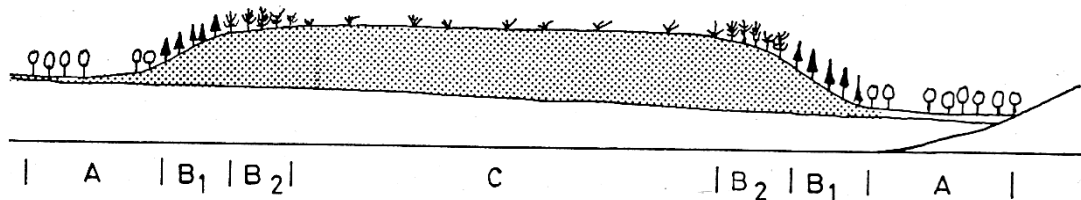


Abbildung 2.2: Schema eines Hochmoors. Der niedermoorige Randlag (A) stellt den Anschluss des Hochmoors an den Mineralboden dar. Der Randbereich mit Baumbewuchs besteht aus dem unteren (B1) und oberen (B2) Randgehänge. Die Hochmoor-Hochfläche (C) ist baumfrei und durch Bulte, Schlenken und Torfmoosvegetation geprägt. Abbildung von Burmeister et al. (1990, S. 8).

Tabelle 2.4: Unterschiede Nieder- und Hochmoore. Basierend auf der Tabelle von Burmeister et al. (1990, S. 25).

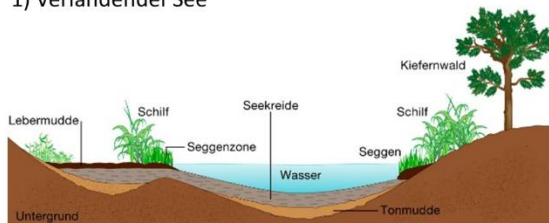
	Niedermoor	Hochmoor
Entstehungsort	An verlandende Gewässer oder Quellaustritte gebunden	z.T. in nährstoffarmen verlandenden Gewässern, in typischen Fällen jedoch in Gebieten mit hohen Niederschlägen
Nährstoffgehalt	Reich an Pflanzennährstoffen	Arm an Pflanzennährstoffen
Lage zu mineralischem Wasser (Grund- oder Seewasser)	Im Bereich von Grund-, See- oder Überrieselungswasser	In typischen Fällen ausschließlich von Regenwasser beeinflusst
Ausgangsmaterial für Bodenbildung)	Vorzugsweise Schilf-, Seggen- oder Erlen torfe	Vorzugsweise Sphagnum-, Wollgras- oder Reisertorfe, Ericaceen
Gestalt der Oberfläche	Entweder vollkommen eben (Verlandungsmoore) oder der Geländeoberfläche angepasst	In typischen Fällen uhrglasförmig aufgewölbt, unabhängig von mineralischen Untergrund
Pflanzenleben	Vegetation üppig, große organische Stoffproduktion, z.T. Erlenwälder	Vegetation dürrftig, vor allem Torfmoose, Ericaceen und Seggenartige

2.2.3 Übergangsmoor

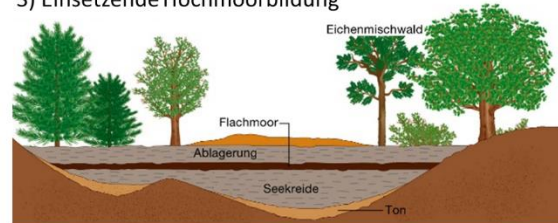
Wie der Name schon vermuten lässt, weisen Übergangsmoore sowohl Charakteristiken eines Nieder- als auch eines Hochmoors auf und werden aus diesem Grund auch als ombrominerotroph bezeichnet. Vor allem bei nicht-wurzelechten Hochmooren kann diese Mischform vorliegen, da sich zunächst durch die Verlandung eines Sees ein Niedermoor bildet, anschließend durch immer weiter anwachsende Torfschichten ein Hochmoor entsteht und sich schließlich im Überlappungsbereich Übergangsmoortorf befindet (siehe Abbildung 2.3). Übergangsmoore sind aber auch ohne vorherige Niedermoor- torfbildung möglich, wenn sich bspw. in hochmoortypischen, nährstoffarmen Gewässern eine schwimmende Torfmoosdecke, ein s.g. Schwinggras, bildet.

Vom See zum Moor

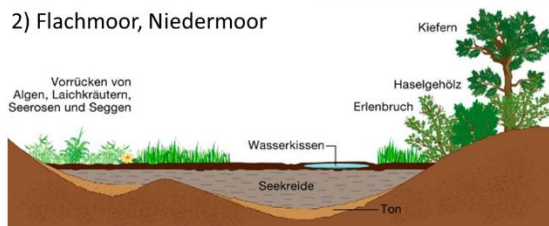
1) Verlandender See



3) Einsetzende Hochmoorbildung



2) Flachmoor, Niedermoor



4) Hochmoor

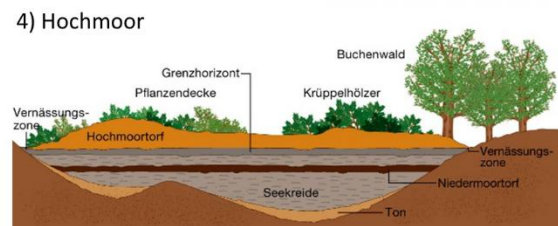


Abbildung 2.3: Entstehung eines Übergangsmoors durch Seeverlandung. Nach Einsetzen der Seeverlandung ist die Bildung eines Niedermoors möglich. Bei weiter anhaltender Torfakkumulation kann Hochmoortorfbildung einsetzen, sodass schließlich ein Übergangsmoor bestehend aus unteren Niedermoortorfschichten und oberen Hochmoortorfschichten vorliegt. Veränderte Abbildung von Brockhaus Enzyklopädie Online (2022).

2.3 Diplotelmischer Moorkörperaufbau

Der Begriff Moorkörper umfasst die gesamten, in einem Moor vorliegenden Torfe und Mudden und schließt auch Mineralbodenschichten mit ein, die sich zwischen oder auf den einzelnen Torfschichten abgelagert haben (DIN 4047-4:1998-02). Analog zur geologischen Stratigraphie hat die Moorstratigraphie das Ziel, den Schichtaufbau eines Moores anhand der darin enthaltenen organischen Merkmale und physikalischen, chemischen und hydraulischen Eigenschaften zu beschreiben (DIN 4047-4:1998-02). Dabei wird hauptsächlich der diplotelmische Moorkörperaufbau thematisiert. Diplotelmisch bedeutet, dass der Moorkörper sich in zwei charakteristische Schichten anhand von funktionellen, strukturellen und genetischen Merkmalen unterteilen lässt (Stegmann et al., 2001).

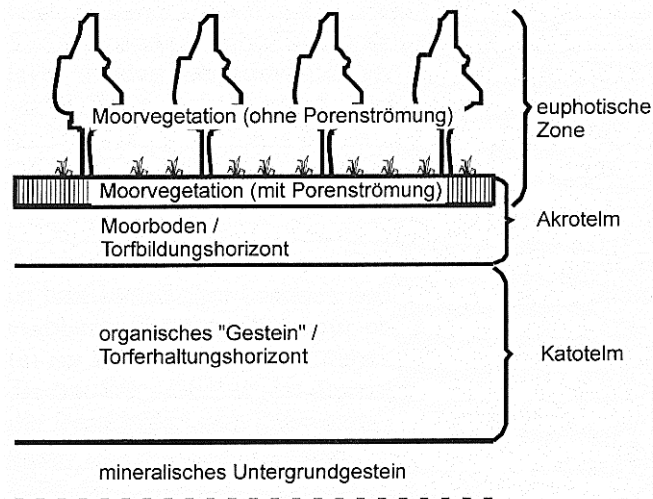


Abbildung 2.4: Diplotelmischer Moorkörperaufbau wachsender Moore. Akrotelm als Torfbildungshorizont umfasst neben dem Moorboden auch den Bereich der Moorvegetation, der Porenströmung aufweist. Katotelm als Torferhaltungshorizont kann als organisches Lockergestein bestehend aus Torfschichten angesehen werden. Abbildung von Stegmann et al. (2001, S. 42)

Die beiden Bodenhorizonte werden als Akrotelm und Katotelm bezeichnet (Rydin und Jeglum, 2013) und sind in Abbildung 2.4 schematisch dargestellt. Die Begriffe stammen von den griechischen Wörtern *akros* = höchst, *kato* = unten und *telma* = Sumpf ab, sodass daran direkt ihre strukturelle Bedeutung ersichtlich ist (Stegmann et al., 2001). Das Akrotelm stellt die obere der beiden charakteristischen Schichten im diplotelmischen Moorkörperaufbau dar und wird anhand des langfristig beobachteten Tiefwasserstands im Moor von der unteren Schicht des Katotelm abgegrenzt (Dierßen und Dierßen, 2008). Für geowissenschaftliche, geophysikalische oder hydrogeologische Messungen ist das Verständnis dieser Unterteilung sehr wichtig, da die einzelnen Bodenhorizonte unterschiedliche hydrologische und stoffhaushaltliche Eigenschaften aufweisen und damit für die Interpretation von Messergebnissen entscheidend sein können. Die folgenden Erläuterungen der beiden Moorschichten in Abschnitt 2.3.1 und 2.3.2 basieren, falls nicht anders angegeben, auf den Darstellungen von Stegmann et al. (2001).

2.3.1 Akrotelm

Das Akrotelm ist hauptsächlich für die Torfbildung eines wachsenden Moores verantwortlich und kann daher als aktive Schicht betrachtet werden, in der eine unvollständige Zersetzung von organischem, abgestorbenen Material zur Bildung von Torf führt. Wie in Abbildung 2.4 zu sehen, umfasst die obere Moorschicht nicht nur den eigentlichen Moorboden, sondern auch den Bereich der Moorvegetation, in dem Porenströmung stattfindet. In dieser Vegetationsschicht betreiben lebende Pflanzen aktiv Photosynthese und ihr Wurzelwerk bildet ein elastisches Geflecht, das zu einer hohen Luftfüllung im Akrotelm führt. Diese obere Schicht wird laut Dierßen und Dierßen (2008) auch euphotische

Zone genannt. Sie ist etwa 2 – 5 cm dick und durch gute Lichtverhältnisse, große Tagestemperaturschwankungen und einen niedrigen Stickstoffgehalt aufgrund der Produktionsprozesse der lebenden Vegetation geprägt. Das Porenwasser ist in der euphotischen Zone nahezu frei beweglich und aufgrund der hohen Luftfüllung ist sie oxisch, also reich an Sauerstoff, sodass alle Prozesse unter aeroben Bedingungen ablaufen (Dierßen und Dierßen, 2008). Die sich an die euphotische Zone anschließende aphotische Akrotelm-schicht beinhaltet hauptsächlich Moorvegetation, die bis auf ihr Wurzelwerk bereits abgestorben ist (Dierßen und Dierßen, 2008). Es herrschen ebenfalls aerobe Bedingungen, sodass eine hohe mikrobielle und biochemische Aktivität vorliegt. Infolgedessen findet eine vergleichsweise schnelle Zersetzung des abgestorbenen organischen Materials unter Freisetzung von Kohlendioxid und Stickstoff statt. Insgesamt werden die abgelagerten, organischen Materialien allerdings in dieser Zone noch nicht stark zersetzt oder komprimiert, sodass das Porenvolumen groß und das Porenwasser sehr beweglich ist (Dierßen und Dierßen, 2008). Der untere Bereich des Akrotelms besteht laut Dierßen und Dierßen (2008) aus der etwa 2 – 15 cm dicke Verdichtungszone, in der fast ausschließlich alle Prozesse unter anaeroben Bedingungen stattfinden. Durch die zunehmende Verdichtung und Zersetzung liegt hauptsächlich nicht frei bewegliches Haftwasser vor, sodass der Wasseraustausch sehr langsam ist (Dierßen und Dierßen, 2008). Im gesamten Akrotelm sind die Stoff- und Energieumsätze recht hoch. Lokal betrachtet ist die Stoff- und Energiebilanz im oberen Bodenhorizont positiv, da mehr organische Substanz in der Vegetationsschicht gebildet als im darunter liegenden Moorboden abgebaut wird.

Aufgrund seiner aktiven, torfbildenden Funktion führen Stegmann et al. (2001) daher für den Moorboden auch den Begriff des Torfbildungshorizonts ein. Durch die permanente Ablagerung von neuem abgestorbenem Pflanzenmaterial und der aerob ablaufenden Zersetzungsprozesse werden immer weiter neue Torfschichten abgelagert, die dazu führen, dass die darunterliegenden Torfschichten aufgrund des zunehmenden Gewichts immer stärker komprimiert und in die Tiefe verlagert werden. Folglich nimmt das Alter der Pflanzenreste mit der Tiefe stetig zu. Gehen diese älteren Torfschichten schließlich in den wassergesättigten Bereich des Katotelms über, führt dies zu einer insgesamt ausgeglichenen Stoff- und Energiebilanz des Akrotelms. Da das Akrotelm per Definition oberhalb des langzeitlichen Mittels des Minimalwasserstands liegt, erfährt diese Schicht häufige, kurzzeitige Schwankungen des Moorgrundwasserspiegels und ihre Mächtigkeit ist stark von den hydrologischen Gegebenheiten der verschiedenen Moorarten abhängig (Rydin und Jeglum, 2013).

Aufgrund der Wasserschwankungen innerhalb des Akrotelms und der Vielzahl an Moorarten wird Torf sowohl vollständig unter Wasser, in teilweise wassergesättigten Bereichen unter dem Grundwasserniveau als auch darüber unter weniger nassen Bedingungen gebildet, was zu verschiedenen Torfarten hinsichtlich ihrer hydrologischen Entstehungsbedingung führt. Eine dieser Torfarten stellen bspw. Unterwassertorfe dar, die subaquatisch unter einem durchgehenden Wasserkörper entstehen und Wasserpflanzen, Sumpfpflanzen und Moose als Ausgangsmaterial haben. Die Unterwassertorfe

lagern sich am Grund von Gewässern ab und sind vor allem durch eine mittlere Zersetzung und einem hohen Anteil an Mudden und mineralischen Beimengungen geprägt. Infraaquatisch gebildete Torfe entstehen im freien Wasserkörper ebenfalls unter vollständig wassergesättigten Bedingungen, aber ihr Ausgangsmaterial weist im Gegensatz zu dem von Unterwassertorfen keine Pflanzenwurzeln auf. Hauptsächlich Braunmoose führen zu infraaquatische gebildeten Torf, wobei das organische Material aufgrund der langsameren Abbauprozesse unter Wasser fast unzersetzt bleibt und einen hohen Muddenanteil beinhaltet. Semiaquatisch gebildete Torfe sind vor allem in nicht überstauten Mooren zu finden. Ihr Ausgangsmaterial zeichnet sich dadurch aus, dass sich zwar die Pflanzenwurzeln in einem durchgehend wassergesättigten Bereich befinden, aber der restliche Pflanzenbestandteil, insbesondere die Assimilationsorgane der Pflanzen, liegen oberhalb des Wasserspiegels an der Luft. Für diesen semiaquatisch gebildeten Torf ist eine mittlere Zersetzung typisch; der Torf ist vor allem mineralstoffarm und beinhaltet keine Mudden. Die Standortbedingungen sind hauptsächlich in Schwingmooren und in anderen Moorarten wie bspw. Hochmoore gegeben, die nicht überstaut sind und deren Wasserhaushalt durch Mineralbodenwasser gespeist wird. Schwingmoore werden auch als Schwingrasen bezeichnet und bilden sich auf sehr wasserreichen Schichten oder auf mächtigen Wasserkörpern (siehe Tabelle 2.3 in Kapitel 2.2). Ihre Torflagen, auch Schwingdecken genannt, haben hingegen nur eine geringe Mächtigkeit und schwimmen regelrecht auf der Wasseroberfläche bzw. flüssigen bis breiigen Muddenoberfläche, auf der sie sich gebildet haben. Dabei kommt es zur s.g. Sinktorfbildung, d.h. durch das stetige Torfwachstum sinkt die schwimmende Torfdecke tiefer in den Wasser- oder flüssig bis breiigen Muddenkörper ein. Die eintretende hohe Wassersättigung führt ihrerseits zu anaeroben Bedingungen und begünstigt wiederum eine simultane Torfentstehung in der Schwingdecke. Die Schwimmfähigkeit der Schwingdecke wird dadurch hervorgerufen, dass das geringmächtige Akrotelm des Schwingmoors aufgrund des geringen Zersetzungsgrads und der enthaltenen Wurzeln von lebenden Pflanzen und Moosen gut belüftet und großporig ist. Diese aktive Luftfüllung im Wurzelgeflecht und die Gasbildung während der im Akrotelm stattfindenden Abbauprozesse bewirken einen Auftrieb, der groß genug ist, dass die Torfschichten schwimmen. Diese Zusammenhänge führen aber auch dazu, dass die Akrotelmmächtigkeit von Schwingmooren begrenzt und die schwimmende Schwingdecke nicht begehbar ist. Standmoore hingegen bilden sich auf festem geologischen Untergrund, sodass ihre Torfkörper eine Begehung durchaus ermöglichen. Ihre Akrotelmmächtigkeit ist außerdem deutlich größer als die von Schwingmooren und liegt oftmals im Bereich von 5–20 cm, sie kann aber auch mehr als 50 cm betragen (Rydin und Jeglum, 2013). Vor allem der Randbereich eines Moores besitzt in vielen Fällen ein deutlich mächtigeres Akrotelm, sodass in diesem Bereich auch tieferes Wurzelwachstum und infolgedessen Baumbewuchs möglich ist (Rydin und Jeglum, 2013). Die Torfakkumulation von Standmooren findet hauptsächlich oberhalb des Grundwasserspiegels statt und läuft in den beschriebenen Phasen aus Abschnitt 2.1.2.1 ab. Bei entwässerten Mooren bewirkt der sinkende Wasserspiegel eine deutlich verstärkte Mineralisation, sodass es zur Abnahme des Akrotelms bis hin zum vollständigen Verschwinden dieser torfbildenden Schicht und infolgedessen zum Torfschwund kommt.

Die bereits angesprochene lockere Lagerung der oberen Torfschichten im Akrotelm aufgrund des Wurzelgeflechts und der geringeren Zersetzung ist neben der Quellfähigkeit von Torfen ein entscheidender Faktor für das Oszillationsvermögen eines Moors. Es werden hauptsächlich zwei verschiedene Akrotelmtypen hinsichtlich ihrer Fähigkeit zur Mooroszillation unterschieden. Beim fixierten Akrotelm ist eine Mooroszillation nicht oder nur kaum möglich, da entweder das Wurzelgeflecht die obere Moorschicht fest mit dem Untergrund verbindet oder weil das Eigengewicht der Torfschichten so hoch ist, dass das Akrotelm fest auf dem Untergrund aufliegt. Besteht allerdings nur eine lockere Verbindung zwischen dem elastischen Wurzelgeflecht, den oberen Torfschichten und dem Untergrund, kann die Mooroberfläche bei Wasserstandsschwankungen oszillieren und das Akrotelm wird in diesem Fall als verbunden bezeichnet.

2.3.2 Katotelm

Das Katotelm stellt die Schicht unterhalb des niedrigsten Moorgrundwasserspiegels im diplotelmischen Moorkörperaufbau dar und ist daher permanent wassergesättigt. Infolgedessen kann es als inaktive und anoxische Schicht betrachtet werden, da die biologische Aktivität aufgrund der anaeroben Bedingungen stark reduziert und der Abbau von organischem Material besonders verlangsamt ist. Zum bodenkundlichen Verständnis des Katotelms finden sich in der Literatur z.T. leicht abweichende Erläuterungen.

Während Rydin und Jeglum (2013) das Akro- und Katotelm allgemein als Bodenhorizonte bezeichnet, stellt das Katotelm nach Auffassung von Stegmann et al. (2001) keinen Boden im eigentlichen Sinne dar, weil dort die bodenbildenden Prozesse aufgrund der anaeroben Bedingungen fast gänzlich zum Erliegen kommen. Stattdessen sehen sie den unteren Moorbereich als organisches, aus Torfschichten bestehendes Lockergestein an und zählen es damit zum geologischen Untergrund, wie in Abbildung 2.4 zu sehen ist. Ähnlich wie Rydin und Jeglum nutzen Stegmann et al. aber ebenfalls den Begriff des Horizonts und bezeichnen das Katotelm analog zum Akrotelm entsprechend seiner Funktion als Torferhaltungshorizont. Dadurch, dass die Katotelmobergrenze vom langzeitlichen Minimalwasserstand abhängt, verändert sich die Mächtigkeit des Katotelms entsprechend bei Moorentwässerung oder Wiedervernässung. Sinkt im langfristigen Mittel der Tiefstwasserstand im Moor, verringert sich die Mächtigkeit des Katotelms zugunsten der Akrotelmmächtigkeit. Umgekehrt zählen bei steigenden Tiefstwasserständen in langen Zeiträumen die neuen, wassergesättigten Schichtbereiche entsprechend nicht mehr zum Akro- sondern zum Katotelm.

Neben der Mächtigkeit werden auch die hydrologischen und physikalischen Eigenschaften der im Katotelm befindlichen Torfschichten vom Akrotelm beeinflusst. Grundsätzlich nimmt im Moorkörper das Alter der abgestorbenen Pflanzenreste mit der Tiefe immer weiter zu, sodass stetig mehr Zeit für Abbauprozesse zur Verfügung steht und infolgedessen der Zersetzungsgrad der abgelagerten Torfschichten zunimmt. Dies gilt sowohl im Vergleich zwischen Akro- und Katotelm als auch jeweils innerhalb der beiden Schichten. Dadurch verringert sich der faserige Anteil des organischen, abgestorbenen Ausgangsmaterials. Dies führt zusammen mit der zunehmenden Kompression durch die

Auflast der darüberliegenden Torfschichten dazu, dass die Porengröße im Torf mit der Tiefe abnimmt. Die Torfschichten des Akrotelms sind also weniger stark zersetzt, geringer komprimiert und haben größere, entwässerbare Poren als die tieferliegenden Torfschichten des Katotelms. Dementsprechend nimmt auch die Dichte mit der Tiefe stark zu und führt schließlich dazu, dass die Wasserdurchlässigkeit im Katotelm verglichen mit dem Akrotelm deutlich reduziert ist. Diese hydraulische Durchlässigkeit bzw. Leitfähigkeit k_f bestimmt die laterale Fließgeschwindigkeit von Wasser durch das Moor und ist analog zur Kompression und Porengröße ebenfalls stark von der Tiefe im gesamten Moorkörper und von der Lage des Wasserstands innerhalb der einzelnen Schichten abhängig (Rydin und Jeglum, 2013; Edom, 2001). Im oberen Bereich des Akrotelms weist die hydraulische Leitfähigkeit laut Rydin und Jeglum (2013) die höchsten Werte auf, da hier der Torf kaum zersetzt und grobporig ist und das Wasser somit leichter durch den Moorkörper strömen kann. Im Vergleich dazu ist die hydraulische Durchlässigkeit im unteren Bereich des Akrotelms geringer. Im feinporigen Katotelm ist die laterale Fließgeschwindigkeit des Moorgrundwassers nochmals deutlich langsamer (Rydin und Jeglum, 2013). Diese tiefenabhängige hydraulische Leitfähigkeit bewirkt, dass die häufigen kurzzeitigen Wasserstandsschwankungen bzgl. der Mooroberfläche im grobporigen Akrotelm deutlich geringer in der Amplitude sind als im feinporigen Katotelm (Edom, 2001). Dies ist laut Edom (2001) vor allem bei extremen Wetterereignissen zu beobachten. Infolge eines starken Niederschlagsereignisses steigt der Wasserstand kurzzeitig über den langfristigen Mittelwert, sodass im oberen, grobporigen Akrotelm der Wasseranstieg insgesamt geringer als in tieferen Bereichen ausfällt (Edom, 2001). Außerdem kommt es laut Edom (2001) aufgrund der besonders hohen hydraulischen Leitfähigkeit zu einem schnellen lateralen Abtransport des zusätzlichen Niederschlagswassers. Bei einer Trockenperiode hingegen führt die geringere hydraulische Leitfähigkeit im unteren Akrotelm zu einem gehemmten Abfluss des Wassers, sodass die Entwässerung des Moors gedämpft ist und in Trockenzeiten weniger Wasser in moorentwässerten Bächen ankommt als in solchen Bächen, deren Wasser aus dem Mineralboden stammt (Edom, 2001). Diese hemmende Wirkung des Akrotelms auf den Moorabfluss verursacht laut Edom (2001) regelrecht einen selbstverursachten Wasserstau und autogenen Wasserspiegelanstieg im Moor, sodass in durchströmten und aufgewölbten Mooren weiter Torf gebildet wird. Ohne diese abflusshemmende Wirkung würde das Wasser in diesen Gebieten zu schnell abfließen und es würden sich nicht die zur Torfbildung notwendigen anaeroben Bedingungen einstellen. Ähnliche Auswirkungen hat die tiefenabhängige Porosität auch auf das Wachstumsverhalten innerhalb einer Moorfläche. Im oberen Bereich von Bulten ist das Porenvolumen deutlich kleiner als bei den dazwischenliegenden Schlenken, sodass dort die kapillare Aufstiegshöhe größer ist und auch mehr Haftwasser gespeichert werden kann. Aus diesem Grund wachsen die Torfschichten auf Bulten auch in Trockenzeiten noch weiter, während die Schlenken aufgrund des fehlenden Wassers nicht weiterwachsen (Edom, 2001).

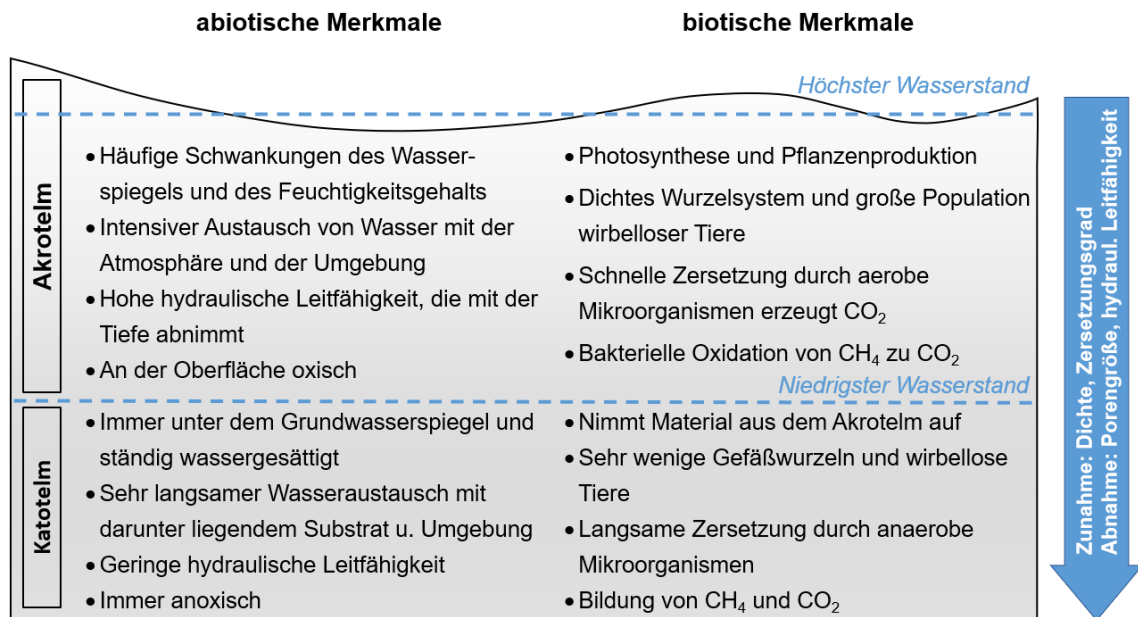


Abbildung 2.5: Hauptmerkmale des Akrotelms und Katotelms. Die wichtigsten Merkmale und Unterschiede zwischen den beiden charakteristischen Schichten des diplotelmischen Moorkörperaufbaus lassen sich bzgl. der Beteiligung von belebter Umwelt in abiotisch und biotisch einteilen. Der langfristig beobachtete Tiefwasserstand bildet die Grenze zwischen Akrotelm und Katotelm, Schwankungen des Wasserspiegels sich im Akrotelm wider. Mit der Tiefe nimmt der Zersetzungsgrad und die Dichte des Torfs zu, die Porengröße und die hydraulische Leitfähigkeit nimmt ab. Basierend und leicht verändert nach der Abbildung von Rydin und Jeglum (2013, S. 157).

Die wichtigsten Merkmale des diplotelmischen Moorkörperaufbaus in Akro- und Katotelm werden in Abbildung 2.5 dargestellt. Dabei werden die Eigenschaften hinsichtlich der Beteiligung von Lebewesen in abiotische und biotische Charakteristiken unterteilt. Zusätzlich sind der Höchst- und Tiefwasserstand grafisch dargestellt, da der Moorgrundwasserspiegel für die Definition der Schichtgrenze und für die Prozesse und Eigenschaften in den entsprechenden Torfschichten von entscheidender Bedeutung ist.

2.3.3 Gültigkeit und Anwendbarkeit des Zweischichtmodells

Rydin und Jeglum (2013) weisen auf eine Uneinigkeit verschiedener Autoren in der Moor- und Torfkunde bzgl. der Gültigkeit des diplotelmischen Moorkörperaufbaus für alle Moorarten hin. Laut Rydin und Jeglum wurde das Modell des zweiteiligen Mooraufbaus zunächst für Hochmoore entwickelt, sodass eine Anwendung auf Nieder- und Übergangsmoore unter Umständen nicht zutreffend sein kann. In nährstoffreichen Niedermooren laufen bspw. die Prozesse des Stoffabbaus schneller ab als in nährstoffarmen Hochmooren, sodass die entwässerbaren Porengröße in Niedermooren folglich deutlich schneller mit der Tiefe abnehmen sollte als in Hochmooren. Dadurch sind Unterschiede im Akrotelm-Katotelm-Schichtaufbau beider Moorarten durchaus möglich (Edom, 2001). Unabhängig von der Moorart darf aber laut Rydin und Jeglum (2013) grundsätzlich nicht

vergessen werden, dass dieses diplotelmische Konzept weder räumliche Heterogenitäten noch langsame Veränderungen der Torfschichten mit der Tiefe berücksichtigt. Der zweiteilige Schichtaufbau in Akrotelm und Katotelm erweckt laut Rydin und Jeglum (2013) den Anschein, dass sich die hydraulischen und stoffhaushaltlichen Eigenschaften sprunghaft an der Schichtgrenze ändern, was im realen Moorboden allerdings oftmals nicht der Fall ist. Als Beispiel stellen die beiden Autoren verschiedene Messungen vor, bei denen die im Moor gemessene Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit nicht mit der eindeutigen Trennung zwischen hoher hydraulischer Leitfähigkeit im Akrotelm und geringer hydraulischer Leitfähigkeit im Katotelm übereinstimmt. Bei den vorgestellten Messungen seien im Katotelm bei bis zu 3 m unter der Mooroberfläche röhrenförmige Strukturen mit hoher hydraulischer Leitfähigkeit gemessen worden, die entweder mithilfe von lokal weniger zersetzten, grobporigen Torfschichten oder durch zersetzte holzige Stämme und Wurzeln erklärbar seien. Aufgrund dieser vom Modell abweichenden, hohen Leitfähigkeitswerte ist laut Rydin und Jeglum nicht auszuschließen, dass unter Umständen der Übergang von hoher zu niedriger hydraulischer Leitfähigkeit nicht unbedingt zwischen den beiden Schichten, sondern auch innerhalb des Akrotelms oder innerhalb des Katotelms verlaufen kann. Wenn die Wassergeschwindigkeit an der Schichtgrenze nicht wie erwartet drastisch abnimmt, sei ein erheblicher Austausch zwischen Akrotelm und Katotelm möglich. In der Praxis sind daher konkrete Messungen zur Abklärung und Überprüfung des Modells für das konkrete Untersuchungsgebiet notwendig.

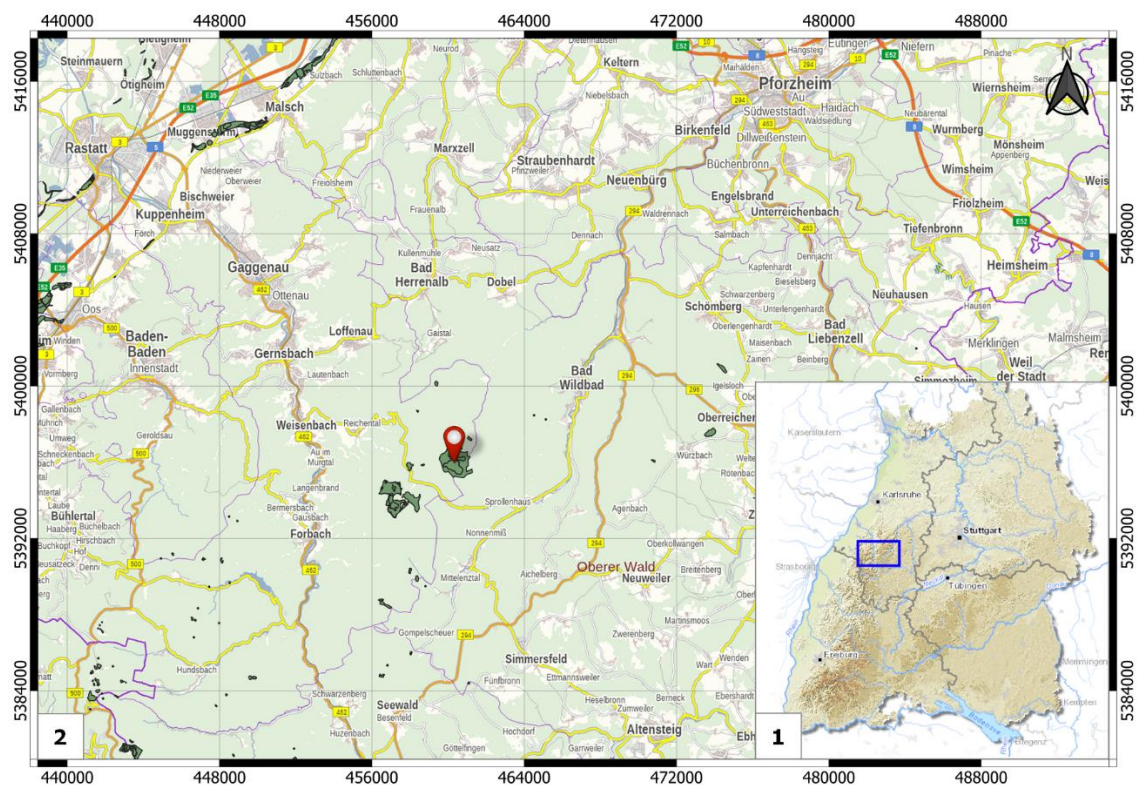
3 Untersuchungsgebiet Wildseemoor

Dieses Kapitel dient zur kurzen Übersicht des Untersuchungsgebiets Wildseemoor. Es werden allgemeine Informationen zur Lage, Entstehung, Vegetation, Beschaffenheit der Landschaft und charakteristischen Eigenschaften des Moors gegeben. Außerdem werden die künstlich angelegten Entwässerungsgräben im Wildseemoor und ihr geschichtlicher Hintergrund kurz erläutert. Für einen ausführlicheren Überblick zum Wildseemoor sei an dieser Stelle auf die Masterarbeit von Sharon Rakowski (2021) verwiesen.

3.1 Geographische Lage und allgemeiner Überblick

Das Wildseemoor befindet sich auf einem flachen Plateau in 908 m ü. NN nordöstlich von Kaltenbronn bzw. südöstlich von Gernsbach zwischen dem Enz- und Murgtal und liegt somit genau auf der ehemaligen Grenze zwischen Baden und Württemberg (LGRB, 2020; siehe Abbildung 3.1). Mit einer Gesamtfläche von 187 ha ist es das größte Plateaumoos, das sich seit der letzten Eiszeit auf den Buntsandsteinhochflächen im Nordschwarzwald gebildet hat (LUBW, 2006; LGRB, 2020). Aufgrund der kühlen Temperaturen und hohen Niederschläge von bis zu 1800 mm pro Jahr hat sich im Zentrum des Gebiets ein ausgeprägtes Hochmoor entwickelt, das in den Randbereichen von mittel-tiefen bis tiefen Niedermooren und Übergangsmooren umgeben ist (LGRB, 2017, 2020). Während die 119 ha großen Randbereiche vor allem Latschenkiefer-Fichten- und Fichtenmoorwälder aufweisen, ist die 68 ha große, fichtenfreie Hochmoorfläche durch Bereiche mit dichter Vegetation aus Kiefern und Latschen geprägt, die sich mit weniger dicht bewachsenen, halboffenen und z.T. latschenkieferfreien Bereichen mit Torfmossen, Besenheide und Wollgras abwechseln (LUBW, 2006). In der Hochmoorfläche befinden sich drei kleinere, verlandete Kolke im Osten. Im Nordosten sind die zwei größeren, offenen Wasserflächen des Wildsees (Abbildung 3.2) und des etwas kleineren Hornsees zu finden (LUBW, 2006). Die Oberfläche des Moors ist eben bis schwach gewölbt und der Untergrund besteht aus schwach bis stark zersetztem Torf mit einer mittleren Mächtigkeit von 3 – 4 m (LGRB, 2017; LUBW, 2006). Im Moorkataster der Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg (LUBW) wird die Zersetzung des Torfes anhand von fünf Zersetzungsstufen Z1 bis Z5 beschrieben. Demnach liegt in den ersten beiden Metern unterhalb der Geländeoberkante vor allem eine geringe Zersetzung Z1 bis Z2 vor. In einer Tiefe von 2 – 3 m ist der Torfzersetzungsgrad mit Stufe Z4 deutlich höher. Allerdings nimmt der Torfzersetzungsgrad in den darunter liegenden Schichten aus Sphagnum- und Wollgrastorf wieder leicht ab (Z3-Z4). In dem untersten Bereich direkt oberhalb des felsigen und z.T. sandig-lehmigen Untergrunds des Buntsandsteinplateaus ist der Torf schließlich in einem Abschnitt von 20 cm stark zersetzt (Z5) und weist Beimengungen von Holz auf. Die maximale Torfmächtigkeit beträgt laut LUBW (2006) 7,9 m und befindet sich südlich bis südöstlich des Wildsees. Rakowski (2021) konnte allerdings anhand von Widerstandstomografien sogar Torfmächtigkeiten von 2,5 – 12 m ermitteln. Über einen Holzbohlensteg, der entlang einer alten Trasse aus dem 18. und 19. Jahrhundert führt, ist das Wildseemoor für Touristen und Besucher erschlossen (LUBW,

2006). Unter dem heutigen Steg (Abbildung 3.2), der vom Schwarzwaldverein aufgebaut wurde (LGRB, 2020), befinden sich noch Reste der früheren Knüppelwege und Eisenbahnschienen, die zu einer Störung des ursprünglichen Moorkörpers geführt und somit das Wachstum von Rasenbinde entlang dieses Weges ermöglicht haben (LUBW, 2006). Aufgrund von vielen alten Gräben, die in Kapitel 3.2 näher erläutert werden, entwässert das Moor nach Westen in den Brotbach, nach Norden zum Rotwasser und nach Süden zum Schwarzwässerle (LUBW, 2006). Die äußeren Grenzen des Moores sind im Osten durch ein deutliches Randgehänge und im Norden und Westen durch einen breiten Graben geprägt (LUBW, 2006). Um das empfindliche Ökosystem des Moores zu schützen, steht der badische Teil des Wildseemoors bereits seit 1914 und der württembergische Teil seit 1928 unter Naturschutz, (LGRB, 2020).



Geographische Lage Untersuchungsgebiet Wildseemoor

1 Topografische Karte Baden-Württemberg (Daten- und Kartendienst LUBW, 2021)
Maßstab: 1:2.700.000

Moorkarte Baden-Württemberg (Daten- und Kartendienst LUBW, 2021)
Maßstab: 1:200.000

2 Topografische Karte Wildseemoor (Geoportal Baden-Württemberg, 2021)
Maßstab: 1:200.000

Hochmoorgebiet Wildseemoor

Koordinaten-Bezugssystem: UTM Zone 32N EPSG:25832

Abbildung 3.1: Geographische Lage des Untersuchungsgebiets Wildseemoor bei Gernsbach-Kaltenbronn. Abbildung erstellt mithilfe von QGIS 3.16 (LUBW, 2021; LGL und GDI, 2021).



Abbildung 3.2.: Wildsee und Holzbohlensteg im Wildseemoor. Links: offene Wasserfläche des Wildsees mit Blick Richtung Osten. Rechts: Holzbohlensteg zur möglichst naturschonenden Erschließung des empfindlichen Moorökosystems für Besucher.

3.2 Entwässerungsgräben

Im 18. und 19. Jahrhundert wurden mehrere Versuche unternommen, den Torf im Hochmoorgebiet Wildseemoor abzutragen und zur Energiegewinnung zu nutzen. Die Bemühungen scheiterten allerdings, da der Torf vor allem aufgrund eines zu geringen Brennwertes und durch Schwierigkeiten bei Trocknung und Transport zu teuer war (Rakowski, 2021). In Müllers „Das Wildseemoor bei Kaltenbronn im Schwarzwald: ein Naturschutzgebiet“ (1924) ist nachzulesen, dass die im Zuge der Torfstiche zur Entwässerung gezogenen Gräben insgesamt eine Strecke von mindestens 47 km einnahmen. Diese Gräben wurden nach den gescheiterten Abbauersuchen vor Ort nicht wieder aufgefüllt, wodurch sie auch heute noch im Gelände und auf digitalen Geländemodellen (DGM) zu erkennen sind. Sengbusch rekonstruierte diese Gräben in Abbildung 3.3 mit insgesamt 486 Grabenschnitten in seinem Abschlussbericht „Ökosystemfunktionen der Moore auf dem Kaltenbronn“ (2014). Sowohl westlich als auch östlich des Besucherstegs befinden sich mehrere Schlitzgrabensysteme, die an vielen Stellen parallel zueinander angeordnet sind und südwestlich des Wildsees in Nord-Süd-Richtung verlaufen. Die in Abbildung 3.4 mit blauen Pfeilen dargestellten, ursprünglichen Stromlinien zeigen an, wie die Wasserfließrichtung im Wildseemoor ohne menschliche Einflüsse verlaufen würde. Nahezu alle Stromlinien werden von mindestens einem Graben durchbrochen, sodass in weiten Teilen des Wildseemoors die hydrologische Durchgängigkeit gestört ist (Sengbusch, 2014).

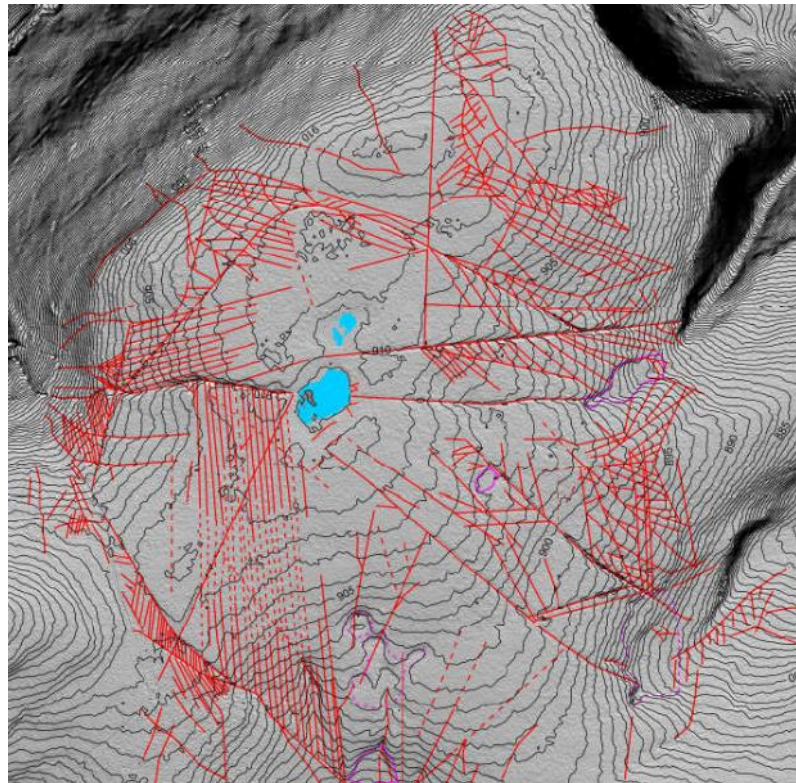


Abbildung 3.3: Digitales Geländemodell (DGM) Wildseemoor mit Entwässerungsgräben. Gräben (rot) rekonstruiert durch Schummerung auf Reliefkarten; Torfstiche (rosa) aus dem 18. und 19. Jahrhundert (Sengbusch, 2014, S. 43).

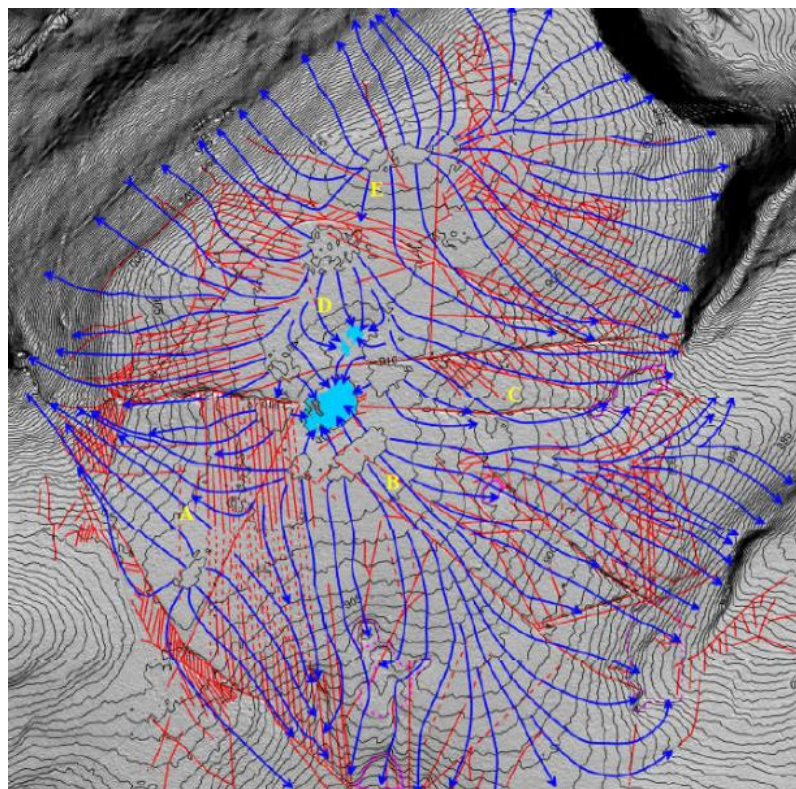


Abbildung 3.4: Digitales Geländemodell (DGM) Wildseemoor mit Stromlinien. Jede Stromlinie (blau) jeweils von Gräben (rot) durchbrochen (Sengbusch, 2014, S. 45).

4 Physikalische Grundlagen

Im Rahmen dieser Arbeit wird für die Datenerhebung das Verfahren der geoelektrischen Widerstandstomografie verwendet, welches auf der klassischen Physik der Elektrodynamik beruht. In diesem Kapitel wird daher ein kurzer Überblick über die relevanten physikalischen Grundlagen und die benötigten Parameter gegeben. In Unterkapitel 4.1 stammen die physikalischen Erläuterungen der Maxwell-Gleichungen und die dazugehörigen physikalischen Größen aus dem Lehrbuch von Griffiths (2011). Die Gleichungen und Erklärungen der Unterkapitel 4.2, 4.3 und 4.4 sind an die Ausführungen von Meschede (2010) angelehnt, falls nicht anders angegeben. Zur besseren Lesbarkeit sind vektorielle Größen im Fließtext durch fette Formatierung statt Vektorpfeil gekennzeichnet.

4.1 Maxwell-Gleichungen der Elektrodynamik

Die Maxwell-Gleichungen beschreiben sowohl die elektrodynamischen Eigenschaften und Wechselwirkungen zwischen elektrischen und magnetischen Feldern als auch die Zusammenhänge zwischen den elektrischen bzw. magnetischen Feldern und den Ladungs- bzw. Stromverteilungen. Sie bilden somit die Grundlage der Elektrodynamik und sind in den grundlegenden Lehrbüchern je nach Autor in leicht unterschiedlichen Ausführungen zu finden.

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{E} = \frac{\rho}{\epsilon_0} \quad \text{Gauß'sches Gesetz} \quad (4.1)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad \text{Gauß'sches Gesetz für Magnetfelder} \quad (4.2)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} + \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0 \quad \text{Faraday'sches Gesetz bzw. Induktionsgesetz} \quad (4.3)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{B} + \frac{1}{c^2} \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = \mu_0 \vec{J} \quad \text{Ampère'sches Durchflutungsgesetz} \quad (4.4)$$

Die erste Maxwell-Gleichung (4.1) wird auch Gauß'sches Gesetz genannt und besagt, dass die Quellen bzw. Senken des elektrischen Feldes \vec{E} durch die elektrische Ladungsdichte ρ gegeben sind. Die Ladungsdichte wird in der Einheit Ladung pro Volumen angegeben und eine Integration von ρ über das Gesamtvolumen V führt somit zur elektrischen Gesamtladung Q in der Einheit Coulomb (C) (siehe Gleichung (4.5)).

$$Q = \int_V \rho \, dV \quad \text{mit} \quad [Q] = 1 \text{As} = 1 \text{C} \quad (4.5)$$

Die zweite Maxwell-Gleichung (4.2) ist analog zu (4.1) zu interpretieren und kann als Übertragung des Gauß'schen Gesetzes auf Magnetfelder verstanden werden. Magnetfelder besitzen keine Quellen oder Senken, weshalb die Divergenz der magnetischen Flussdichte \vec{B} Null ist. Die Magnetfeldlinien sind somit in sich geschlossen und es existieren keine magnetischen Monopole. Das Induktionsgesetz bzw. Faraday'sches Gesetz stellt die dritte Maxwell-Gleichung (4.3) dar und drückt aus, dass ein zeitlich

veränderliches Magnetfeld ein elektrisches Wirbelfeld erzeugt, welches wiederum nach der Lenz'schen Regel dem Magnetfeld entgegengerichtet ist. Die vierte Maxwell-Gleichung (4.4) wird schließlich durch das Ampère'sche Durchflutungsgesetz charakterisiert, welches magnetische Wirbelfelder als Resultat elektrischer Ströme und zeitlich veränderlicher elektrischer Felder beschreibt. Die elektrischen Ströme I in der Einheit Ampère (A) werden hierbei pro Fläche betrachtet und somit durch die elektrische Stromdichte \vec{j} in A/m^2 aus Gleichung (4.6) ausgedrückt. Die Stromdichte ist eine vektorielle Größe, deren Richtung durch die Geschwindigkeit \vec{v} bestimmt wird, mit der sich die Ladungsdichte ρ bewegt.

$$I = \int_A \vec{j} \cdot d\vec{A} \quad \text{mit} \quad [I] = 1 \text{ A} \quad \text{und} \quad \vec{j} = \rho \cdot \vec{v} \quad \text{mit} \quad [j] = 1 \frac{\text{A}}{\text{m}^2} \quad (4.6)$$

Zusätzlich zu den bereits beschriebenen Größen der elektrischen und magnetischen Felder sind in den Maxwell-Gleichungen drei fundamentale Konstanten essenziell. Die Permittivität des Vakuums $\epsilon_0 = 8,854 \cdot 10^{-10} \text{ As/Vm}$ wird auch Dielektrizitätskonstante genannt und steht mit der Permeabilität des Vakuums $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ As/Vm}$ (magnetische Feldkonstante) und der Lichtgeschwindigkeit c in folgendem Zusammenhang (4.7).

$$c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}} \approx 3 \cdot 10^8 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \quad (4.7)$$

4.2 Elektrodynamische Kontinuitätsgleichung

Die Kontinuitätsgleichung beschreibt das Verhalten einer Erhaltungsgröße und stellt die differentielle Form eines Erhaltungssatzes dar, wodurch sie in der Physik essenziell ist und in allen Feldtheorien eine bedeutende Rolle spielt. In der Elektrodynamik ist diese Erhaltungsgröße durch die elektrische Ladung gegeben und die dazugehörige elektrodynamische Kontinuitätsgleichung in Gleichung (4.8) folgt direkt aus den Maxwell-Gleichungen. Eine zeitliche Änderung der Ladungsdichte hat eine räumliche Änderung der Stromdichte zur Folge, sodass die in einem Volumen V stattfindende Ladungsänderung durch herein- oder herausströmende Ladungen durch die Oberfläche des Volumens verursacht wird. Somit kann elektrische Ladung nicht verschwinden oder erzeugt werden.

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{j} = 0 \quad (4.8)$$

Für zeitunabhängige Ladungsverteilungen, wie sie beispielsweise in der Elektrostatik betrachtet werden, fällt die Zeitableitung der Ladungsdichte weg, sodass folglich das Stromdichtefeld divergenz- und somit quellfrei sein muss. Dies gilt ebenso bei Gleichstrom, da es sich hierbei um einen stationären, also zeitlich konstanten Strom handelt und dadurch sowohl die Stromdichte als auch die Ladungsverteilung zeitunabhängig sind.

4.3 Elektrisches Potential und Äquipotentialflächen

Das Induktionsgesetz (4.3) ist zeitunabhängig, sodass bei verschwindender zeitlicher Ableitung der magnetischen Flussdichte direkt die Wirbelfreiheit des elektrischen Feldes $\nabla \times \mathbf{E} = 0$ folgt. Das elektrische Feld \mathbf{E} lässt sich daher auch mithilfe des skalaren elektrischen Potentials ϕ ausdrücken (siehe Gleichung (4.9)), weil die Rotation eines Gradientenfeldes verschwindet ($\nabla \times (\nabla \phi) = 0$). Die elektrische Spannung U in der Einheit Volt (V) beschreibt eine Potentialdifferenz und ist wie in Gleichung (4.10) angegeben über das elektrische Feld berechenbar.

$$\vec{E}(\vec{r}) = -\vec{\nabla} \phi(\vec{r}) \quad (4.9)$$

$$U(\vec{r}) = \phi_2 - \phi_1 = \int_1^2 \vec{\nabla} \phi(\vec{r}) \, d\vec{r} = - \int_1^2 \vec{E}(\vec{r}) \, d\vec{r} \quad (4.10)$$

In einem homogenen Feld ist die elektrische Feldstärke \mathbf{E} an jedem Ort gleich, sodass sie unabhängig vom Ortsvektor \mathbf{r} ist und außerhalb das Integral von Gleichung (4.10) geschrieben werden kann. Damit ergibt sich ein lineares Verhältnis (4.11) zwischen der elektrischen Feldstärke und der Spannung U zwischen zwei Punkten im Abstand l .

$$|\vec{E}(\vec{r})| = -\frac{dU(r)}{dr} \xrightarrow{\text{homogen}} E = \frac{U}{l} \quad (4.11)$$

Flächen, auf denen das elektrische Potential konstant ist, werden Äquipotentialflächen genannt und stehen senkrecht zu den Feldlinien des elektrischen Feldes. Feldlinien schneiden sich nicht und beginnen an positiven und enden an negativen Ladungen. Sie zeigen die Richtung des elektrischen Feldes an und ihre Liniendichte ist proportional zur Feldstärke. Die Äquipotentialflächen werden in einer zweidimensionalen Darstellung durch Äquipotentiallinien abgebildet, die analog zum dreidimensionalen Fall senkrecht zu den Feldlinien stehen. In Abbildung 4.1 sind die entsprechenden Feldlinien und Äquipotentiallinien von zwei entgegengesetzten Ladungen dargestellt.

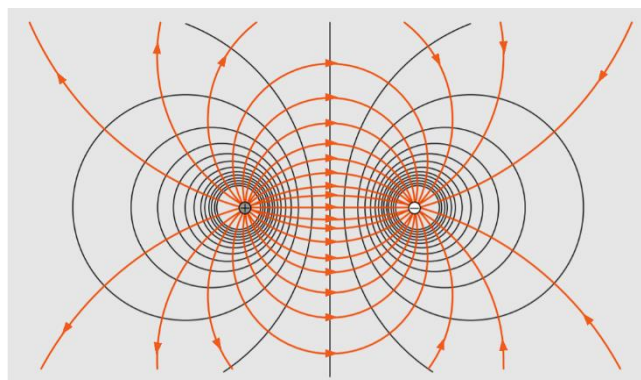


Abbildung 4.1: Feldlinien und Äquipotentiallinien zweier entgegengesetzter Ladungen. Die Feldlinien (orange) des elektrischen Feldes beginnen an der positiven (links) und enden an der negativen Ladung (rechts). Die Äquipotentiallinien (schwarz) stehen senkrecht auf den Feldlinien (basiert auf Abbildung von Meschede (2010)).

4.4 Ohm'sches Gesetz, elektrische Leitfähigkeit und elektrischer spezifischer Widerstand

Das Ohm'sche Gesetz stellt den linearen Zusammenhang zwischen dem in einem elektrischen Leiter fließenden Strom I und der angelegten Spannung U dar und ist oftmals auch als URI -Formel (4.12) bekannt.

$$U = R \cdot I \quad \text{mit} \quad [R] = 1 \frac{\text{V}}{\text{A}} = 1 \Omega \quad (4.12)$$

Als Proportionalitätsfaktor R wird hier der elektrische bzw. Ohm'sche Widerstand mit der Einheit Ohm (Ω) eingeführt, der im Allgemeinen von der Temperatur und von der Geometrie des Leiters, jedoch nicht vom Leitermaterial abhängig ist. Das dargestellte Ohm'sche Gesetz in (4.12) ist allerdings nicht universell, sondern nur in makroskopischer Näherung gültig. Für lokale Betrachtungen lässt sich das Ohm'sche Gesetz mithilfe der Gleichungen (4.6) und (4.11) und mithilfe einer Materialkonstante, der elektrischen Leitfähigkeit σ , als allgemein gültige Form des Ohm'schen Gesetzes (4.13) formulieren. Wird ein elektrisch leitendes Material mit Leitfähigkeit σ einem elektrischen Feld \vec{E} ausgesetzt, führt dies zu einer induzierten Stromdichte \vec{j} innerhalb des Materials.

$$\vec{j} = \sigma \cdot \vec{E} \quad \text{mit} \quad [\sigma] = 1 \frac{\text{S}}{\text{m}} = \frac{1}{\Omega\text{m}} \quad (4.13)$$

$$\rho_s = \frac{1}{\sigma} \quad \text{mit} \quad [\rho_s] = 1 \Omega\text{m} \quad (4.14)$$

Der Kehrwert der elektrischen Leitfähigkeit ist der s.g. spezifische Widerstand ρ_s in Gleichung (4.14). Mithilfe dieses spezifischen Widerstands lässt sich für homogene Materialien der Ohm'sche Widerstand eines stromdurchflossenen Leiters auch ohne Strom- oder Spannungsmessung bestimmen. Dazu werden, wie in Gleichung (4.15) gezeigt, lediglich die Länge l und die Querschnittsfläche A als geometrische Eigenschaften des Leiters benötigt.

$$R = \frac{l}{A} \cdot \rho_s \quad (4.15)$$

Während die elektrische Leitfähigkeit meist in Siemens pro Meter (S/m) gemessen wird, besitzt der spezifische Widerstand die Einheit Ohm-Meter (Ωm). Beide Einheiten lassen sich aber anhand des Zusammenhangs $1 \text{ S} = 1 \Omega^{-1}$ ineinander überführen, wodurch auch die Relation zwischen ρ_s und σ deutlich wird (Weidelt, 2005). Sowohl die elektrische Leitfähigkeit als auch der spezifische Widerstand geben an, wie gut ein Material elektrischen Strom leiten kann, sodass diese beiden Materialeigenschaften für geoelektrische Messungen von großem Interesse sind. Gute elektrische Leiter haben eine hohe elektrische Leitfähigkeit und einen geringen spezifischen Widerstand, während schlecht leitende Materialien einen hohen spezifischen Widerstand und eine geringe Leitfähigkeit aufweisen. Aufgrund von Stetigkeitsbedingungen der elektrischen und magnetischen Feldkomponenten lässt sich das Verhalten von Stromlinien beim Übergang an Grenzflächen Materialien untersuchen. Laut Weidelt (2005) werden Stromlinien vom Lot

weggebrochen, wenn sie in ein gut leitendes Material eintreffen. Beim Eintreten in einen schlechten Leiter werden die Ströme hingegen zum Lot hin gebrochen, sodass es zu einer Verdrängung des Stroms aus dem schlechten Leiter kommt (Weidelt, 2005).

Die induzierte Stromdichte in Gleichung (4.13) beschreibt die bewegten Ladungen wie z.B. Elektronen oder Ionen im stromdurchflossenen Medium. Diese bewegten Ladungen können entweder im Material frei beweglich sein oder anhand von Ladungsträgern transportiert werden (Forbriger und et al., 2019), sodass die Leitfähigkeit stark von der Anzahl und Verfügbarkeit freier Ladungen und Ladungsträgern im Material abhängig ist. Außerdem wird zwischen einer elektronischen und einer ionischen Leitfähigkeit unterschieden (Forbriger und et al., 2019). Bei der elektronischen Leitfähigkeit wird der induzierte Strom durch bewegte Elektronen verursacht. Vor allem Metalle weisen eine hohe elektronische Leitfähigkeit auf, denn in ihnen sind besonders viele, frei bewegliche Elektronen vorhanden. Sie sind dadurch besonders gute Leiter und haben sehr geringe spezifische Widerstandswerte. Im Gegensatz dazu besitzen bspw. Gesteine keine elektronische, sondern eine ionische Leitfähigkeit, denn hier wird der Ladungstransport durch den Transport von Ionen realisiert. Die Ionenkonzentration innerhalb eines Materials trägt somit entscheidend dazu bei, ob es sich um einen guten oder schlechten Leiter handelt, denn gleiche Materialien können je nach Ionenkonzentration unterschiedlich hohe Leitfähigkeiten aufweisen. Dies ist besonders gut am Beispiel von Wasser zu sehen. Reines Wasser gilt grundsätzliches als Isolator, da es elektrische Ströme sehr schlecht leitet. Durch im Wasser gelöste Stoffe wie z.B. Carbonate oder Chloride kann Wasser allerdings je nach Konzentration dieser Stoffe eine hohe ionische Leitfähigkeit aufweisen (Wassertechnik PRO; Niedersächsisches Ministerium für Umwelt, Energie, Bauen und Klimaschutz, 2019). Niederschlagswasser hat aufgrund der geringen Nährstoffkonzentration relativ geringe elektrische Leitfähigkeiten von $35 - 100 \mu\text{S}/\text{cm}$, was einem spezifischen Widerstand von $100 - 285 \Omega\text{m}$ entspricht (PHYWE Systeme GmbH & Co. KG). Das Beispiel der Wasserleitfähigkeit zeigt, dass die elektrische Leitfähigkeit σ und der spezifische Widerstand ρ_s nicht nur vom jeweiligen Material, sondern auch von anderen Faktoren wie z.B. der Ionenkonzentration abhängen. Sowohl Einflüsse auf den Ladungstransport als auch die Temperatur haben große Auswirkungen auf die beiden physikalischen Größen, sodass sie große Wertebereiche von über 24 Größenordnungen aufweisen. In Tabelle 4.1 sind einige Werte des spezifischen Widerstands für Metalle und Isolatoren aus dem Lehrbuch von Meschede (2010, S. 342) dargestellt. Hierbei ist zu erkennen, dass der spezifische Widerstand einen großen Wertebereich zwischen $10^{-8} \Omega\text{m}$ für Silber und mehr als $10^{16} \Omega\text{m}$ für Bernstein annehmen kann. Auch Weidelt (2005) gibt eine tabellarische Übersicht von spezifischen Widerstandswerten für verschiedene Materialien an (siehe Tabelle 4.2). In dieser Übersicht handelt es sich allerdings um Lockersedimente, Festgesteine, organogene und anthropogene Ablagerungen und Wässer, sodass diese Vergleichswerte besonders für geophysikalische Fragestellungen interessant sind. Laut Weidelt (2005) haben Torf, Mudden und Moorböden somit Widerstandswerte zwischen $15 \Omega\text{m}$ und $150 \Omega\text{m}$. Sie leiten damit elektrische Ströme zwar besser als Steinsalz oder Erdöl, aber verglichen mit salzhaltigen Gewässern sind sie eher schlechte Leiter.

Tabelle 4.1: Spezifische Widerstandswerte ρ_s für Metalle und Isolatoren. Basierend auf der Tabelle von Meschede (2010, S. 342).

Stoff	ρ_s in Ωm	Stoff	ρ_s in Ωm
Silber	$1,6 \cdot 10^{-8}$	Porzellan	$\approx 10^{12}$
Kupfer	$1,7 \cdot 10^{-8}$	Hartgummi	$2 \cdot 10^{13}$
Aluminium	$2,8 \cdot 10^{-8}$	Quarzglas	$5 \cdot 10^{16}$
Eisen	$9,8 \cdot 10^{-8}$	Bernstein	$> 10^{16}$

Neben den bereits erwähnten Einflussfaktoren auf die Leitfähigkeit eines Materials, sind bei Böden und Gesteinen auch der Wassergehalt und die Permeabilität bzgl. der Durchlässigkeit von Wasser besonders entscheidend, was anhand der in Tabelle 4.2 gegebenen Beispielwerte deutlich wird (Forbriger und et al., 2019). Trockener Ton ist mit spezifischen Widerstandswerten von über $1000\Omega\text{m}$ ein eher schlechter Leiter, aber seine elektrische Leitfähigkeit verbessert sich bei einem höheren Wassergehalt deutlich, so dass erdfeuchter Ton nur noch spezifische Widerstände zwischen $3\Omega\text{m}$ und $30\Omega\text{m}$ aufweist. Auch Steinsalz wird mit zunehmendem Wassergehalt besser leitend, was darauf zurückzuführen ist, dass die im feucht bis nassen Material enthaltenen Ionen aufgrund des höheren Wassergehalts leichter transportierbar sind als im trockenen Material. In ton- und salzhaltigen Materialien ist die Ionenkonzentration generell recht hoch, sodass sie bei entsprechendem Wassergehalt eine vergleichsweise höhere ionische Leitfähigkeit erreichen als andere Materialien. Der erleichterte Ladungstransport ist auch bei porösen und kluftigen Gesteinen die Erklärung für eine Reduzierung des spezifischen Widerstands im Vergleich zur festen, kompakten Formation. In kompaktem Sandstein oder Tonschiefer befinden sich kaum Poren und Durchgänge, durch die Wasser fließen und entsprechend den Ionentransport erleichtern kann. Dadurch ist der spezifische Widerstand für kompaktes Festgestein mit Werten von über $10^6\Omega\text{m}$ sehr hoch und elektrische Ströme werden besonders schlecht geleitet. In porösem und feuchtem Gestein mit Klüften können die Ionen aber zusammen mit Wasser leichter hindurch transportiert werden, sodass die Widerstandswerte mit $50 - 150\Omega\text{m}$ deutlich geringer sind.

Tabelle 4.2: Geophysikalisch relevanter Wertebereich des spezifischen Widerstands. Minimum- und Maximum des spezifischen Widerstands ρ_s für Lockersedimente, Festgesteine, organogene und anthropogene Ablagerungen und Wässer. Für manche Materialien fehlt ein Grenzwert. Basierend auf der Tabelle von Weidelt (2005, S. 98).

Material	Wertebereich ρ_s in Ωm	
	Minimum	Maximum
Kies	50 (wassergesättigt)	$> 10^4$ (trocken)
Sand	50 (wassergesättigt)	$> 10^4$ (trocken)
Schluff	20	50
Geschiebemergel	30	70
Ton (erdfeucht)	3	30
Ton (trocken)	–	> 1000
Torf, Humus, Schlick	15	25
Mudde, Faulschlamm	10	40
Moorböden	10	150
Erdöl	10^9	10^{12}
Sandstein	< 50 (klüftig, feucht)	$> 10^5$ (kompakt)
Kalkstein	100 (klüftig, feucht)	$> 10^5$ (kompakt)
Tonschiefer	50 (klüftig, feucht)	$> 10^5$ (kompakt)
Magmatite, Metamorphite	150 (klüftig, feucht)	$> 10^6$ (kompakt)
Steinsalz	30 (feucht)	$> 10^6$ (trocken)
Destilliertes Wasser	–	$> 10^3$
Schneefirn	–	> 105
Natürliche Wässer	10	300
Meerwasser (35 ‰ NaCl)	0,25	–
Salzlaugen	$< 0,1$	–

5 Grundlagen zur Geoelektrik

Die Geoelektrik ist ein Teilbereich der Geophysik, der sich aufgrund seines minimal-invasiven Messprinzips besonders zur zerstörungsfreien Untersuchung oberflächennaher Strukturen eignet. Dabei gibt es viele verschiedene Messmethoden zur Untersuchung der elektrischen Eigenschaften des Untergrunds, die sich hauptsächlich in elektrische und elektromagnetische Verfahren einteilen lassen. Die Erläuterungen in Kapitel 5.1 – 5.8 basieren auf dem Skriptum der Geophysikalischen Geländemethoden des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) von Forbriger und et al. (2019). Sonstige Literaturnachweise sind explizit angegeben.

5.1 Verfahrensvarianten der Widerstandsgeoelektrik

Im Rahmen dieser Bachelorarbeit kommt das s.g. Gleichstromverfahren zum Einsatz, das zur rein elektrischen Messmethode zählt und bei dem mithilfe von zwei Elektroden ein Strom in den Boden eingespeist wird. Dieser Strom verursacht ein Stromdichtefeld im Untergrund, das vom Abstand der Elektroden und von den elektrischen Eigenschaften des Untergrunds und ihrer räumlichen Verteilung abhängig ist. Die resultierende Potentialdifferenz an der Oberfläche wird mithilfe von zwei Sonden als Spannung gemessen, die zusammen mit der eingespeisten Stromstärke zur Berechnung des spezifischen elektrischen Widerstands mithilfe des Ohm'schen Gesetzes verwendet wird. Dadurch können Aussagen über die elektrische Leitfähigkeit des Untergrunds getroffen werden. Bei dem Gleichstromverfahren wird entgegen seinem Namen allerdings kein Gleichstrom zur Stromeinspeisung verwendet. Aufgrund von natürlichen oder technischen Fremdstromquellen im Untergrund sind zusätzliche elektrische Effekte messbar, die in den Messdaten als Störquellen auftreten. Daher wird bei der eigentlichen Messung gepulster Gleichstrom oder Wechselstrom mit niedriger Frequenz eingesetzt, sodass die Störsignale von den Messsignalen unterscheidbar sind und herausgefiltert werden können. Das Verfahren kann dennoch als Gleichstromverfahren bezeichnet werden, da die eingesetzten Frequenzen des Puls- bzw. Wechselstroms im Vergleich zur Eindringtiefe sehr gering sind. Davon zu unterscheiden ist das eigentliche Wechselstromverfahren, das zur Kategorie der elektromagnetischen Messverfahren zählt. Hierbei wird hochfrequenter Wechselstrom zur Erzeugung eines zeitlich veränderlichen Magnetfelds im Erdboden eingesetzt, wodurch elektrische Ströme induziert werden, die ihrerseits wiederum ein zweites Magnetfeld induzieren. Eine Empfängerspule nimmt schließlich die Überlagerung beider Magnetfelder auf. Allgemein nimmt die Eindringtiefe mit zunehmender Frequenz ab, was als Skineneffekt bezeichnet wird und für die geringere Maximaltiefe bei Wechselstromverfahren im Gegensatz zum Gleichstromverfahren verantwortlich ist. Andere geoelektrische Messmethoden nutzen bspw. die natürlichen Änderungen des Erdmagnetfelds zur Strominduzierung, messen induzierte Polarisierungen oder bestimmen durch elektrochemische Prozesse im Untergrund hervorgerufene Eigenpotentiale. Diese Verfahren werden im Rahmen dieser Arbeit allerdings nicht näher erläutert, bei Interesse sind sie im Werk „Geophysik“ von Knödel et al. (2005) zu finden.

5.2 Anwendungsgebiete

Die Widerstandsgeoelektrik ist sehr vielseitig einsetzbar. Die verschiedenen Verfahren ermöglichen eine optimale Anpassung an die Erkundungsaufgabe. Die Gesellschaft für Geophysikalische Untersuchungen mbH in Karlsruhe (GGU) stellt eine ganze Reihe an möglichen Anwendungsgebieten vor (GGU Karlsruhe, 2011). Besonders Störkörper oder Strukturen mit charakteristischen elektrischen Eigenschaften wie bspw. Altlasten, Lagerstätten oder unterirdische Metallrohre, Kabel und Leitungen lassen sich durch geoelektrische Messungen im Untergrund gut nachweisen und kartieren. Da die Leitfähigkeit allgemein durch einen hohen Wasseranteil und hohe Ionenkonzentrationen verbessert wird, ist die Widerstandsgeoelektrik außerdem in der Lage, Grundwasserleiter und grundwasserstauende Strukturen sowie salz- oder tonhaltige geologische Schichten abzubilden. Weitere Anwendungsgebiete sind geotechnische und bergbauliche Untersuchung, da auch Hohlräume, Klüfte, geologische Störungen, Verwerfungen, Erosionsrinnen und verkarstetes Gestein zu messbaren Änderungen in der Widerstandsverteilung führen. Zudem sind Schichtmächtigkeiten ebenso geoelektrisch abschätzbar wie Depo-niegrenzen und Schadstoffkontaminationen im Untergrund. In der Archäologie wird die Widerstandsgeoelektrik ebenfalls als Prospektionsmethode verwendet, die zerstörungsfreie Vorerkundungen ermöglicht.

5.3 Messprinzip und 4-Punkt-Anordnung

Im Allgemeinen wird beim Gleichstromverfahren eine Potentialdifferenz an der Oberfläche eines stromdurchflossenen Körpers gemessen und zur Bestimmung des elektrischen spezifischen Widerstands als Materialeigenschaft verwendet. Der zu untersuchende Körper ist in der Regel der Erdboden, der auf elektrische Eigenschaften und Anomalien hin untersucht wird. Die Einspeisung des elektrischen Stroms in den Untergrund erfolgt galvanisch über zwei Elektroden, welche grundsätzlich auch direkt zur Spannungsmessung genutzt werden könnten. Durch die hohe induzierte Stromdichte kommt es allerdings an den Elektroden zu Polarisierung und sehr großen Spannungsabfällen, sodass bei diesem 2-Punkt-Verfahren diese hohen Kontaktwiderstände dominieren würden. Aus diesem Grund werden 4-Punkt-Anordnungen bestehend aus zwei Elektroden zur Stromeinspeisung und zwei Sonden zur Spannungsmessung verwendet. Bei reinen Gleichstromverfahren bilden sich auch an den Sonden hohe galvanische Kontaktwiderstände, welche sich umgehen lassen, wenn spezielle Keramiktöpfe als Sonden verwendet werden. Die Töpfe sind mit einer Kupfersulfatlösung gefüllt und haben eine permeable Oberfläche, sodass sie nicht polarisierbar sind und sich keine elektrochemischen Eigenpotentiale ausbilden, die die Messungen verfälschen könnten. Beim Gleichstromverfahren wird jedoch oftmals die Verwendung von niederfrequentem Wechselstrom oder gepulsten Gleichstrom mit wechselnder Polarität bevorzugt, bei denen die hohen Kontaktwiderstände an Sonden und Elektroden kein Problem darstellen. Die elektrochemischen Kontaktspannungen mitteln sich bei Puls- bzw. Wechselstrom innerhalb einer Signalperiode heraus, sodass keine speziellen Keramiktöpfe als Sonden nötig

sind. Stattdessen kommen meist Edelstahlspieße aufgrund ihrer wetterfesten, langlebigen und leitfähigen Eigenschaften als Elektroden und Sonden zum Einsatz. In Abbildung 5.1 und Abbildung 5.2 ist das allgemeine Messprinzip der geoelektrischen 4-Punkt-Anordnung schematisch dargestellt. Die Elektrode A dient als Quelle und die Elektrode B als Senke der induzierten Stromstärke I . Die beiden Sonden M und N werden in einiger Entfernung zu A und B positioniert und zur Messung der Potentialdifferenz U genutzt. Es gibt viele verschiedene Anordnungen, wie die vier Positionen zueinander auf der Erdoberfläche platziert werden können. Grundsätzlich ist eine beliebige, unregelmäßige Anordnung auf einer Fläche möglich, solange die jeweiligen Abstände r_{AM} , r_{AN} , r_{BM} und r_{BN} zwischen den Elektroden (A, B) und Sonden (M, N) bekannt sind (siehe Abbildung 5.2). Aus praktischen und logistischen Gründen werden allerdings meistens gewisse Standardanordnungen verwendet, bei denen die Elektroden und Sonden in einer Linie liegen und bei denen es von der konkreten Messkonfiguration abhängt, ob das Sondenpaar zwischen oder abseits des Elektrodenpaares platziert wird. Der punktförmig eingespeiste Strom I breitet sich im Untergrund radial in die Tiefe aus und kann mithilfe von Stromlinien dargestellt werden. Änderungen der räumlichen Widerstandsverteilung im Untergrund beeinflussen den Verlauf der Stromlinien, was ebenfalls in den beiden zuvor genannten Abbildungen anhand von unterschiedlich gut leitenden Schichten im Untergrund verdeutlicht ist. In beiden Abbildungen ist der Widerstand der oberen Schicht größer als in der unteren Schicht, wodurch die Stromlinien beim Eintreffen in diese besser leitende Schicht wie in Kapitel 4.4 erläutert vom Lot weggebrochen werden.

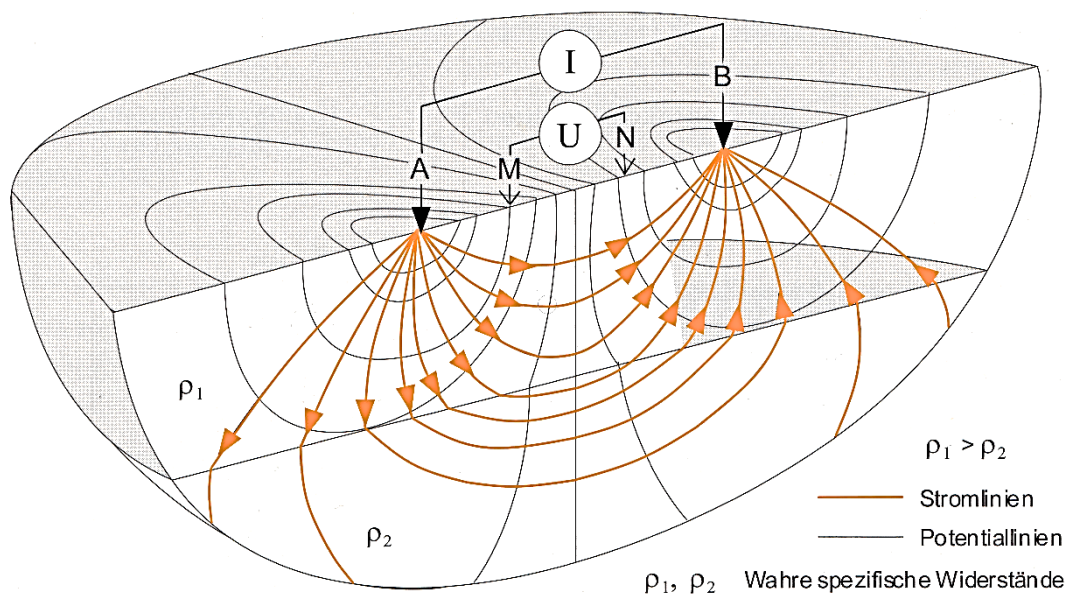


Abbildung 5.1: Messprinzip der geoelektrischen Widerstandsmessung mit 4-Punkt-Anordnung. Über die Elektroden (A, B) wird der Strom I in den Untergrund eingespeist, die Sonden (M, N) messen die Potentialdifferenz U an der Oberfläche. Der Verlauf der Stromlinien ist abhängig von der räumlichen Verteilung des spezifischen Widerstands ρ im Untergrund. Die Äquipotentiallinien verlaufen senkrecht zu den Stromlinien, die an Grenzflächen unterschiedlicher Leitfähigkeit gebrochen werden. Veränderte Abbildung von Knödel et al. (2005, S. 129).

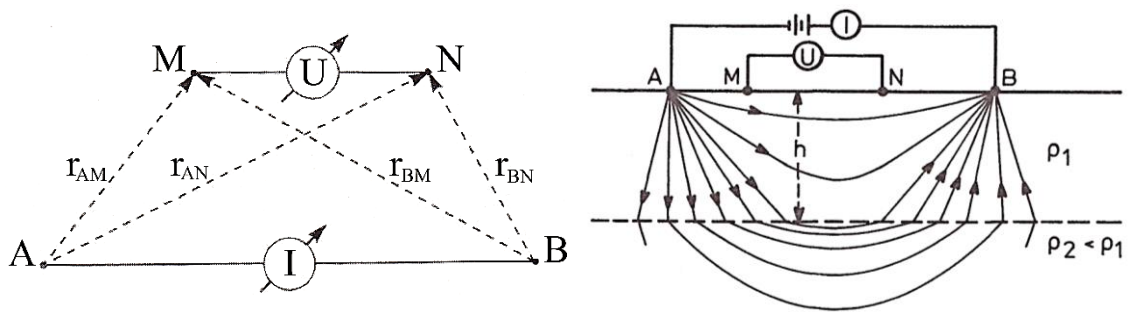


Abbildung 5.2: Allgemeine 4-Punkt-Anordnung und Stromlinienverlauf im zweidimensionalen Tiefenschnitt. Links: Beliebige Platzierung der Elektroden und Sonden auf der Erdoberfläche möglich, denn entscheidend für die Widerstandsbestimmung sind die jeweiligen Abstände r_{ij} mit $i = A, B$ und $j = M, N$. Eine oftmals bevorzugte Anordnung ist jedoch in einer Linie. Abbildung von Knödel et al. (2005, S. 132). Rechts: Ausbreitung des Stroms in den Untergrund. Im einfach geschichteten Medium werden die Stromlinien aufgrund der unterschiedlichen Leitfähigkeit im Boden an der Grenzfläche in der Tiefe h gebrochen. Abbildung von Berckhemer (2005, S. 167).

5.4 Geometriefaktor

Der Verlauf und die Ausbreitung der Stromlinien im Untergrund sind besonders von der Geometrie der Elektroden und Sonden an der Erdoberfläche abhängig. In einem homogenen, leitenden Halbraum breitet sich der eingespeiste Strom radial von der Elektrode ausgehend in den Untergrund aus, sodass es zu einer gleichmäßigen Verteilung des Stroms auf einer Halbkugeloberfläche mit Radius r von der Quellelektrode kommt (Berckhemer, 2005). Nach Gleichung (4.6) ist die Stromdichte als Strom durch die Querschnittsfläche definiert, wodurch sich mit der Kugeloberfläche von $A = 4\pi r^2$ die Gleichung (5.1) für den Fall des stromdurchflossenen homogenen Halbraums ergibt.

$$|\vec{j}| = j = \frac{I}{A_{\text{Halbkugel}}} = \frac{I}{\frac{1}{2} \cdot 4\pi r^2} = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (5.1)$$

Nach Gleichsetzen von (5.1) mit der elektrischen Feldstärke aus (4.11) und dem allgemein gültigen Ohm'schen Gesetz aus Gleichung (4.13) lässt sich durch Integration die Relation (5.2) zwischen Spannung, Strom und spezifischem Widerstand herleiten (Berckhemer, 2005).

$$|\vec{E}(\vec{r})| = -\frac{dU}{dr} = \rho_s \cdot j = \rho_s \cdot \frac{I}{2\pi r^2} \xrightarrow{\int dr} U(r) = \frac{I\rho_s}{2\pi r} \quad (5.2)$$

Damit ergibt sich für eine allgemeine 4-Punkt-Anordnung aus Abbildung 5.2 nach dem Superpositionsprinzip die in (5.3) gezeigte Neumann'sche Formel der Spannungsdifferenz ΔU zwischen den Sonden (Knödel et al., 2005). Die jeweiligen Abstände sind durch r_{ij} mit $i = A, B$ und $j = M, N$ gekennzeichnet (GGU Karlsruhe, 2011).

$$\Delta U = U_M - U_N = \frac{I\rho_s}{2\pi} \cdot \left[\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right) \right] \quad (5.3)$$

Wenn Anordnung und Abstände von Elektroden und Sonden bekannt sind, kann damit und mithilfe der an den Elektroden eingespeisten Stromstärke I und des an den Sonden gemessenen Spannungsabfalls ΔU der spezifische Widerstand als Materialeigenschaft des untersuchten Untergrunds bestimmt werden (siehe Gleichung (5.4)). Die Geometrie des Messaufbaus wird dabei im s.g. Geometriefaktor bzw. Konfigurationsfaktor K zusammengefasst und ist von der konkreten Elektrodenanordnung abhängig. Laut Berckheimer (2005) ist K bei einem Elektrodenabstand L und einem Sondenabstand a allgemein durch Gleichung (5.4) gegeben.

$$\rho_s = K \cdot \frac{\Delta U}{I} \quad \text{mit} \quad K = \pi \cdot \frac{L^2 - a^2}{4a}; \quad [K] = 1 \text{ m} \quad (5.4)$$

Mit zunehmendem Sonden- bzw. Elektrodenabstand und dementsprechend wachsender Auslagenlänge dringen die Stromlinien immer tiefer in den Erdboden ein und werden somit in ihrem Verlauf auch von tiefer liegenden Widerstandsverteilungen beeinflusst. Aus diesem Grund ist vor einer Messung abzuwägen, welche Messkonfiguration und welche Sonden- bzw. Elektrodenabstände passend zum untersuchten Gebiet zu wählen sind. Entsprechend ist ein individueller Geometriefaktor zu berücksichtigen.

5.5 Scheinbarer spezifischer Widerstand

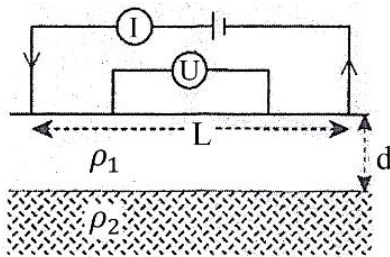
Wie bei vielen anderen geophysikalischen Messungen ist auch bei der geoelektrischen Widerstandsmessung zu berücksichtigen, dass die gemessenen Werte unter Umständen nicht die Realität widerspiegeln. Die Gleichung (5.4) zur Berechnung des spezifischen Widerstands aus der verwendeten Stromstärke und den gemessenen Spannungsabfällen gilt für einen homogenen Untergrund, welcher aber in den seltensten Fällen tatsächlich vorliegt. In der Regel ist der Untergrund durch Heterogenitäten bestimmt und weist z.T. sehr komplexe Strukturen auf, sodass der spezifische Widerstand sowohl lateral als auch in der Tiefe Veränderungen und Sprünge aufweisen kann. Dadurch wird die räumliche Ausbreitung der Stromlinien im Untergrund und infolgedessen auch die Potentialdifferenz an der Oberfläche stark beeinflusst. Bei der Berechnung des Widerstands sind daher auch die Elektrodenanordnung, der Elektrodenabstand L und der Sondenabstand a relevant. Um zu verdeutlichen, dass die aus den Messungen resultierenden Widerstandswerte durchaus von den tatsächlich im Untergrund vorliegenden Werten abweichen können, werden sie als scheinbare spezifische Widerstände $\rho_a(L, a)$ in Abhängigkeit von L und a bezeichnet. Das Stromdichtefeld unterhalb der Messanordnung verursacht eine Vielzahl von Signalanteilen in einem Tiefenbereich, die sich überlagern und in den Messergebnissen als scheinbarer spezifischer Widerstand ausgegeben werden (Knödel et al., 2005). Dieser wird dann dem Mittelpunkt der Elektroden-Sonden-Anordnung $x = L/2$ in der jeweilig erreichten Eindringtiefe z der Einzelmessung zugeordnet (Knödel et al., 2005).

$$\rho_a(L, a) = K(L, a) \cdot \frac{U(L, a)}{I(L, a)} \quad (5.5)$$

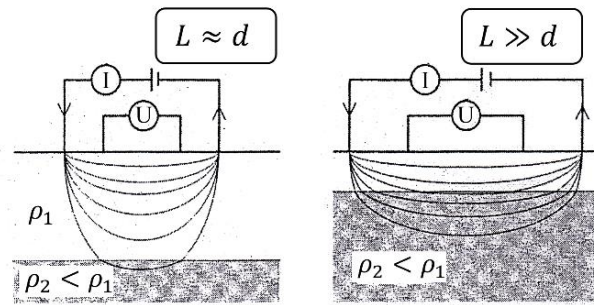
Der Index a von ρ_a in Gleichung (5.5) stammt dabei von dem englischen Begriff des scheinbaren spezifischen Widerstands, *apparent resistivity*. Nur für einen homogenen Halbraum ist ρ_a konstant, unabhängig von der Auslagenlänge und -anordnung und entspricht dem tatsächlichen spezifischen Widerstand ρ_s . Allgemein lassen sich aus wahren Widerstandswerte für ein weniger komplexes System scheinbare Widerstände berechnen, aber umgekehrt ist eine Konstruktion des wahren Widerstands aus scheinbaren Widerständen nicht möglich.

Abbildung 5.3 verdeutlicht für eine allgemeine 4-Punkt-Anordnung mit Gesamtauslagenlänge L , wie sich die Wahl der Auslagenlänge auf die Ausbreitung der Stromlinien und die Messergebnisse des scheinbaren spezifischen Widerstands auswirken kann. Dabei befindet sich eine homogene Schicht der Mächtigkeit d und einem wahren spezifischen Widerstand ρ_1 über einem homogenen Halbraum mit einem tatsächlichen spezifischen Widerstand ρ_2 . Wenn die Gesamtauslagenlänge in etwa der Schichtmächtigkeit entspricht ($L \approx d$), dringen die Stromlinien nur geringfügig in den Halbraum ein und der Großteil des Stromdichtefelds breitet sich in der oberen, homogenen Schicht aus. Allgemein wird der Tiefenbereich mit der höchsten Stromdichte als Erkundungstiefe bezeichnet. Für die Ausbreitung der Stromlinien ist weniger die Leitfähigkeit der einzelnen Schichten, sondern vielmehr die maximal erreichbare Eindringtiefe der Stromlinien entscheidend, sodass grundsätzlich auch bei einem im Vergleich besser leitenden Halbraum ($\rho_2 < \rho_1$) der Hauptanteil des Stromdichtefelds in der oberen Schicht verläuft (siehe Abbildung 5.3: mittleres, linkes Bild). Wird hingegen eine deutlich größere Auslage als die Schichtmächtigkeit gewählt ($L \gg d$; siehe Abbildung 5.3: mittleres, rechtes Bild), dann nimmt die Eindringtiefe zu, die Stromlinien dringen entsprechend tiefer in den Untergrund ein und durchströmen den Halbraum, wodurch sich dessen Eigenschaften ebenfalls in den Messungen widerspiegeln und die Ergebnisse sogar ggf. dominieren können. Wie auf den beiden unteren Bildern von Abbildung 5.3 zu erkennen ist, sind die resultierenden Messergebnisse des scheinbaren spezifischen Widerstands nur von der relativen Auslagenlänge L/d abhängig. Es ist dabei unerheblich, ob nun konkret der Halbraum oder die darüber liegende Schicht der bessere Leiter ist. Mit zunehmender relativer Auslagenlänge L/d nähert sich der gemessene scheinbare Widerstand sowohl für $\rho_2 < \rho_a < \rho_1$ (links) als auch für $\rho_2 > \rho_a > \rho_1$ (rechts) asymptotisch dem wahren Widerstand ρ_2 des Halbraums an. Umgekehrt strebt ρ_a asymptotisch mit kürzer werdender relativer Auslage L/d gegen den wahren Widerstand ρ_1 der homogenen Schicht.

a) Elektrodenkonfiguration



b) Stromverteilung



c) Scheinbarer spezifischer Widerstand

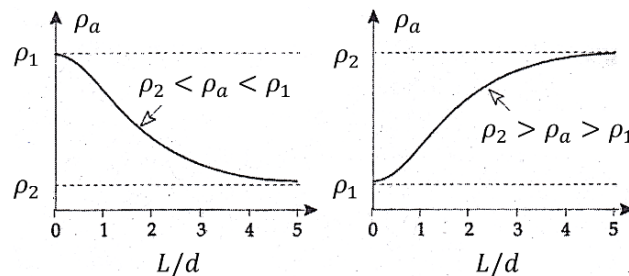


Abbildung 5.3: Auswirkung der Auslagenlänge auf das Stromdichtefeld und den scheinbaren spezifischen Widerstand. (a) Elektrodenkonfiguration mit Auslagenlänge L , Untergrund bestehend aus homogener Schicht mit Mächtigkeit d und wahren spezifischen Widerstand ρ_1 über homogenen Halbraum mit ρ_2 . (b) Bei kleiner Auslage $L \approx d$ (links) dringen die Stromlinien kaum in den Halbraum ein, Halbraumeigenschaften beeinflussen Messung nur geringfügig. Bei großer Auslage $L \gg d$ (rechts) breitet sich das Stromdichtefeld ebenfalls im Halbraum aus. (c) Scheinbarer spezifischer Widerstand in Abhängigkeit der relativen Auslagenlänge L/d für einen gut leitenden Halbraum (links) und einen schlecht leitenden Halbraum (rechts). Die wahren Widerstände ρ_1 und ρ_2 stellen Asymptoten für den scheinbaren Widerstand ρ_a dar. Für kleine relative Auslagen ($L \ll d$) strömen die Stromlinien hauptsächlich durch die Schicht, sodass der scheinbare spezifische Widerstand ρ_a genähert den wahren Schichtwiderstand ρ_1 wiedergibt. Bei großen relativen Auslagen ($L \gg d$) strebt der scheinbare Widerstand ρ_a aufgrund der zunehmenden Einflussnahme des Halbraums gegen den wahren Halbraumwiderstand ρ_2 an. Veränderte Abbildung von Lowrie (1997), zitiert nach Forbriger und et al. (2019, S. 2.8)

5.6 Messkonfigurationen

Für geoelektrische Widerstandsmessungen sind verschiedene Elektroden- und Sondenanordnungen möglich, die sich hinsichtlich ihrer Funktion, Umsetzung und Auswertung voneinander unterscheiden und somit unterschiedliche Einsatzmöglichkeiten bieten. In den meisten Fällen befinden sich die Elektroden und Sonden unabhängig von ihrer konkreten Anordnung in einer Linie, wodurch die erfassten Widerstände stark richtungsabhängig sind (GGU Karlsruhe, 2011). Aus diesem Grund kann es hilfreich sein, mehrere Einzelprofile parallel, senkrecht oder auch in ganz unabhängiger Richtung zueinander zu untersuchen, weil dadurch flächenhafte Strukturen hinsichtlich lateraler Veränderungen und linienförmige Strukturen wie bspw. Klüfte hinsichtlich ihrer Orientierung besser erfasst werden können. Spezielle Messgeräte und Programme ermöglichen dreidimensionale Auswertungen. Für diese 3D-Widerstandsbestimmungen werden parallel oder orthogonal ausgerichtete Einzelprofile in ausreichend geringem Abstand zueinander bevorzugt, aber prinzipiell sind auch andere Messlinienausrichtungen möglich, solange die genauen Positionen der Profile durch globale Koordinaten bekannt sind.

Im Rahmen dieser Bachelorarbeit wurde das Messprinzip der Geoelektrischen Widerstandstomografie verwendet. Sie ist eine der am häufigsten verwendeten 2D-Anordnungen und basiert auf den beiden bekanntesten Konfigurationen, die Wenner- und der Schlumberger-Anordnung. Daher werden diese drei Messkonfigurationen im Folgenden hinsichtlich Einsatzbereich und Auswirkung auf den Geometriefaktor basierend auf Forbriger und et al. (2019) erläutert.

5.6.1 Wenner-Kartierung

Die Wenner-Kartierung bzw. Wenner-Profilierung wird zur Erfassung der lateralen Widerstandsverteilung im Untergrund verwendet. Wie in Abbildung 5.4 zu sehen ist, werden bei dieser Kartierung die Elektroden und Sonden äquidistant platziert, sodass der Abstand zwischen zwei benachbarten Positionen jeweils dem Sondenabstand a entspricht. Dadurch ergibt sich ein Elektrodenabstand von $L = 3a$, der gleichzeitig auch die gesamte Auslagenlänge darstellt. Der Geometriefaktor beträgt für diese Wenner-Anordnung $K = 2\pi a$. Während der gesamten Messung wird der Abstand a zwischen Elektrode und Sonde bzw. zwischen beiden Sonden durchgehend beibehalten und pro Einzelmessung wird die gesamte Messanordnung entlang des Profils versetzt. Dadurch, dass die Auslage für jede Einzelmessung konstant ist und sich infolgedessen auch die Eindringtiefe nicht verändert, wird der Widerstand im Untergrund entlang des Profils lateral in gleichbleibender Tiefe kartiert. Der pro Einzelmessung ermittelte Messwert des scheinbaren spezifischen Widerstands ρ_a wird schließlich an der Stelle des jeweiligen Bezugspunkts in die Ebene der Eindringtiefe projiziert, wobei die jeweilige Auslagenmitte $x = L/2$ als entsprechender Bezugspunkt fungiert. Das Ergebnis ist eine s.g. Pseudosektion für die Eindringtiefe z , in der ρ_a in Abhängigkeit von x entlang des Profils grafisch dargestellt wird. Aus dieser Pseudosektion ist zwar keine anschließende Konstruktion

des wahren spezifischen Widerstands möglich, aber Anomalien und Leitfähigkeitsänderungen sind dennoch aus dem scheinbaren Widerstand gut ableitbar.

Bei der Wahl von a ist vor der Messung eine Abschätzung der Ausdehnung und Tiefe der vermuteten Widerstandsanomalie ratsam. Bei einer zu kleinen Auslage werden tief liegende Anomalien nicht erfasst und bei einer zu großen Auslage ist eine Mehrfacherfassung der gesamten Anomalie möglich, wodurch die Messauflösung geringer ausfällt. Laut Faustformel liegt die Eindringtiefe z bei der Wenner-Kartierung etwa zwischen $L/4$ und $L/3 = a$. Im konkreten Fall hängt a von den realen Schichtmächtigkeiten und der Widerstandsverteilung im Untergrund ab (GGU Karlsruhe, 2011). Da das Auflösungsvermögen der Kartierung in etwa der erreichten Maximaleindringtiefe entspricht, ist es für eine gute Auflösung wichtig, dass die Gesamtauslagenlänge L deutlich größer als die vermutete Anomalietiefe ist. Sie eignet sich aus diesem Grund besonders gut für die Erfassung von Widerstandsanomalien, die sich nah an der Erdoberfläche befinden und deren horizontaler Durchmesser größer als ihre mutmaßliche Oberkantentiefe beträgt.

Neben der Wenner-Anordnung gibt es noch einige andere Anordnungen zur Durchführung einer Kartierung, die allerdings weniger bekannt sind. Dazu zählt bspw. die Dipol-Dipol-Anordnung, bei der das Sondenpaar abseits des Elektrodenpaars in einem ganzzahligen Vielfachen des identischen Sonden- bzw. Elektrodenabstands a platziert wird. In der Praxis hat sich allerdings die Wenner-Anordnung bewährt, da sich mit ihr bspw. besonders gut Störungszonen und horizontal gelagerte Klüfte oder Hohlräume lokalisieren lassen. Außerdem sind räumlich begrenzte Anomalien wie bspw. Altlasten oder Tonlinsen mit der Wenner-Anordnung ebenso gut darstellbar wie die Ausdehnung und das Relief von lithologischen Schichten oder Grundwasserleitern.

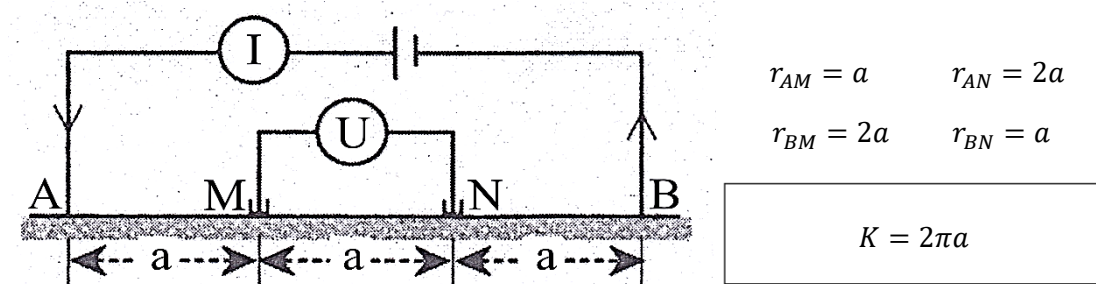


Abbildung 5.4: Wenner-Messkonfiguration inklusive Geometriefaktor. In der Wenner-Anordnung sind die Elektroden und Sonden äquidistant im Abstand a platziert; die Auslagenlänge beträgt $L = 3a$. Während der Messung wird die Auslage pro Einzelmessung entlang des Profils versetzt, ohne die Abstände zu ändern, die rechts zusammen mit dem resultierenden Geometriefaktor für die Wenner-Anordnung angegeben sind. Abbildung und Formeln von Lowrie (1997), zitiert nach Forbriger und et al. (2019, S. 2.6).

5.6.2 Schlumberger-Sondierung

Mithilfe der Schlumberger-Anordnung lässt sich die vertikale Verteilung des spezifischen Widerstands im Untergrund untersuchen. Die Methode der Tiefensondierung wird auch vertikale elektrische Sondierung (VES) genannt und zeichnet sich vor allem durch ein gutes Auflösungsvermögen bei geschichteten Untergründen aus (Knödel et al., 2005). Die Sonden M und N werden dazu wie in Abbildung 5.5 gezeigt im Abstand a zueinander platziert. Der Mittelpunkt zwischen ihnen markiert die Auslagenmitte, die im Verlauf der gesamten Messung nicht verändert oder versetzt wird. Symmetrisch dazu werden die beiden Elektroden A und B im Gesamtabstand L zueinander positioniert, wodurch sich die Abstände $r_{AM} = r_{BN} = 0,5 \cdot (L - a)$ und $r_{AN} = r_{BM} = 0,5 \cdot (L + a)$ ergeben (rechts in Abbildung 5.5 angegeben). Der Geometriefaktor beträgt damit für die Schlumberger-Anordnung $K = \pi(L^2 - a^2)/4a$. Pro Einzelmessung wird nun der Elektrodenabstand L stückweise symmetrisch zur Auslagenmitte erhöht, sodass die Eindringtiefe mit jedem Mal größer wird und sich die Stromlinien in zunehmender Tiefe ausbreiten. Die Startwerte von a und L sind so zu wählen, dass der Sondenabstand im Vergleich zum Elektrodenabstand gering ist und dass im Idealfall $a < L/3$ gilt (Knödel et al., 2005). Dadurch, dass sich die Auslagenmitte als Bezugspunkt für jede Einzelmessung unverändert am selben Ort befindet, liegen bei einer ebenen Untergrundschichtung alle ermittelten scheinbaren Widerstandswerte auf einer vertikalen Linie genau übereinander. Die resultierende Tiefensondierung gibt somit schließlich die vertikale Variation des scheinbaren spezifischen Widerstands an diesem Bezugspunkt in Abhängigkeit der Tiefe z wieder und wird als Sondierungskurve grafisch dargestellt. Für die sukzessive Ausdehnung des Elektrodenabstands bietet sich eine exponentielle Vergrößerung von L an, weil sich damit Widerstandsanomalien in der Tiefe schnell und mit ausreichender Auflösung erfassen lassen. In vielen Fällen werden sechs bis zwölf Einzelmessungen pro logarithmischer Dekade durchgeführt und in Punkten pro Dekade angegeben, d.h. dass bei einer Sondierung mit acht Punkten pro Dekade die Elektroden jeweils im Bereich von 1 – 10 m, 10 – 100 m etc. insgesamt acht Mal in exponentiell größer werdenden Abständen versetzt werden (GGU Karlsruhe, 2011; Knödel et al., 2005). Die Erkundungstiefe beträgt bei der Schlumberger-Anordnung laut Faustformel etwa $L/8$ bis $L/5$ und ist wie bei der Wenner-Anordnung stark von den Leitfähigkeiten des Untergrunds abhängig.

Da sich die Stromlinien durch die Vergrößerung der Auslage immer tiefer im Untergrund ausbreiten, nimmt die Stromdichte in der Auslagenmitte an der Oberfläche stetig ab. Dies führt dazu, dass der gemessene Spannungsabfall zwischen den Sonden irgendwann so klein ist, dass sich ein schlechtes Signal-Rausch-Verhältnis ergibt und infolgedessen kein stabiler Messwert mehr aufgenommen werden kann. Dieses Problem lässt sich durch eine Erhöhung der eingespeisten Stromstärke beheben. Eine höhere Stromstärke bedeutet aber auch höhere Spannungen und infolgedessen höhere Kontaktwiderstände an den Elektroden. Aus diesem Grund sollten die Elektroden bei der Schlumberger-Anordnung möglichst tief in den Erdboden gesteckt werden, damit die Ankopplung durch die vergrößerte Kontaktfläche verbessert wird. Wenn auch dies nicht

ausreicht, um das Signal-Stör-Verhältnis zu verbessern, können die Kontaktwiderstände durch Hinzugabe von Wasser in der Nähe der Elektroden verringert werden. Die Wasserzugabe an den Elektroden führt zwar zu lokalen Heterogenitäten der Leitfähigkeit, aber dies wirkt sich zumindest in der Nähe der Elektroden kaum auf die Messergebnisse aus. Mit größerer Sorgfalt sollten hingegen die Sonden behandelt werden, da sich schon kleine lokale Widerstandsänderungen in der Nähe der Sonden stark auf die Spannungsmessung und infolgedessen auf die Bestimmung des scheinbaren spezifischen Widerstands auswirken. Aus diesem Grund werden die Sonden bei der Schlumberger-Anordnung im Idealfall nicht versetzt. Grundsätzlich ist eine sukzessive Vergrößerung des Sondenabstands a zwar möglich, um das zuvor erwähnte Problem des instabilen Spannungsmesswerts bei zunehmender Auslagenlänge alternativ zu beheben. Jedoch wird diese Vorgehensweise nicht empfohlen, da in diesem Fall Kontrollmessungen nötig sind, um sicherzustellen, dass die Messdaten nicht durch laterale Heterogenitäten beeinflusst sind. Bei der Schlumberger-Anordnung ist außerdem darauf zu achten, dass die Sonden im Gegensatz zu den Elektroden nicht zu tief in die Erde gesteckt werden, da die Spannungsdifferenzen nur zuverlässig erfasst werden können, wenn der Sondenabstand deutlich größer als die Tiefe der Sondenspitze ist.

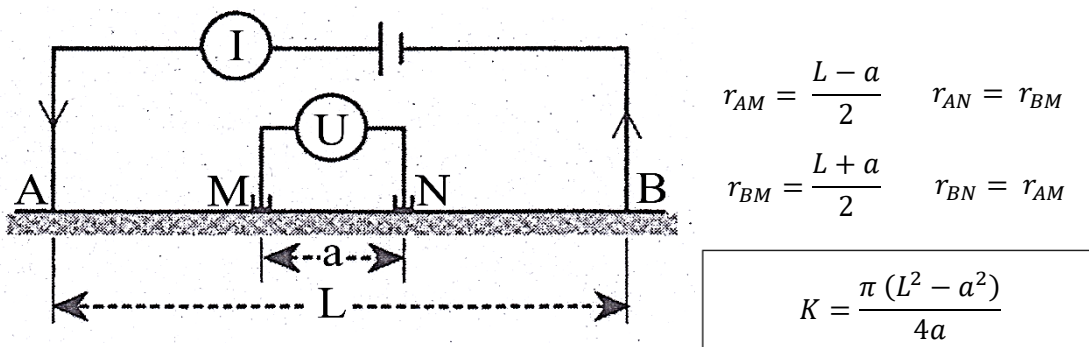


Abbildung 5.5: Schlumberger-Messkonfiguration inklusive Geometriefaktor. In der Schlumberger-Anordnung beträgt der Sondenabstand a ; die Auslagenlänge entspricht dem Elektrodenabstand L , der pro Einzelmessung symmetrisch zur Auslagenmitte vergrößert wird. Für ein ausreichendes Stör-Signal-Verhältnis kann auch a sukzessive erhöht werden. Die einzelnen Abstände und der resultierende Geometriefaktor für die Schlumberger-Anordnung sind rechts angegeben. Abbildung und Formeln von Lowrie (1997), zitiert nach Forbriger und et al. (2019, S. 2.6).

5.6.3 Geoelektrische Widerstandstomografie

Die geoelektrische Widerstandstomografie stellt eine Kombination aus Wenner-Kartierung und Schlumberger-Tiefensondierung dar und wird daher auch als Wenner-Schlumberger-Konfiguration oder als Sondierungskartierung bezeichnet. In vielen Fällen wird aber auch die Abkürzung ERT von der englischen Bezeichnung *Electrical Resistivity Tomography* genutzt. In Abbildung 5.6 ist die entsprechende Anordnung und das Messprinzip schematisch dargestellt. Für die Sondierungskartierung nach der Wenner-Schlumberger-Konfiguration wird von der Wenner-Anordnung das Prinzip der lateralen Versetzung der gesamten Messauslage pro Einzelmessung mit äquidistanten Positionen für Sonden und Elektroden übernommen. Analog zur Schlumberger-Anordnung werden allerdings die Elektrodenabstände und damit die Auslagenlänge pro Einzelmessung vergrößert, sodass mit jedem Messdurchlauf die Eindringtiefe zunimmt. Hierbei hat sich eine zum Sondenabstand a ganzzahlig vielfache Vergrößerung als nützlich erwiesen. Auf diese Weise wird der Untergrund zum einen lateral und zum anderen in zunehmender Tiefe abgetastet, wodurch die Widerstandsverteilung zweidimensional mit der Tiefe entlang eines Profils erfasst wird. Die Wenner-Schlumberger-Konfiguration eignet sich daher für Gebiete, in denen starke Widerstandsinhomogenitäten vermutet werden.

Grundsätzlich kann die Sondierungskartierung manuell im Gelände als eine Reihe von dichten, äquidistanten Sondierungen entlang eines Profils bzw. als Folge von mehreren Kartierungen mit sukzessive vergrößerter Auslagenlänge auf einem Profil durchgeführt werden (Knödel et al., 2005). Dies ist allerdings sehr zeitaufwändig, sodass diese Vorgehensweise in der Praxis nicht zum Einsatz kommt. Stattdessen werden Multielektroden-Anordnungen und Messgeräte mit mehreren Kanälen verwendet, die prozessgesteuert alle sinnvollen Sonden-Elektroden-Kombinationen ansteuern. Zur Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses wird die Möglichkeit ausgenutzt, dass sich die Positionen von Elektroden und Sonden grundsätzlich vertauschen lassen. Dieses Prinzip wird Reziprozitätsprinzip genannt und kann ebenfalls nützlich sein, wenn Messungen gestapelt und kontrolliert werden sollen. Die heutigen Messgeräte sind bei diesen Mehrelektrodenanordnungen in der Lage, mehrere Einzelmessungen gleichzeitig durchzuführen und automatisch verschiedene Ankopplungsbedingungen wie Kontaktwiderstände oder Störpotentiale während der Messung abzugleichen (Knödel et al., 2005). Eine vollständige widerstandstomografische Messung besteht dabei oft aus mehreren Hundert Einzelmessungen und ist nur mithilfe dieser automatisierten Messgeräte in einem vertretbaren Zeitaufwand durchführbar. Der aus den Einzelmessungen resultierende scheinbare spezifische Widerstand ρ_a wird dann schließlich in einer s.g. Pseudosektion grafisch dargestellt. Die für einen bestimmten Elektrodenabstand erreichte Tiefenebene wird als Pseudotiefe z bezeichnet und der für diesen Elektrodenabstand ermittelte Messwert von ρ_a wird analog wie bei der Wenner- oder Schlumberger-Anordnung in den Mittelpunkt der Auslage in entsprechender Pseudotiefe projiziert. Diese Positionen der Auslagenmittelpunkte bilden damit die x -Koordinaten entlang des Profils, sodass der scheinbare spezifische Widerstand in der Pseudosektion in Abhängigkeit der Entfernung x und der Tiefe z zweidimensional darstellbar ist. Der Begriff Pseudosektion verdeutlicht

hierbei, dass sowohl die dargestellten Tiefen als auch die Widerstände keine wahren, sondern projizierte und aus Überlagerungen entstandene Werte sind (Knödel et al., 2005). Bei der Sondierungskartierung kommt es durch die dichten äquidistanten Messpunkte zur Mehrfachabdeckung des Untergrunds, sodass die Messungen grundsätzlich eine sehr hohe laterale Auflösung aufweisen. Die maximale erreichbare Erkundungstiefe der Widerstandstomografie entspricht etwa dem Niveau der Wenner-Anordnung, also pro Einzelmessung liegt z etwa zwischen $L/4$ und $L/3$. Die Multielektroden-Anordnungen bestehen bei prozessorgesteuerten Widerstandstomografien aus einer Vielzahl von Edelstahlspießen, die alle durch spezielle mehrkanalige Kabel verbunden und an das Widerstandsmessgerät angeschlossen werden. Die Edelstahlspieße fungieren dabei sowohl als Elektroden als auch als Sonden. Die Apparatur steuert für eine Einzelmessung jeweils vier Edelstahlspieße an und schaltet sie so, dass entsprechend der in dieser Einzelmessung konkret durchgeführten Konfiguration zwei der vier Edelstahlspieße als Elektroden zur Stromeinspeisung und die anderen zwei Spieße als Sonden zur Spannungsmessung verwendet werden, sodass das Resultat die klassische 4-Punkt-Anordnung ist. Beim Stecken der Spieße in den Untergrund ist ein Kompromiss aus einem für die Elektroden tiefen, festen Kontakt und einer geringen Spießtiefe für die Sonden zu wählen. Oftmals werden Multielektroden-Anordnungen mit insgesamt 48 Edelstahlspießen verwendet. Möglich sind aber auch Anordnungen mit 12, 72 oder mehr Spießen.

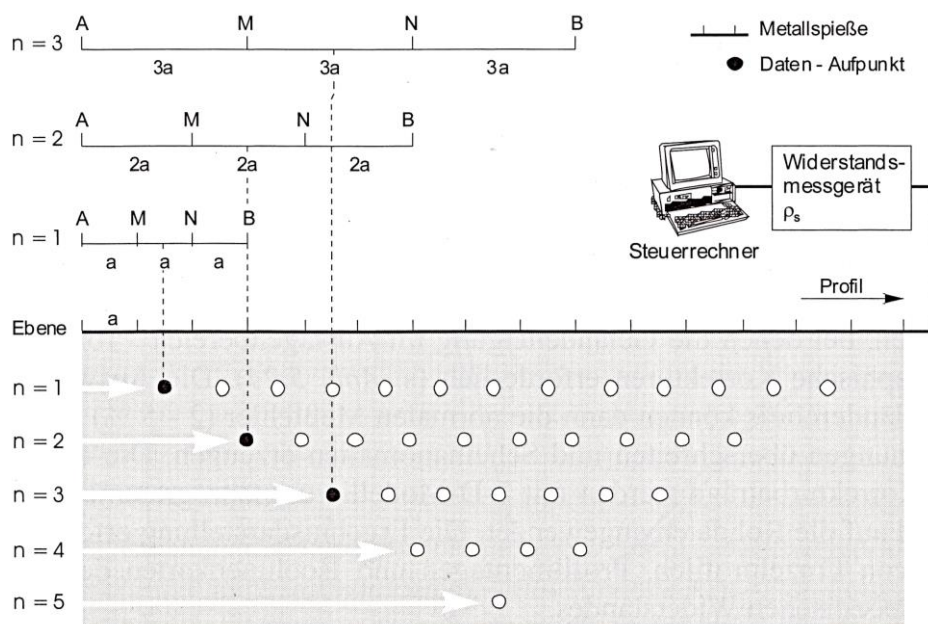


Abbildung 5.6: Messprinzip einer Wenner-Sondierungskartierung. Oben: Darstellung der sukzessiven Vergrößerung der Auslage. Pro Einzelmessung sind die Elektroden (A, B) und Sonden äquidistant angeordnet, der einzelne Abstand wird schrittweise auf ein ganzzahliges Vielfaches des Sondenabstands a vergrößert und die gesamte Auslage wird entlang des Profils versetzt. Unten: Projektion der jeweiligen Auslagenmittelpunkte in die entsprechende Tiefenebene. Als Messergebnis entsteht eine zweidimensionale Pseudosektion des scheinbaren spezifischen Widerstands in Abhängigkeit der Tiefe und der Position entlang des Profils. Abbildung von Knödel et al. (2005, S. 151).

5.7 Auflösungsvermögen und Störeinflüsse

Die gewählte Elektrodenkonfiguration ist entscheidend für die erreichbare Erkundungstiefe und infolgedessen für die Auflösung der Messdaten (Knödel et al., 2005). Mithilfe des vertikalen Auflösungsvermögens wird ausgedrückt, wie gut die entsprechende Messkonfiguration in der Lage ist, eine dünne Schicht in einem mehrschichtig aufgebauten Untergrund so zu erfassen, dass sie auch als solche zu erkennen ist und nicht in den restlichen Schichten untergeht. Hierbei zeichnet sich besonders die Schlumberger-Anordnung durch eine gute vertikale Auflösung aus. Dagegen weist die Wenner-Anordnung ein sehr hohes horizontales Auflösungsvermögen, d.h. benachbarte Störungen und Strukturen werden deutlich voneinander getrennt erfasst (Knödel et al., 2005). Bei der Widerstandstomografie, die Kartierung und Sondierung miteinander vereint, liegt das horizontale Auflösungsvermögen über den Fähigkeiten der Schlumberger-Anordnung und die vertikale Auflösung über dem Vermögen der Wenner-Kartierung, was laut GGU Karlsruhe (2011) auf die Datenredundanz, also die Überlappung der Messungen zurückzuführen ist. Dadurch, dass sowohl die Kartierung als auch die Sondierung entlang eines Profils in kleinen Abständen und für unterschiedliche Elektroden- bzw. Sondenabstände wiederholt werden, wird die Auflösung der Daten und damit auch die Aussagekraft der Messung deutlich erhöht (GGU Karlsruhe, 2011).

Unabhängig von der gewählten Anordnung unterliegen alle Messkonfigurationen möglichen Störeinflüssen und sind stark von den lokalen Bedingungen abhängig. Wie bereits zu Beginn des Kapitels 5 erwähnt, können vor allem Störkörper wie bspw. unterirdische Leitungen, Kabel, Metallrohre oder Metallzäune die Messungen verfälschen. Außerdem stellen starke laterale Widerstandsänderungen und lokale Inhomogenitäten in Sonden-nähe realitätsverzerrende Faktoren dar (Knödel et al., 2005). Grundsätzlich nimmt Strom den Weg des geringsten Widerstands, sodass z.B. eine Nichterfassung einer Widerstands-anomalie möglich ist, wenn sich oberhalb der Anomalie gut leitende Bodenschichten oder andere gut leitende Materialien wie Metallplatten o.ä. befinden. Die niederohmige Deckschicht bewirkt, dass die Stromlinien nur bei sehr großen Auslagen in die darunter liegenden, hochohmigen Schichten eindringen (Knödel et al., 2005). Umgekehrt kann auch eine hochohmige Deckschicht die Messergebnisse verzerren. Bei einer sehr großen Deckschichtmächtigkeit bewirkt der hohe Widerstand eine regelrechte Abschirmung des Untergrunds gegenüber der Stromeinspeisung, was bspw. bei asphaltiertem oder gefrorenen Boden der Fall ist (Knödel et al., 2005). Eine hochohmige Deckschicht mit geringer Mächtigkeit hingegen führt zu einer schnellen Weiterleitung der Stromlinien in die darunter liegenden, gut leitenden Schichten, wodurch die Eindringtiefe deutlich erhöht sein kann (GGU Karlsruhe, 2011).

Die Auswirkungen von solchen lateralen Heterogenitäten der räumlichen Widerstandsverteilung im Untergrund auf die Ausbreitung des induzierten Stroms ist in Abbildung 5.7 dargestellt. Eine im Vergleich zum tiefer liegenden Untergrund besser leitende, homogene Schicht bündelt die Stromlinien und führt zu einer Zunahme der Stromdichte an lokal weniger mächtigen Stellen innerhalb der homogenen Schicht. Aufgrund des geringen Widerstands und der entsprechend besseren Leitfähigkeit der Schicht dringt das

Stromdichtefeld kaum oder gar nicht in den tieferen, schlechter leitenden Untergrund ein. Solche Effekte und Mehrdeutigkeiten sind bei der Auswertung und Interpretation von geoelektrischen Widerstandsmessungen stets zu berücksichtigen.

Ein weiterer wichtiger Faktor, der die Messergebnisse beeinflussen kann ist die Topografie des Messgeländes. Weist das Profil oder die Fläche, auf der die Widerstandsmessungen durchgeführt werden, Senken und Erhebungen durch Gräben, Böschungen oder Hügeln auf, folgt der Verlauf der Stromlinien entsprechend diesem Relief. Im Vergleich zu einer ideal ebenen Oberfläche, wie sie in der Theorie für die Herleitung der Neumann'schen Formel in Gleichung (5.3) und des Geometriefaktors K verwendet wurde, scheint das an die Topografie angepasste Stromsystem allerdings deformiert zu sein (Knödel et al., 2005). Die Messwerte des scheinbaren spezifischen Widerstands erzeugen laut Knödel et al. (2005) bei Nichtberücksichtigung des Geländereiefs Scheinanomalien, da der Geometriefaktor nicht mehr korrekt ist und deutlich von den Werten einer ebenen Fläche abweicht. In Abbildung 5.8 ist diese Änderung des Geometriefaktors aufgrund des Geländereiefs grafisch am Beispiel der Abstände zwischen der Elektrode A und den beiden Sonden M und N dargestellt. Da die Elektrode A auf einer Erhebung deutlich höher als die Sonden liegt, ist der Abstand entlang der Oberfläche deutlich länger als auf einer horizontalen Oberfläche. Aus diesem Grund sind bei Messungen in Gebieten mit starkem Geländereief topografische Korrekturen der Elektroden- und Sondenpositionen an der Oberfläche notwendig. Ein Höhennivellement führt zwar zu den genauesten topografischen Korrekturen, aber das Geländereief kann auch anhand der Daten eines Digitalen Geländemodells (DGM) oder durch Höhenmessungen mittels GPS oder Tachymeter angepasst werden. Laut Knödel et al. (2005) kann die Topografie bei einer Geländeneigung von unter 10° vernachlässigt werden.

Laut Knödel et al. (2005) bewirkt außerdem bei der Platzierung der Elektroden und Sonden entlang des Profils ein Längenfehler von 1 % in Profilrichtung ebenfalls einen Fehler von 1 % in den Messwerten des spezifischen Widerstands. Werden die Elektroden oder Sonden hingegen senkrecht zur Profilausrichtung versetzt, ist die Messgenauigkeit davon kaum betroffen. Daher wird von Knödel et al. (2005) empfohlen, Hindernisse entlang der Profile durch seitliches Ausweichen anstatt durch Versetzen in Profilrichtung zu umgehen.

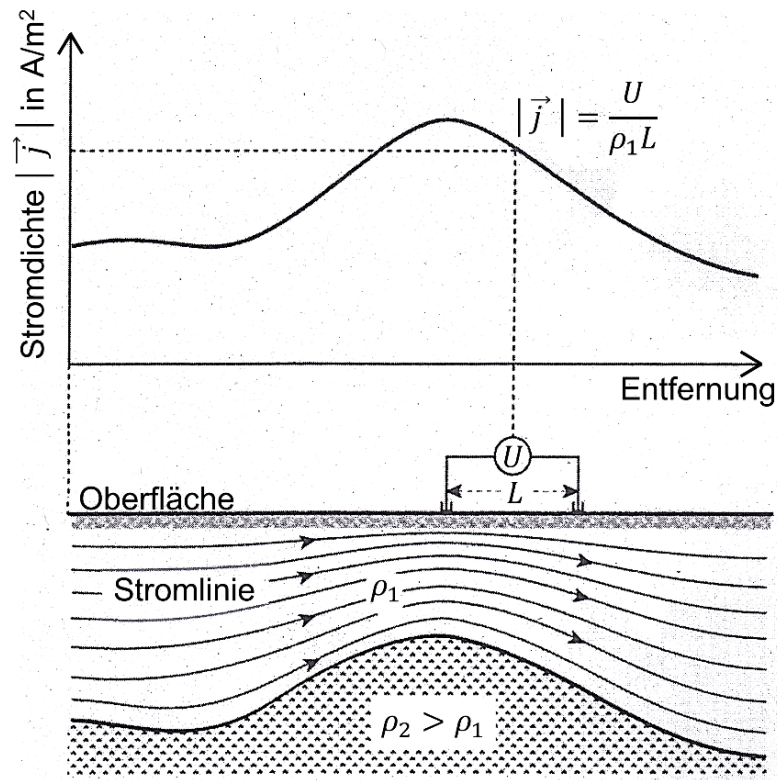


Abbildung 5.7: Auswirkung lateraler Heterogenitäten auf das Stromdichtefeld. Stromlinien werden in Schichten mit geringem spezifischen Widerstand und entsprechend hoher Leitfähigkeit gebündelt, sodass eine homogene, aber lokal geringer mächtige Schicht zu einer Verdichtung der Stromlinien führen kann. Der Verlauf der Stromlinien beeinflusst entscheidend die Messung des scheinbaren spezifischen Widerstands im Untergrund. Abbildung von Lowrie (1997), zitiert nach Forbriger und et al. (2019, S. 2.9).

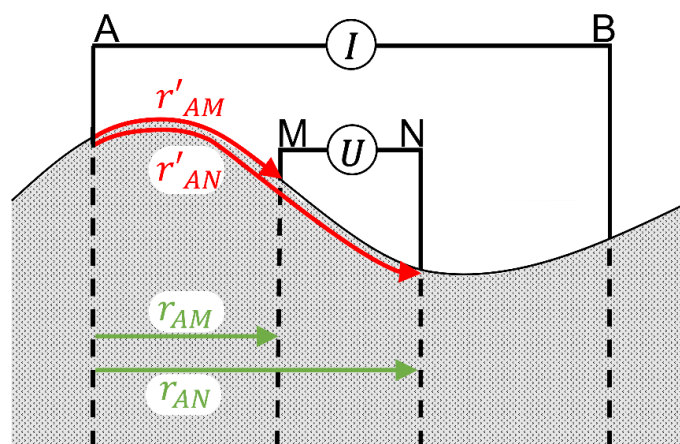


Abbildung 5.8: Auswirkungen der Topografie auf den Geometriefaktor. Auf einer unebenen Messfläche sind die jeweiligen tatsächlichen Abstände r'_{ij} (rot) zwischen Elektrode i und Sonde j deutlich größer als die Abstände r_{ij} in einer Ebene (grün). Auswirkungen am Beispiel für Elektrode A, analog für Elektrode B. Der Geometriefaktor und infolgedessen die Bestimmung des scheinbaren spezifischen Widerstands basieren auf diesen Abständen, daher sind bei starker Topografie Korrekturen notwendig.

5.8 Datenauswertung und Inversion der Messdaten

Bei der Datenauswertung von geoelektrischen Widerstandsmessungen ist es in vielen Fällen notwendig, Annahmen zur Struktur und zum Aufbau des Untergrunds zu treffen und diesen in einem möglichst einfachen Modell zu approximieren. Die zunächst unbekannte, dreidimensionale Verteilung des spezifischen Widerstands lässt sich auf diese Weise meistens auf ein eindimensionales oder zweidimensionales Problem reduzieren (Knödel et al., 2005). Der einfachste eindimensionale Fall ist die Näherung des Untergrunds in ein Horizontalschichtmodell, bei dem mehrere isotrop-leitende Schichten horizontal übereinander gelagert sind. Diese Verteilung vereinfacht die Auswertung enorm und ist in der Praxis geeignet, wenn keine großen lateralen Änderungen der Leitfähigkeit erwartet werden und die Neigung der Untergrundschichten nicht größer als 10° ist (Knödel et al., 2005). Oftmals genügt die eindimensionale Näherung allerdings nicht, um die Untergrundeigenschaften bestmöglich wiederzugeben. Daher werden die Modelle auch oftmals durch Stufen und rechteckige Einschlüsse ergänzt oder es werden mathematisch einfache Körper wie Würfel, Quader oder Zylinder zur Näherung des Erdbodens bzw. der Anomalie verwendet. Ziel der Datenauswertung ist es, den spezifischen Widerstand entlang eines Profils oder auf einer Karte abzubilden. Wie in den vorherigen Abschnitten bereits erwähnt, resultieren aus den Messungen allerdings nicht die wahren Verteilungen des spezifischen Widerstands ρ_s , sondern lediglich scheinbare Widerstände ρ_a , die aus einer Überlagerung von vielen Signalanteilen aus einem Tiefenbereich entstehen. Aus diesem Grund wird bei Tiefensondierungen und Widerstandstomografien eine s.g. Inversion der Messdaten durchgeführt. Das Ziel einer Inversion ist es allgemein, ein Modell des Untergrunds zu finden, das eine ähnliche Reaktion wie die gemessenen Untergrundparameter zeigt (Loke, 2002). Dabei wird zunächst anhand der Messdaten ein erstes plausibles Startmodell für die räumliche Verteilung von $\rho_s(z)$ in Abhängigkeit der Tiefe z erstellt, woraus sich scheinbare, synthetische Widerstände $\rho_a(L/2)$ für den Bezugspunkt in der Auslagenmitte $x = L/2$ berechnen lassen. Anschließend wird überprüft, wie gut diese aus dem Modell berechneten scheinbaren Widerstände mit den Messwerten von ρ_a übereinstimmen und nach dem Trial-and-Error-Prinzip wird das Untergrundmodell dann iterativ so lange verändert und angepasst, bis die synthetischen Daten der Modellantwort die tatsächlichen Messwerte bestmöglich wiedergeben. Für die Wenner-Kartierung ist eine solche Inversion nicht möglich, da aus der Kartierung seine Pseudosektion für eine konstante Eindringtiefe resultiert, in der der scheinbare spezifische Widerstand in Abhängigkeit der Entfernung entlang des Profils dargestellt ist. In diesem Fall gibt es keine Möglichkeit, die laterale Verteilung des wahren spezifischen Widerstands aus den Messwerten zu modellieren.

Die Inversionen der Schlumberger-Tiefensondierung und der geoelektrischen Widerstandstomografie wird mittlerweile standardmäßig mithilfe von Inversionsprogrammen durchgeführt. Die Programme führen die Modellierung durch Vorwärtsrechnung aus und nutzen spezielle Algorithmen zur Inversion, um gezielt ein geeignetes Lösungsmodell für $\rho_s(z)$ mit möglichst geringer Fehlertoleranz gegenüber den Messdaten zu finden. Außerdem ermöglichen die Programme eine schnelle Auswertung von großen Datensätzen,

sodass der Zeitaufwand der durchgeführten Iterationen auch für mehrere Messungen vertretbar ist.

Im Rahmen dieser Bachelorarbeit wird zur Datenauswertung das Inversionsprogramm `Res2DInv` verwendet, welches die Inversion anhand der s.g. Methode der kleinsten Quadrate durchführt. Diese Methode ist meist unter seiner englischen Bezeichnung *least-squares inversion* bekannt und wird auch bei vielen anderen geophysikalischen Problemen zur Schätzung von Untergrundparametern unter Berücksichtigung von vorliegenden Messdaten und Beobachtungen verwendet (Loke, 2002). Bei dieser nicht-linearen Inversionsmethode, deren folgenden mathematischen Aspekte auf den Erläuterungen von Loke (2002) beruhen, werden die aufgenommenen Messdaten $\mathbf{y} \in \mathbb{R}^m$ und die synthetischen Daten $\mathbf{f} \in \mathbb{R}^m$ der Modellantwort jeweils als Spaltenvektoren geschrieben. Die Dimension der Vektoren wird jeweils durch die Anzahl m der Messungen festgelegt. Laut Loke (2002) ist es dabei üblich, den jeweiligen Logarithmus anstelle der scheinbaren Widerstandsmesswerte und der synthetisch erstellten Modellwiderstände zur weiteren Berechnung zu verwenden. Die Differenz zwischen Messdaten und Modellantwort werden ebenfalls in einem Spaltenvektor $\mathbf{g} = \mathbf{y} - \mathbf{f} \in \mathbb{R}^m$ zusammengefasst und der Vektor $\mathbf{q} \in \mathbb{R}^n$ beinhaltet n viele Modellparameter. Bei der Methode der kleinsten Quadrate wird nun laut Loke (2002) das Ausgangsmodell so modifiziert, dass die Summe der Fehlerquadrate E in Gleichung (5.6) minimiert wird. Dazu wird die Gauß-Newton-Gleichung (5.7) angewendet, um mithilfe der $m \times n$ großen Jacobimatrix \mathbf{J} die zur Verringerung von E notwendigen Änderungen der Modellparameter $\Delta\mathbf{q}$ zu bestimmen. Die einzelnen Elemente J_{ij} der Jacobimatrix sind dabei durch die partielle Ableitung des i -ten Modellantworthelements f_i nach dem j -ten Modellparameters q_j gegeben.

$$E = \mathbf{g}^T \mathbf{g} = \sum_{i=1}^n \mathbf{g}_i^2 \quad (5.6)$$

$$\mathbf{J}^T \mathbf{J} \Delta\mathbf{q}_i = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (5.7)$$

Mithilfe der Parameteränderungen $\Delta\mathbf{q}$ ist im Anschluss ein neues Modell mit neuem Parametervektor $\mathbf{q}_{k+1} = \mathbf{q}_k + \Delta\mathbf{q}_k$ erstellbar. Auf diese Weise besteht das Ausgangsuntergrundmodell aus kleinen Zellen bzw. Quadraten, die iterativ angepasst werden, damit die an die Differenz zwischen der synthetischen Modellantwort und den tatsächlichen Messdaten minimal wird.

Anhand der aktuelleren Version von `Res2DInv` ist es außerdem möglich, mehrere 2D-Widerstandstomografien zu einem 3D-Datensatz zu kombinieren. Falls keine Koordinaten der 2D-Messprofile zur Verfügung stehen, ist für die Konstruktion einer 3D-Messung eine parallele oder senkrechte Ausrichtung der 2D-Profile notwendig, um den Bezug der Messpunkte zueinander korrekt darzustellen. Wenn hingegen globale Koordinaten entlang der Profile bekannt sind, ist eine beliebige Ausrichtung möglich. Das Programm erzeugt ein dreidimensionales Koordinatensystem, in das die vorhandenen Messdaten der Profile jeweils hinein gelegt und die Lücken mit synthetisch berechneten Werten gefüllt werden. Mit dem Inversionsprogramm `Res3DInv` für dreidimensionale Messungen

kann dieser konstruierte 3D-Datensatz dann eingelesen und anhand einer 3D-Inversion ausgewertet werden.

Bei der Inversion ist grundsätzlich zu beachten, dass bereits im ersten Inversionsmodell Annahmen über den Aufbau des Untergrunds enthalten sind, die der tatsächlichen Widerstandsverteilung möglicherweise nicht gerecht werden. Außerdem existiert eine Vielzahl an passenden Modellen, die die Messungen mehr oder weniger gut widerspiegeln, was sich am deutlichsten beim eindimensionalen Horizontalschichtmodell zeigt. Der Gesamtwiderstand eines mehrschichtigen Untergrunds ergibt sich hauptsächlich im vereinfachten Fall als aufsummierte Produkte der jeweiligen Schichtmächtigkeit und ihres spezifischen Widerstands. Daher führen viele Inversionsmodelle, bei denen entweder Schichten hinzugefügt bzw. entfernt, ihre jeweilige Schichtmächtigkeit variiert oder ihre Leitfähigkeit verändert werden, zum gleichen Gesamtwiderstand. Ein passendes Inversionsmodell stellt folglich nicht unbedingt die tatsächliche Widerstandsverteilung dar. In vielen Fällen stellt diese Mehrdeutigkeit allerdings kein allzu großes Problem dar, solange die Unsicherheit bei den Inversionsmodellen berücksichtigt wird. Außerdem lassen sich Vorkenntnisse und a-priori-Informationen über den Untergrund wie bspw. durch Bohrungen oder andere hydrologische oder geophysikalische Messungen in der Inversion berücksichtigen, um ein möglichst realitätsnahes Modell zu erhalten. Neben möglichen Kenntnissen der lokalen Untergrundverhältnisse sind zudem allgemeine geologische, hydrologische oder anderweitig geowissenschaftliche Grundlagen zur Interpretation der Inversionsmodelle hilfreich, sodass Aussagen über die Ursachen der modellierten Widerstandsverteilung getroffen werden können. Dabei können viele Faktoren wie bspw. mutmaßliche lithologische Schichtbestandteile, Porosität des Untergrunds, Wassersättigung oder kürzliche Niederschlagsereignisse relevant sein.

6 Durchführung der Messungen

Die Messungen des Wasserstands und der Torfmächtigkeit fanden im Zeitraum von Anfang Juni bis Ende August 2021 auf einer freien Moorfläche abseits des Holzsteges im Wildseemoor statt. Das folgende Kapitel stellt den konkreten Messprozess von der Festlegung der Messprofile bis zur Durchführung der einzelnen Messungen dar.

6.1 Wahl des Messgebiets und Zeitplan der Messungen

Für die Messungen wurde eine freie Moorfläche im Westen des Wildseemoors abseits des Touristenholzsteges ausgewählt. Sie ist eine der wenigen, noch intakten und lediglich durch Regenwasser gespeisten Hochmoorlinsen im Wildseemoor und weist noch aktives Torfwachstum auf (Sengbusch, 2014, 2021). Durch die Nähe zum Holzbohlensteg und die damit verbundene gute Erreichbarkeit ist diese Moorfläche für Messungen besonders gut geeignet. Das rund 5700 m² große Areal ist von Latschenkiefer- und Moorfichtenwald umgeben und weist wie in Abbildung 6.1 zu sehen vor allem Torfmoose, Heidekraut, Heidelbeersträucher und nur vereinzelt junge Latschenkiefern auf, was für den Profilaufbau und die Messdurchführung vorteilhaft war. Der geringe Bewuchs ist auch auf dem digitalen Orthophoto (DOP) von Abbildung 6.2 gut zu erkennen, sodass die Messfläche mithilfe des Programms QGIS 3.16 hervorgehoben werden konnte.

Eines der Ziele dieser Bachelorarbeit ist die Untersuchung des Wasserstands hinsichtlich möglicher Schwankungen und Veränderungen über den Sommer 2021. Dazu war anfangs geplant, die ersten Messungen bereits im April oder Mai durchzuführen, um die voraussichtlich hohen Wasserstände des Frühjahrs mit den vermutlich geringeren Wasserständen des Sommers vergleichen zu können. Aufgrund von Verzögerungen bei den erforderlichen Genehmigungen zur Messdurchführung im Naturschutzgebiet Wildseemoor fanden die ersten Messungen allerdings erst Anfang Juni statt, sodass aus Zeitgründen zuerst mit den Wasserstandsmessungen begonnen wurde. Die Torfmächtigkeit ist im Gegensatz zur Höhe des Wasserstands weniger stark niederschlags-, temperatur- oder jahreszeitenabhängig, sodass die Messungen der Torftiefe für das Ende des Messzeitraums Ende August geplant wurden. Die ersten Messungen im Juni waren zunächst als Testmessungen angesetzt, um sich mit den Geräten und dem Messaufbau vertraut zu machen und um herauszufinden, ob und unter welchen Einstellungen das gewählte Messverfahren der Wenner-Schlumberger-Konfiguration im Wildseemoor zu erfolgreichen Ergebnissen führt. Im Abstand von jeweils sechs Wochen wurden die Wasserstandsmessungen zweimal wiederholt, sodass ein zeitlicher Vergleich von drei verschiedenen Messzeitpunkten vorliegt und – falls vorhanden – ein möglicher Trend erkennbar wird. Da die Testmessungen sehr erfolgreich waren, können sie in der Auswertung und Diskussion dieser Arbeit miteinbezogen werden. Allerdings ist zu berücksichtigen, dass nach Auswertung der Testmessungen einige Anpassungen der Wasserprofile unternommen wurden, um eine bessere Auflösung der Daten in der gewünschten Bodentiefe zu erhalten. Diese Unterschiede der Messungen werden im nächsten Kapitel 6.2 näher erläutert und anhand einer Übersichtstabelle veranschaulicht.



Abbildung 6.1: Vegetation und Beschaffenheit der Messfläche. Oben: Vegetation und Erscheinungsbild des Messgebiets auf der freien Hochmoorlinie im Wildseemoor, Blick Richtung Nord-Westen auf die mit Holzpflocken markierten Messprofile. Links unten: vereinzelt Latschenkiefern von geringer Wuchshöhe, Blick Richtung Norden auf Wassermessstelle. Rechts Mitte: freie Hochmoorlinie ist umgeben von Moorfichten- und Latschenkiefernwald mit deutlich größerer Wuchshöhe als auf dem Messgebiet. Rechts unten: Wasserloch inmitten einer Latschenkiefer.

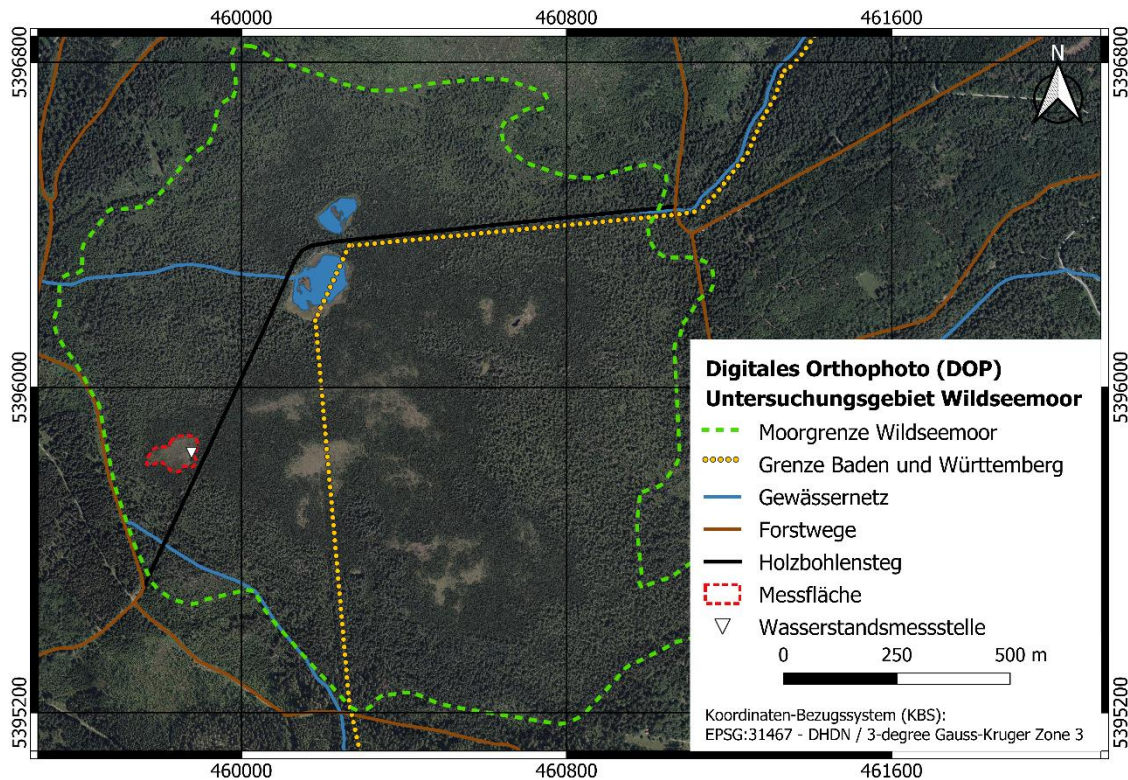


Abbildung 6.2: Digitales Orthophoto (DOP) des Untersuchungsgebiets Wildseemoor. Das Messgebiet (rote Markierung) ist durch den geringen Bewuchs auf der intakten Hochmoorlinse gut erkennbar. Erstellt mithilfe von QGIS 3.16, grundlegende Elemente des Wildseemoors basieren auf der Arbeit von Rakowski (2021).

6.2 Festlegung der Profile

Bei der Festlegung der Profile waren mehrere Faktoren entscheidend. Zuerst mussten Anzahl, Lage und Ausrichtung der Profile bestimmt werden. Sowohl für die Wasserstandsmessung als auch für die Messung der Torfmächtigkeit wurde jeweils ein Kreuzprofil bestehend aus einem Quer- und einem Längsprofil gewählt, wobei beide Kreuzprofile parallel zueinander ausgerichtet sind. Die Start-, End- und Schnittpunkte aller Profile wurden für die Dauer des Messzeitraums mit Holzpflocken im Gelände markiert und die jeweiligen Standorte mithilfe eines GPS-Gerätes aufgenommen, sodass sie wie Abbildung 6.3 zu sehen innerhalb des Messgebiets und des Wildseemoors verortet werden können. Bei der Profilausrichtung war zunächst geplant, die Kreuzprofile entlang des nahen Holzbohlenstegs auszurichten, sodass die Längsprofile parallel und die Querprofile senkrecht zum Steg verlaufen. Im Gelände stellte sich die Umsetzung allerdings als schwierig heraus, da zum einen der Steg von der freien Moorfläche aus nicht einsehbar ist und zum anderen eine beliebige Profilausrichtung aufgrund der dichten Vegetation am Rand der Moorlinse nicht möglich war. Daher wurde versucht, das Kreuzprofil bestmöglich an die gegebenen Bedingungen anzupassen und Profile zu wählen, die auf ihrer Strecke möglichst wenige Latschenkiefern kreuzen. Anhand der GPS-Daten ist in Abbildung 6.3 zu erkennen, dass die gewählten Kreuzprofile zwar nicht entlang des Stegs ausgerichtet sind, dafür aber nahezu perfekt von Nord nach Süd bzw. von West

nach Ost verlaufen. Die Längsprofile liegen somit parallel und die Querprofile senkrecht zu den im Gelände noch vorhandenen, anhand der Schummerung im DGM rekonstruierten Entwässerungsgräben, wie im vergrößerten Kartenausschnitt in Abbildung 6.3 zu sehen ist.

Als Orientierung in der Moorfläche diente für das Wasserkreuzprofil die bereits vorhandene Wasserstandsmessstelle, damit die aus den Messungen resultierenden Ergebnisse mit manuell gemessenen Wasserständen verglichen und auf Plausibilität überprüft werden können. Aufgrund von einer Langzeitbeobachtung der Torfmoose an dieser Grundwassermessstelle war es zum Schutz der Torfmoose allerdings wichtig, einen mindestens 3 – 4 m großen Radius freizuhalten und das Kreuzprofil entsprechend mit genügend Abstand zur Messstelle zu positionieren. Für die Länge der Wasserprofile war entscheidend, in welcher Tiefe der Wasserstand vermutet wird, da der zu wählende Elektrodenabstand die Tiefe und Auflösung der Messung bestimmt.

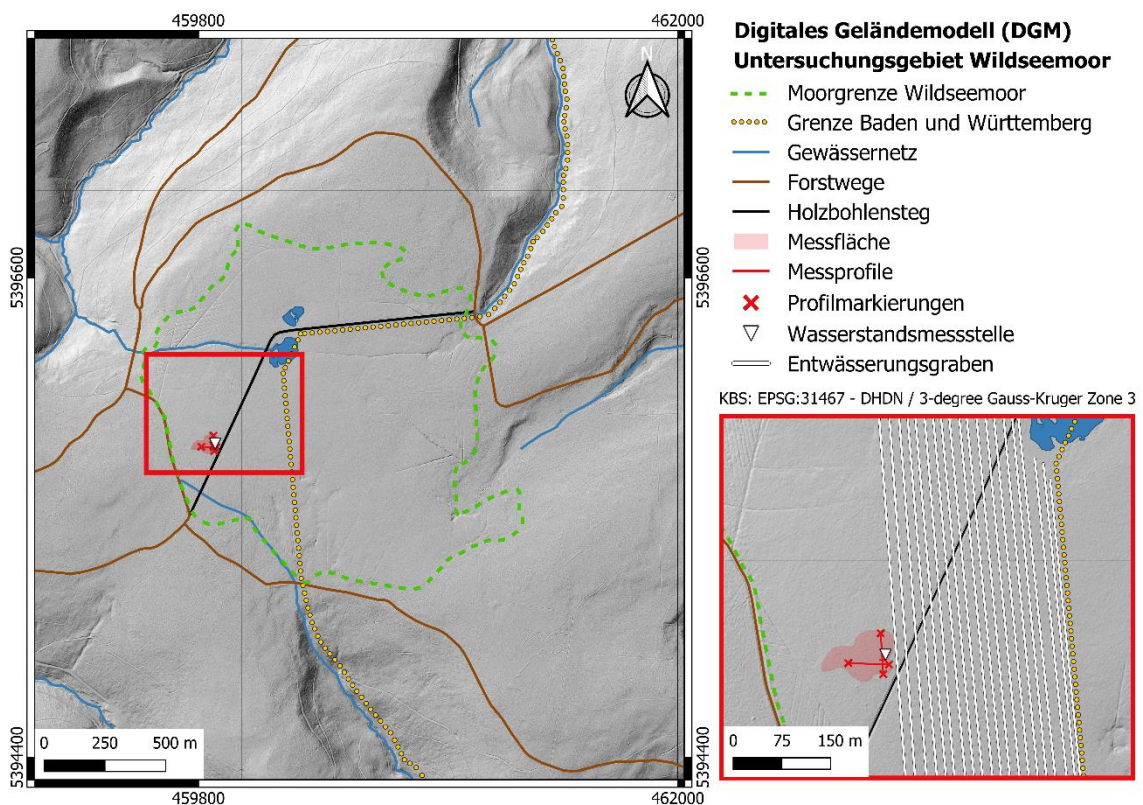


Abbildung 6.3: Digitales Geländemodell (DGM) Wildseemoor mit Lage des Messgebiets inklusive Messprofile und Profilmarkierungen. Natürliche und künstlich angelegte Entwässerungsstrukturen werden anhand der Schummerung sichtbar. Im herangezoomten, rot hervorgehobenem Kartenbereich sind die ehemaligen Entwässerungsgräben nahe des Messgebiets verdeutlicht. Erstellt mithilfe von QGIS 3.16, basierend auf der Arbeit von Rakowski (2021).

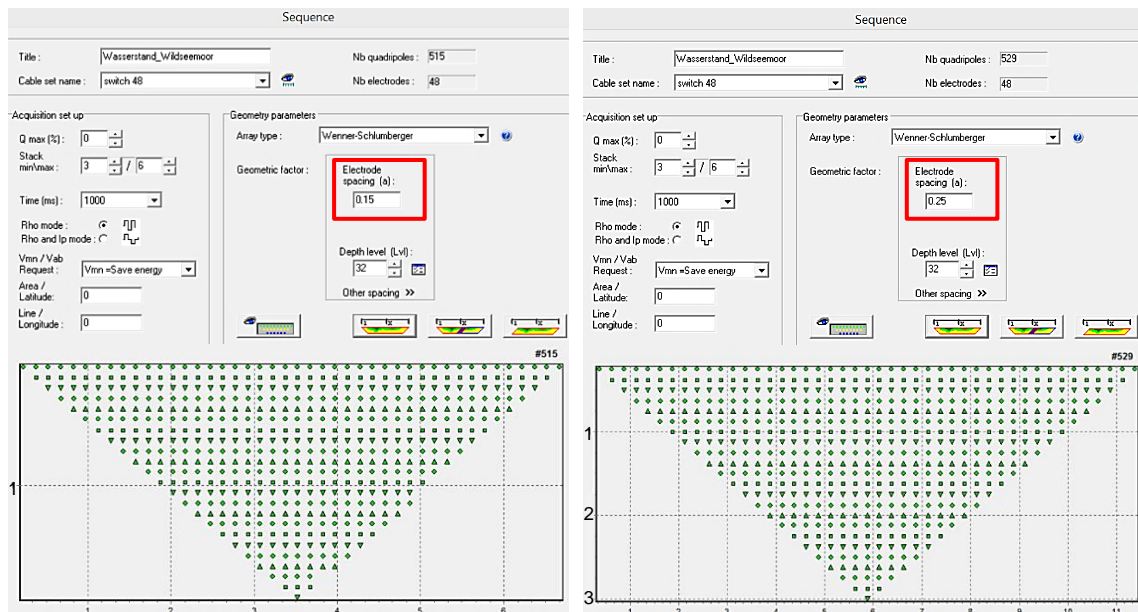


Abbildung 6.4: Programmeinstellungen der Wasser-Messesequenz im Programm *Electre II*. Ein Elektrodenabstand von 15 cm (rote Markierung, links) führt zu einer maximalen Tiefenabdeckung von knapp 2 m (links unten). Bei einem Elektrodenabstand von 25 cm (rote Markierung, rechts) wird eine maximale Tiefe von etwa 3 m (rechts unten) erreicht.

Aufgrund der manuellen Wasserstandsmessungen über die in der Moorfläche installierte Grundwassermessstelle von Sengbusch (2014) ist bekannt, dass sich der Wasserstand inklusive Jahresschwankungen im ersten Meter unterhalb der Geländeoberfläche befindet. Um eine gute Auflösung in diesem Bodenbereich zu erhalten, ist bei den ERT-Wasserstandsmessungen aufgrund des in der Auswertung resultierenden, dreieckigen Tiefenschnitt eine Maximaltiefe von etwa 2 – 3 m notwendig. Anhand des Programms *Electre II* können im Vorfeld der Messungen verschiedene Einstellungen der Messsequenzen variiert werden (siehe Abbildung 6.4), weshalb im Juni für die allererste Messung des Wasser-Längsprofils zunächst ein Abstand von jeweils 25 cm zwischen den insgesamt 48 Elektroden und damit eine Gesamtprofillänge von 11,75 m gewählt wurde. Bei der Messung des Wasser-Querprofils wurde im Juni ein Elektrodenabstand von 15 cm gewählt, um zu testen, ob ein solch geringer Abstand im Messaufbau überhaupt realisierbar ist und zu erfolgreichen Ergebnissen führt. Die erste Auswertung dieser beiden Juni-Testmessungen zeigte, dass zwar beide Elektrodenabstände sinnvolle Ergebnisse liefern, aber dass für die Messung des Wasserstands der kurze Abstand von 15 cm für eine höhere Auflösung in den entscheidenden, geringen Bodentiefen besser geeignet ist. Aus diesem Grund wurde für den weiteren Messverlauf im Juli und August beschlossen, das Wasser-Längsprofil zur besseren Vergleichbarkeit mit dem Querprofil ebenfalls in 15 cm-Abständen zu vermessen. Hieraus ergibt sich der in Tabelle 6.1 abgebildete Messplan der drei Wasserstandsprofile, die in Abbildung 6.6 in der Messfläche des Wildseemoors inklusive Profilausrichtung dargestellt sind.

Tabelle 6.1: Übersicht der Wasserprofile hinsichtlich Durchführung und Messzeitraum. Aufgrund der ersten Testmessungen liegt das Wasser-Längsprofil mit einem Elektrodenabstand von 15 cm für Juni nicht vor.

Profil	Abstand	Messzeitraum	durchgeführt
Wasser-Längsprofil 1	25 cm	Juni	ja
		Juli	ja
		August	ja
Wasser-Längsprofil 2	15 cm	Juni	nein
		Juli	ja
		August	ja
Wasser-Querprofil	15 cm	Juni	ja
		Juli	ja
		August	ja

Das Torfkreuzprofil wurde entlang des Wasser-Kreuzprofils ausgerichtet, sodass jeweils die Längsprofile und die Querprofile parallel zueinanderstehen. Die beiden Längsprofile der Torfmächtigkeits- und Wasserstandsmessungen liegen dabei genau aufeinander, das Torf-Querprofil hingegen musste aufgrund der örtlichen Gegebenheiten und Vegetation parallel zum Wasser-Querprofil 8m weiter südlich angelegt werden. Für beide Torfprofile war die dichte Vegetation am Rand der Messfläche der entscheidende, begrenzende Faktor für die Gesamtprofillänge, sodass zunächst die maximal mögliche Länge gemessen und anschließend überlegt wurde, welcher Elektrodenabstand auf den beiden Strecken jeweils realisierbar ist. Sowohl für das Torf-Längsprofil als auch für das Torf-Querprofil wurde schließlich eine Gesamtprofillänge von 70,5m und ein Elektrodenabstand von 1,5m gewählt. Beide Profile sind in Abbildung 6.7 inklusive Profilausrichtung im Messgebiet des Wildseemoors dargestellt. In Richtung Westen wäre zwar prinzipiell ein längeres Querprofil und damit einhergehend ein größerer Elektrodenabstand und eine höhere Maximaltiefe in den Messungen möglich gewesen, aber aufgrund von immer dichter und höher wachsenden Latschenkiefern und aus Gründen der besseren Vergleichbarkeit, fiel die Entscheidung zugunsten gleich langer Torfprofile aus.

Die Tabelle 6.2 gibt eine Übersicht aller Profile inklusive den jeweils gewählten Elektrodenabständen und der resultierenden Profildesamtlänge. Zur leichteren Identifizierung der Profile und ihrer Ausrichtung in Abbildung 6.5, Abbildung 6.6 und Abbildung 6.7 sind zusätzlich jeweils die Markierungen aufgelistet, entlang derer die entsprechenden Profile verlaufen.

Tabelle 6.2: Übersicht aller Messprofile mit Angaben zu gewähltem Elektrodenabstand, Gesamtprofillänge und Profilmarkierungen.

Profil	Abstand	Länge	Markierung
Wasser-Längsprofil 1	25 cm	11,75 m	W1 – W2 – W3 – W4
Wasser-Längsprofil 2	15 cm	7,05 m	W1 – W2 – W3
Wasser-Querprofil	15 cm	7,05 m	W5 – W2 – W6
Torf-Längsprofil	1,5 m	70,5 m	T1 – W1 – W2 – W3 – W4 – T2
Torf-Querprofil	1,5 m	70,5 m	T3 – W4 – T4

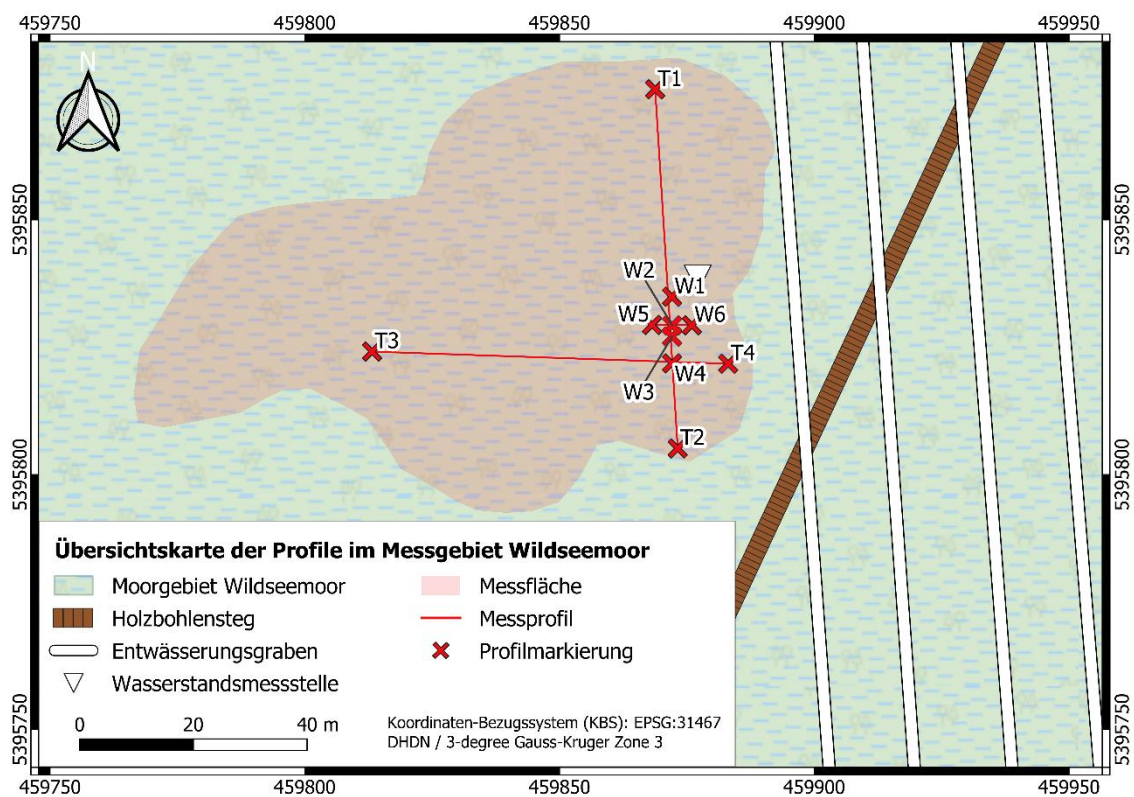


Abbildung 6.5: Übersicht zur Lage der Messprofile inklusive Profilmarkierungen und rekonstruierten Entwässerungsgräben nahe der Messfläche. Erstellt mithilfe von QGIS 3.16, grundlegende Elemente des Wildseemoors basieren auf der Arbeit von Rakowski (2021).

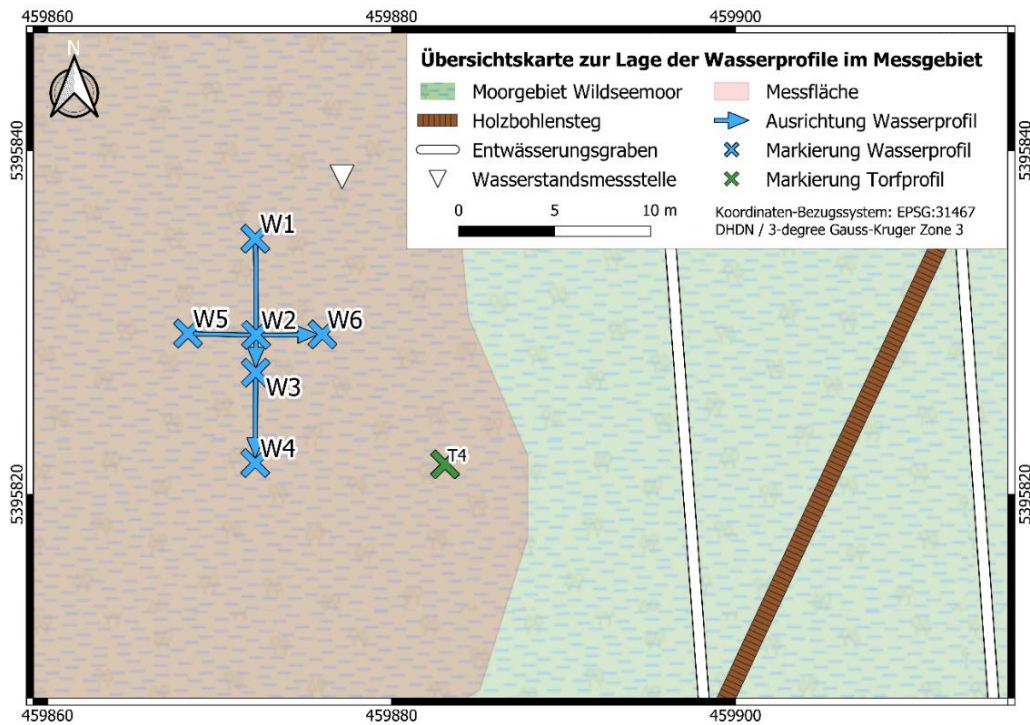


Abbildung 6.6: Übersicht zur Lage der Wasserprofile inklusive Profilmarkierungen und rekonstruierten Entwässerungsgräben nahe der Messfläche. Erstellt mithilfe von QGIS 3.16 (grundlegende Elemente des Wildseemoors basieren auf der Arbeit von Rakowski (2021)).

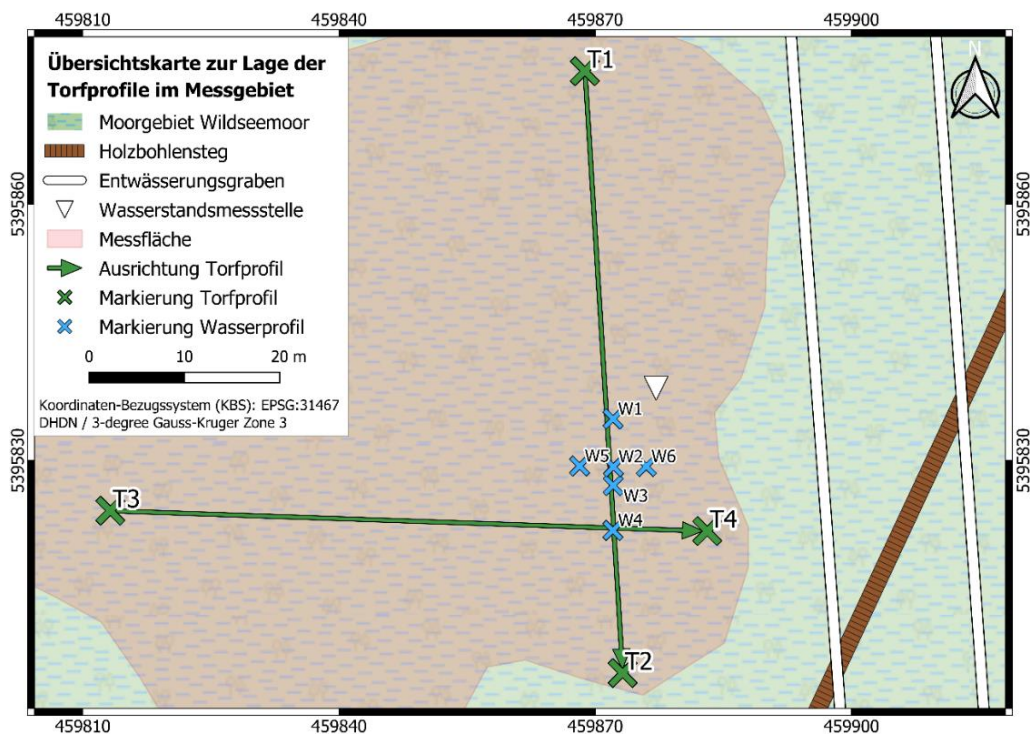


Abbildung 6.7: Übersicht zur Lage der Torfprofile inklusive Profilmarkierungen und rekonstruierten Entwässerungsgräben nahe der Messfläche. Erstellt mithilfe von QGIS 3.16 (grundlegende Elemente des Wildseemoors basieren auf der Arbeit von Rakowski (2021)).

6.3 Manuelle Wasserstandsmessung

Zur Überprüfung, ob die Messungen des Wasserstands mithilfe der geoelektrischen Widerstandstomografie zu realistischen Ergebnissen führen, wurden im Rahmen dieser Bachelorarbeit auch manuelle Wasserstandsmessungen in der Messfläche vorgenommen. In der Moorlinse befindet sich eine fest installierte Grundwassermessstelle, die gut sichtbar etwa 30 cm über der Geländeoberfläche herausragt (siehe Abbildung 6.8).

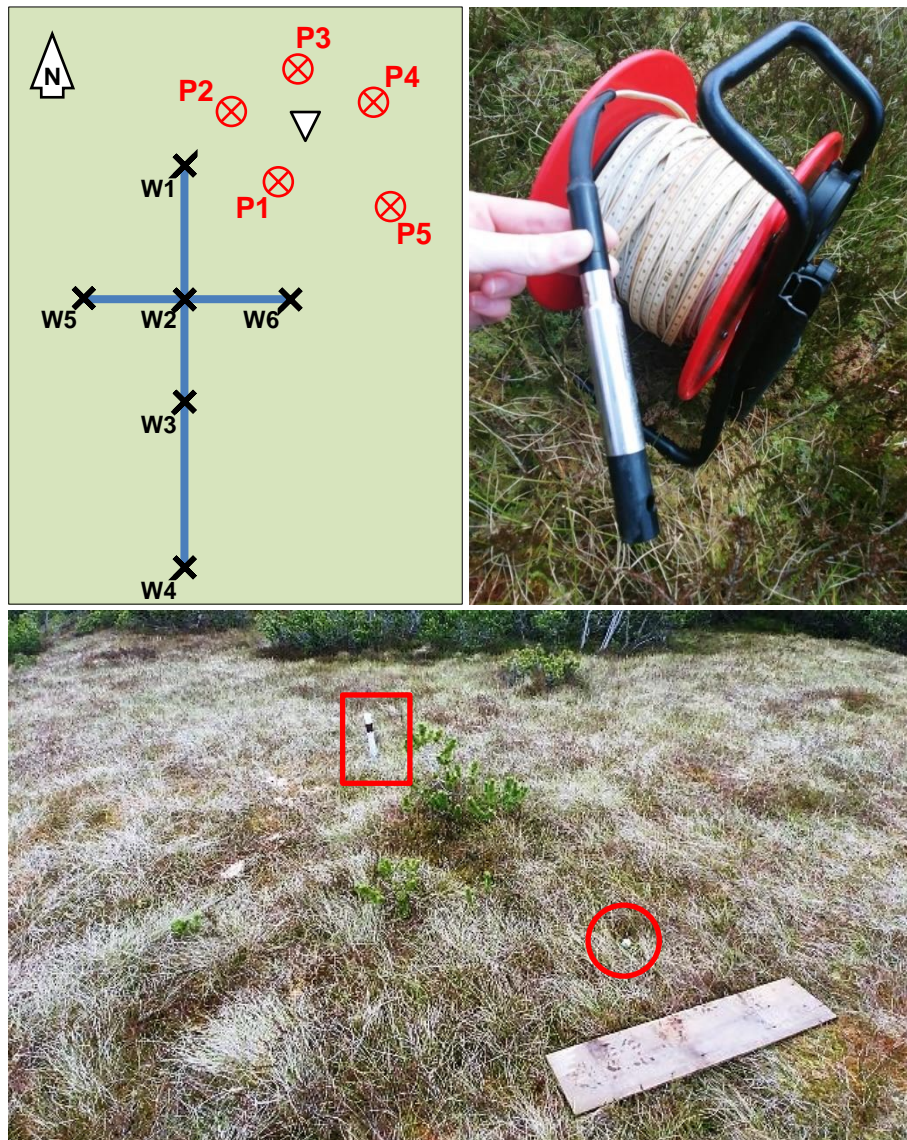


Abbildung 6.8: Manuelle Wasserstandsmessungen an der Grundwassermessstelle. Oben links: Skizze der Wassermessstellen hinsichtlich Nummerierung und Lage in der Messfläche. Oben rechts: Das Kabellichtlot hat im Moorwasser nicht funktioniert, weshalb der Wasserstand manuell mithilfe von Meterstab und Taschenlampe abgelesen wurde. Unten: Nahe der Hauptwassermessstelle (rotes Rechteck) befinden sich insgesamt fünf weitere, kleinere Messstellen (roter Kreis) in der Messfläche, an denen der Wasserstand manuell messbar ist.

An diesem Hauptrohr sind zwar selbst keine Wasserstandsmessungen möglich, da das Rohr fest verschlossen ist, aber in der direkten Umgebung befinden sich fünf weitere, kleinere Messstellen, die in den Boden eingelassen sind und eine Ablesung des Wasserstands in der Moorfläche ermöglichen. In Abbildung 6.8 ist eine solch kleinere Grundwassermessstelle anhand seiner weißen Verschlusskappe auf dem Moorboden zu erkennen und zur besseren Erkennung auf dem Bild rot umkreist. Im Moorwasser schlug die akustische und optische Wasserstandsmessung mittels Kabellichtlot allerdings nicht an (siehe Abbildung 6.8), sodass die Messung manuell mithilfe eines Meterstabs und einer Taschenlampe durchgeführt wurde. Hierbei wird der Wasserstand unterhalb der Geländeoberfläche unter Zuhilfenahme der Taschenlampe am Meterstab im Rohr der Messstelle abgelesen. Um die Torfmoose in der direkten Umgebung der Hauptgrundwasserstelle für die Langzeitbeobachtung zu schützen, wurde ein Holzbrett als Unterlage verwendet (siehe Abbildung 6.8), sodass das Körpergewicht auf eine größere Fläche verteilt und somit die Auflast auf einer Stelle reduziert wird. Die Messungen erfolgten an insgesamt fünf Tagen innerhalb des Messzeitraums kurz vor oder kurz nach den Messtagen der Widerstandstomografien, damit die manuellen Messwerte mit den Resultaten der ERT-Messung verglichen werden können. Aufgrund von starken Niederschlagsereignissen im Juli wurde der Wasserstand in diesem Monat zur Kontrolle an drei Tagen erfasst, in den anderen beiden Monaten hingegen nur jeweils an einem Tag.

6.4 Aufbau und Durchführung der ERT-Messungen

Nach Festlegung der Lage, Länge und Ausrichtung der beiden Kreuzprofile konnte mit dem Aufbau der geoelektrischen Tomografiemessung begonnen werden. Die Ausrüstung dazu wurde über Felix Bögelspacher aus dem E-Labor des geophysikalischen Instituts (GPI) des KITs ausgeliehen. Die in Abbildung 6.9 gezeigte Multielektrodenanordnung stellt die konkrete, im Rahmen dieser Bachelorarbeit verwendete Anordnung der durchgeführten Widerstandstomografie da. In Abbildung 6.10 sind die einzelnen Schritte des Messaufbaus am Beispiel des Wasser-Querprofils veranschaulicht. Entlang eines Profils werden die insgesamt 48 Edelstahlspieße mithilfe von Maßbändern im jeweils gewählten Elektrodenabstand gleichmäßig etwa 10 cm tief in den Moorboden gesteckt, sodass der Elektrodenabstand mit 15 cm und 25 cm wie in Abschnitt 5.6.2 und 5.6.3 beschrieben noch größer als die Spießtiefe ist und die Spieße dennoch festen Kontakt zum Moorboden haben. Zur Messausrüstung gehören außerdem vier Messkabel, die jeweils 70 m lang sind und zum leichteren Transport auf Kabeltrommeln aufgewickelt sind. An jedem Kabel befinden sich zwölf Abgriffe im Abstand von jeweils 5 m, die einzeln mithilfe von Metallklemmen an den Edelstahlspießen befestigt werden. Damit der Strom während der Messung nur über die Spieße und nicht über die Kabelabgriffe oder Klemmen in den Untergrund gespeist wird, werden die Klemmen so an den Spießen und Kabelabgriffen befestigt, dass weder die Klammern noch die Abgriffe den Boden berühren. Am besten gelingt dies, wenn der Kabelabgriff mitsamt Klemme oben auf die zweite, am Edelstahlspieß befestigte Klemme gelegt wird (siehe Abbildung 6.10, linkes unteres Bild).

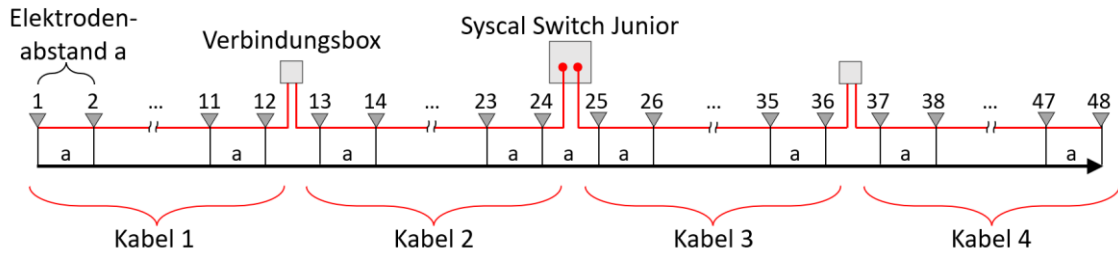


Abbildung 6.9: Schematischer Aufbau der Multielektroden-Anordnung zur Widerstandstomografie. Insgesamt vier Kabel, zusammengeschlossen durch zwei Verbindungsboxen, verbinden die 48 äquidistanten Elektroden mit dem mittig positionierten Messgerät Syscal Junior Switch.

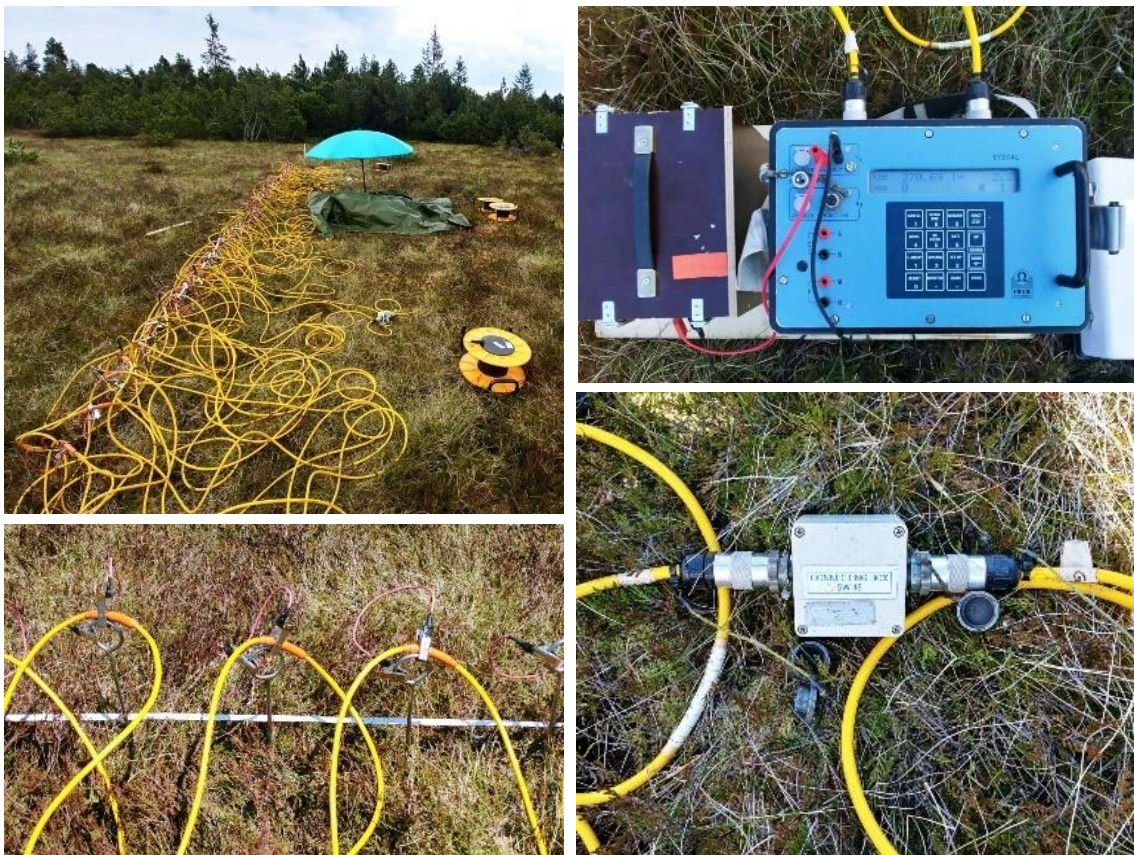


Abbildung 6.10: Messaufbau der Widerstandstomografie in der Messfläche. Oben links: Aufbau der geoelektrischen Widerstandsmessung am Beispiel des Wasser-Querprofils mit Blick Richtung Osten. Unten links: Die insgesamt 48 Edelstahlspieße werden in einem regelmäßigen Abstand in den Boden gesteckt, anschließend werden die Kabelabgriffe mithilfe von Metallklammern an ihnen befestigt. Oben rechts: Das Messgerät Syscal Junior Switch inklusive Autobatterie (braune Box, links) als externe Stromquelle wird in die Mitte des Messaufbaus platziert und über zwei Anschlüsse mit den Kabeln zu beiden Seiten verbunden. Unten rechts: Mithilfe der grauen Verbindungsbox lassen sich jeweils zwei Kabel miteinander verbinden.

Angesichts der hohen Anfälligkeit für Beschädigungen ist ein starkes Drehen, Biegen, Knicken oder hohe Belastung der Tomografiekabel zu vermeiden. Aus diesem Grund werden die Kabel am besten, wie im linken oberen Bild von Abbildung 6.10 zu sehen, in großen Schleifen auf einer Seite des Profils ausgelegt, sodass das Profil auf der anderen Seite problemlos abgelaufen werden kann und sich die Kabel beim Abbau nicht zu stark verdrehen und leichter aufrollbar sind.

Das Messgerät, die Syscal Junior Switch Apparatur (im Folgenden nur Syscal genannt), wird in der Mitte der Auslage positioniert, sodass sich links und rechts des Messgeräts jeweils 24 Edelstahlspieße mit den daran befestigten Abgriffen von zwei Kabeln befinden. Mithilfe von zwei Verbindungsboxen lassen sich jeweils die beiden Kabel auf einer Seite des Messgeräts zusammenschließen. Die beiden verbleibenden inneren Kabelanschlüsse werden in der Profilmitte mit dem Messgerät verbunden (siehe Abbildung 6.10, rechtes unteres Bild). Hierbei ist auf die korrekte Reihenfolge der Kabel entsprechend der gewählten Profilausrichtung zu achten, was am Gerät durch zwei Markierungen der Anschlüsse für die Elektroden 1 – 24 bzw. 25 – 48 erleichtert wird. Sowohl beim Anschließen an die Syscal als auch bei den beiden Verbindungsboxen sind die Kabelanschlüsse sorgfältig zu behandeln, da sie durch ein Steck- und Drehsystem im Inneren passend verbunden werden und anfällig für Beschädigungen sind. Die Messausrüstung ist außerdem z.T. gegen Wasser geschützt, sodass die isolierten Kabel keinen Schaden nehmen, wenn sie in kleinen Bächen oder Pfützen mit Wasser direkt in Kontakt kommen. Die Kabelanschlüsse und Verbindungsboxen hingegen sind zwar aufgrund des speziellen Verschlusses vor Spritzwasser oder leichtem Niederschlag, aber nicht gegen eindringendes Wasser durch Untertauchen geschützt und sollten daher nicht in wasserführenden Senken o.ä. liegen. Die Syscal hingegen ist auch vor leichtem Niederschlag zu schützen, weshalb bei den hier vorgestellten Messungen eine große wetterfeste Plane verwendet wurde. Damit die Syscal nicht im feuchten Moorboden einsinkt und damit die Torfmoose nicht zu stark belastet werden, wurde das Gerät zudem auf einem Holzbrett unter der Plane positioniert. Ein großer Schirm über der Messstation in der Auslagemitte schützt die Apparatur ebenfalls vor Niederschlägen und zusätzlich vor Überhitzungen durch direkte Sonneneinstrahlung.

Nach dem Messaufbau wurde am institutseigenen Feldlaptop eine Messesequenz anhand des Programms `Electre II` erstellt. Dazu wird in den Einstellungen festgelegt, aus wie vielen Elektroden die gewünschte Messanordnung besteht, sodass für die Messungen im Rahmen dieser Arbeit *switch48* für insgesamt 48 verwendete Edelstahlspieße und die Anordnung *Wenner-Schlumberger* eingestellt wird. Zusätzlich wird das maximale Tiefenlevel, der jeweilige Elektrodenabstand und eine Dauer des Stromimpulses von 1000 ms = 1 s ausgewählt. Im vorherigen Abschnitt 6.2 sind in Abbildung 6.4 die erstellten Messesequenzen der Wasserprofile bereits abgebildet, in Abbildung 6.11 ist die Messesequenz für die Torfprofile zu sehen. Der Elektrodenabstand von 1,5 m führt bei der Torfsequenz zu einer maximalen Eindringtiefe von etwa 18 m. Aufgrund des identischen Elektrodenabstands können für die Längs- und Querprofile der Wasserstands- und Torfmächtigmessungen jeweils die gleichen Sequenzen verwendet werden. Durch den

sehr geringen Elektrodenabstand von 15 cm bestehen die dazugehörigen Tomografien der Wasserstandsmessungen aus jeweils 515 Einzelmessungen, während für die Tomografien mit 25 cm und 1,5 m Abständen insgesamt 529 Einzelmessungen benötigt werden (siehe jeweils rechts über dreieckigem Tiefenschnitt in Abbildung 6.4 und Abbildung 6.11). Die erstellten Sequenzen werden über ein Serial-Link-Kabel vom Feldlaptop auf die Syscal hochgeladen. Im Anschluss wird an der Syscal der *RS Check* ausgeführt, bei dem für alle 48 Elektroden die Übergangswiderstände automatisch vom Messgerät überprüft werden. Durch diese Kontrolle lässt sich direkt feststellen, ob alle Klemmen und Kabelanschlüsse richtig angeschlossen sind und ob die Edelstahlspieße einen ausreichenden Kontakt zum Erdboden haben. Werden keine Fehler angezeigt, kann die eigentliche Messung durch einen Startknopf an der Syscal gestartet werden. Beim Durchführen des RS Checks und der Messung ist es besonders wichtig, dass in dieser Zeit die gesamte Messausrüstung, vor allem die Spieße, nicht berührt werden, da sehr hohe Stromstärken zur Messung verwendet werden und von außen nicht zu erkennen ist, welche vier der insgesamt 48 sehr gut leitenden Edelstahlspieße im Augenblick zur Einzelmessung verwendet werden und dementsprechend unter Strom stehen. Zudem könnte sich ein Kabel oder eine Klemme lösen und so die Messung verfälschen. Verliert das Messgerät während der Tomografie den Kontakt zu einer oder mehreren Elektroden vollständig, stoppt die Messung, sodass die Kontakte kontrolliert werden müssen. Die Messung kann nach der Behebung an der Stelle der Unterbrechung weiter fortgeführt oder neugestartet werden. Eine vollständige Widerstandstomografiemessung dauert je nach Anzahl der Einzelmessungen etwa 1 – 1,5 h. Im Anschluss an die Messung werden die Messdaten mithilfe des Programms `Prosys II` über das Serial-Link-Kabel von der Syscal auf den Feldlaptop übertragen und dort gespeichert. Das Programm ermöglicht zudem eventuelle Bearbeitungen und das Konvertieren der Messdaten von der `.bin`-Datei in eine `.dat`-Datei, die im Inversionsprogramm `Res2DInv` zur Datenauswertung eingelesen werden kann.

Bei den Testmessungen im Juni wurden zunächst Messungen zur Überprüfung der Gerätekalibrierung durchgeführt. Dazu wurde die Widerstandstomografie des Wasser-Querprofils nach der eigentlichen Messung mit Ausrichtung von West nach Ost nochmals in umgekehrter Ausrichtung von Ost nach West wiederholt. Ein Ab- und erneuter Aufbau des Profils ist in diesem Fall nicht notwendig, da die Messrichtung alleine Vertauschen der Reihenfolge der Kabelanschlüsse an der Syscal realisiert werden kann. Anhand dieser gespiegelten Messkonfiguration lässt sich an den Auswertungsergebnissen beurteilen, ob die Messung unabhängig von der konkreten Messausrichtung funktioniert und zu reproduzierbaren Ergebnissen führt.

Bei der Durchführung der ERT-Messungen traten einige Hindernisse und technische Probleme auf, die besonders die ersten Messungen im Juni erschwerten. Zuerst war der Transport der gesamten Messausrüstung nicht einfach, da das Equipment sehr schwer ist und die Messfläche abseits des Holzstegs mitten im Naturschutzgebiet des Wildseemoors liegt. Aufgrund einer Fahrgenehmigung durch den Forst Baden-Württemberg (ForstBW) war es möglich mit dem Auto bis an den westlichen Anfangspunkt des

Holzbohlenstegs zu fahren. Von dort aus wurde ein Handwagen verwendet, um die Ausrüstung in mehreren Durchgängen etwa 400 m entlang des Holzstegs zu der Stelle zu bringen, von wo aus die Messfläche in nordwestlicher Richtung erreicht werden kann. Auf diesem letzten, etwa 30 m langen Stück wurde die Ausrüstung einzeln über den Wassergraben, der zu beiden Seiten des Bohlenstegs verläuft, durch Heidelbeersträucher und einigen Latschenkiefern bis zur freien Moorfläche getragen. Vor allem die vier, jeweils 70 m langen Tomografiekabel, aber auch die 48 Edelstahlspieße und das Messgerät haben ein jeweils ein hohes Eigengewicht, sodass der besonders der Weg über den Wassergraben und durch die Sträucher durchaus schwierig war und bei höheren Wasserständen aufgrund von vorherigen Niederschlagsereignissen zum knietiefen Einsinken in den Wassergraben geführt hat. Des Weiteren war die interne Batterie der Syscal defekt, sodass das Gerät zusätzlich an eine Autobatterie als externe Stromquelle angeschlossen werden musste (siehe Abbildung 6.10, rechtes oberes Bild). Die Batterie war ebenfalls sehr schwer und musste ins Gelände transportiert werden. Zudem traten regelmäßig beim Upload der Messsequenzen sowie beim Download der Messdaten technische Störungen auf, weshalb die Syscal und der Upload bzw. Download neugestartet werden musste.

Aufgrund des defekten internen Speichers der Syscal, wurde spätestens zwei Messungen die Fehlermeldung *insufficient memory* angezeigt, sodass alle gespeicherten Sequenzen gelöscht werden mussten, bevor eine neue Messsequenz geladen werden konnte. Zwischenzeitlich wurde auch beim Sequenz-Upload im Programm *Electre II* eine Fehlermeldung aufgrund einer nicht existenten *.ele*-Datei angezeigt. Die Messungen konnten trotzdem ordnungsgemäß durchgeführt werden. Aufgrund des teils erheblichen Zeitaufwands zur Behebung dieser technischen Störungen konnten im ersten Messzeitraum im Juni weniger Testmessungen durchgeführt werden.

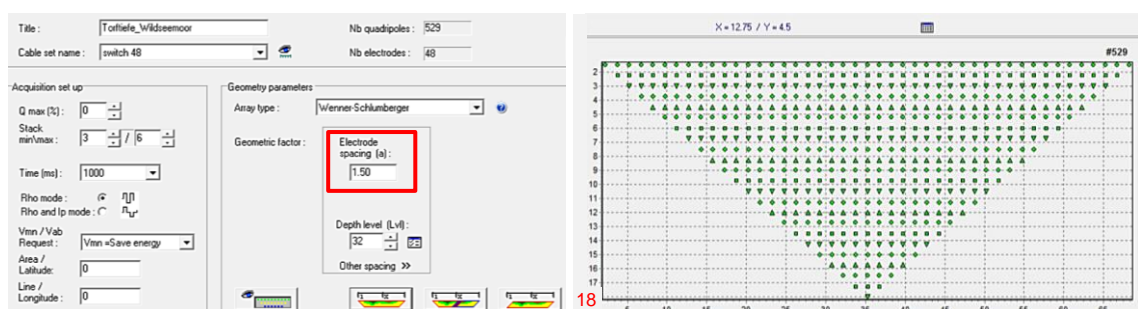


Abbildung 6.11: Programmeinstellungen zur Messsequenz der Torfprofile. Ein Elektrodenabstand von 1,5 m (rotes Kästchen) führt zu einer maximalen Tiefe von etwa 18 m.

6.5 Messung der Topografie mittels Tachymeter

Bei geophysikalischen Messungen mittels ERT ist es unabdingbar, die Topografie des Messgeländes zu messen und zu berücksichtigen (siehe Abschnitt 5.7), da bei einer Nichtberücksichtigung eines starken Geländereiefs Scheinanomalien in den Inversionsergebnissen abgebildet werden. Die Moorlinse, auf der die Messungen im Wildseemoor stattgefunden haben, stellt eine typische Hochmoorebene dar, die mehr oder weniger eben und durch die Strukturen von Hochmoorbulten und Schlenken geprägt ist. Die kleineren und größeren, eher trockeneren Erhebungen der Bulte liegen zwischen den feuchteren und z.T. wassergefüllten Senken und führen zu einem leichten Geländereief. Die Topografieänderungen sind zwar optisch nicht eindeutig zu erkennen, aber bei einer Begehung durchaus spür- und fühlbar, sodass die Größenordnung der Erhebungen und Senken vermutlich im ein- bis zweistelligen Zentimeterbereich liegt. In der gleichen Größenordnung befinden sich allerdings auch die geringen Elektrodenabstände der Wasserprofile, sodass die relativen Höhendifferenzen entlang der Wasserprofile mittels Tachymeter aufgenommen wurden, um sie in der späteren Datenauswertung für eine topografische Korrektur verwenden zu können. Im Gegensatz zu den Wasserprofilen haben die Torfprofile mit einer Gesamtlänge von über 70m und einem Elektrodenabstand von jeweils 1,5m deutlich größere Ausmaße als die geschätzten Höhenschwankungen auf der Messfläche, sodass bei der Planung der Messungen nicht eindeutig beurteilt werden konnte, ob in diesem Fall ebenfalls eine topografische Korrektur notwendig ist. Um den Einfluss der Topografie und den Zusammenhang zwischen Reliefgrößenordnung und Profilauslage bzw. Elektrodenabstand zu überprüfen, wurden neben den Wasserprofilen die Torfprofile ebenfalls topografisch vermessen.

In Abbildung 6.12 ist die zur Topografiemessung verwendete Ausrüstung zu sehen, die durch Manfred Juretzko vom Geodätischen Institut (GIK) des KIT für die Messungen zur Verfügung gestellt wurde. Nach einer Geräteeinweisung durch den Gerätewart des Instituts, Torsten Lauer, war die Ausleihe eines Tachymeters des Modells TS07 inklusive Stativ, Reflektor und Kurzanleitung (Juretzko, 2021) möglich. Das Tachymeter bietet i.A. viele verschiedene Funktionen zur Messung von Höhen, Entfernungen, Horizontalrichtungen und Raumwinkeln an. Für die in dieser Bachelorarbeit benötigten relativen Höhenänderungen waren allerdings schon grundlegende Einstellungen ausreichend. Das Tachymeter wird auf dem dreibeinigen Stativ befestigt und in einiger Entfernung zum Startpunkt des zu messenden Profils aufgestellt, sodass sich das Tachymeter und die Profilmarkierung in einer Linie befinden. Bei komplexeren Messungen ist es zudem erforderlich, das Gerät mittels Laserlot genau über dem festgelegten Bodenpunkt zu zentrieren. Für die Messungen im Wildseemoor waren jedoch nur die relativen Höhen entlang der Profile von Interesse, sodass der genaue Standort und die Entfernung des Bodenpunkts zu den Profilmarkierungen nicht von Bedeutung war und somit die Zentrierung des Geräts vernachlässigt werden konnte. Nachdem der sichere Stand des Stativs inklusive Tachymeter überprüft wird, lässt sich das Gerät anhand der verstellbaren Stativfüße und mithilfe einer Dosenlibelle zunächst grob horizontieren. Zur Fein-Horizontierung ist eine elektronische Libelle anhand der drei Feinschrauben des Dreifußes am

Tachymeter einspielbar. Anschließend wird die Instrumentenhöhe zwischen dem Boden und der Kippachse des Tachymeters mittels Maßband oder Meterstab bestimmt. Der zur Messung ebenfalls benötigte Reflektor besteht aus einem Prisma und lässt sich auf einem ausziehbaren Stab befestigen, der so eingestellt wird, dass die Länge zwischen der Reflektorkippachse und der Bodenspitze des Stabs der zuvor gemessenen Instrumentenhöhe des Tachymeters entspricht. Beide Kippachsen sind jeweils seitlich am Tachymeter bzw. am Reflektor durch eine Markierung gekennzeichnet. Der konkrete Wert der Instrumentenhöhe ist dabei gar nicht entscheidend, denn durch die identisch eingestellten Höhen des Tachymeters und des Reflektors ergeben die Messungen direkt die gesuchten relativen Höhenänderungen des Geländes. Der Reflektor wird nun jeweils im gewählten Elektrodenabstand nacheinander Punkt für Punkt entlang des Profils aufgestellt und mit dem Fernrohr des Tachymeters anvisiert. Beim Hindurchsehen durch das Okular ist ein Fadenkreuz sichtbar, das individuell für den jeweiligen Benutzer mithilfe eines kleinen Rädchens scharf zu stellen ist. Durch ein weiteres Rad am Okular lässt sich das Bild in der Ferne und somit das Bild des Reflektors scharf stellen. Um das Fadenkreuz des Tachymeters genau in die zentrierte Markierung des Reflektors einzustellen, sind am Gerät zwei weitere Räder zur Feinjustierung der Richtung und der Höhe angebracht. Die eigentliche Messung erfolgt elektronisch durch einfaches Knopfdrücken am Tachymeter. Die gemessene Höhendifferenz zwischen dem Tachymeter und dem am Messpunkt aufgestellten Reflektor kann nach wenigen Sekunden auf einem Display neben anderen, hier nicht weiter benötigten Parametern abgelesen werden. Beim Messvorgang ist darauf zu achten, dass das Tachymeter nicht bewegt wird und dass sowohl Tachymeter als auch Reflektor korrekt horizontiert sind. Am Reflektor befindet sich ebenfalls eine Dosenlibelle zur Überprüfung der Horizontierung, wobei ein dreibeiniges Fluchtstabstativ mit Klammer (auch Spinne genannt) die horizontale Haltung des Reflektors deutlich erleichtern kann. Da beim Tachymeter zur Messung die Reflektion eines Laserstrahls verwendet wird, ist während der Messung außerdem darauf zu achten, dass der Strahl nicht auf andere Personen oder reflektierende Flächen gerichtet ist, damit keine Person in den Laserstrahl schaut. Es ist daher empfehlenswert, wenn sich das Tachymeter und der Reflektor nicht auf Kopfhöhe befinden. Für besonders nachgiebigen Untergrund wie in der Moorfläche ist es außerdem ratsam, an den Bodenpunkten einen Vermarkungskegel zu verwenden. Dieser Vermarkungskegel wird aufgrund seiner Farbe und Form auch Möhre genannt und dient dazu, dass der Reflektorstab mit seiner unteren Spitze nicht tief in den Untergrund einsinkt, sondern auf der Zentrierung des Vermarkungskegels möglichst in der Höhe der Geländeoberfläche aufliegt. Bei den Messungen wurde außerdem versucht, das Tachymeter so selten wie möglich zu versetzen, da das Horizontieren des Gerätes sehr zeitintensiv war und aufgrund der hohen Messgenauigkeit des Tachymeters selbst durch leichten Wind erschwert wurde. Daher wurden insgesamt zwei Standorte gewählt, von denen aus mehrere Profile gut sichtbar waren und die Sicht auf den Reflektor nicht durch Latschenkieferzweige verdeckt wurde. Somit stand das Tachymeter nicht immer in einer Linie zu den Messpunkten, aber das war für die Messung grundsätzlich kein Problem, da die linienförmige Aufstellung lediglich das Anvisieren des Reflektors erleichtert.

Auf diese Weise wurden für jedes der insgesamt fünf Profile auf der Moorfläche jeweils 48 Bodenpunkte vermessen, sodass die aufgenommenen, relativen Höhenänderungen insgesamt fünf Höhenprofilen ergeben.

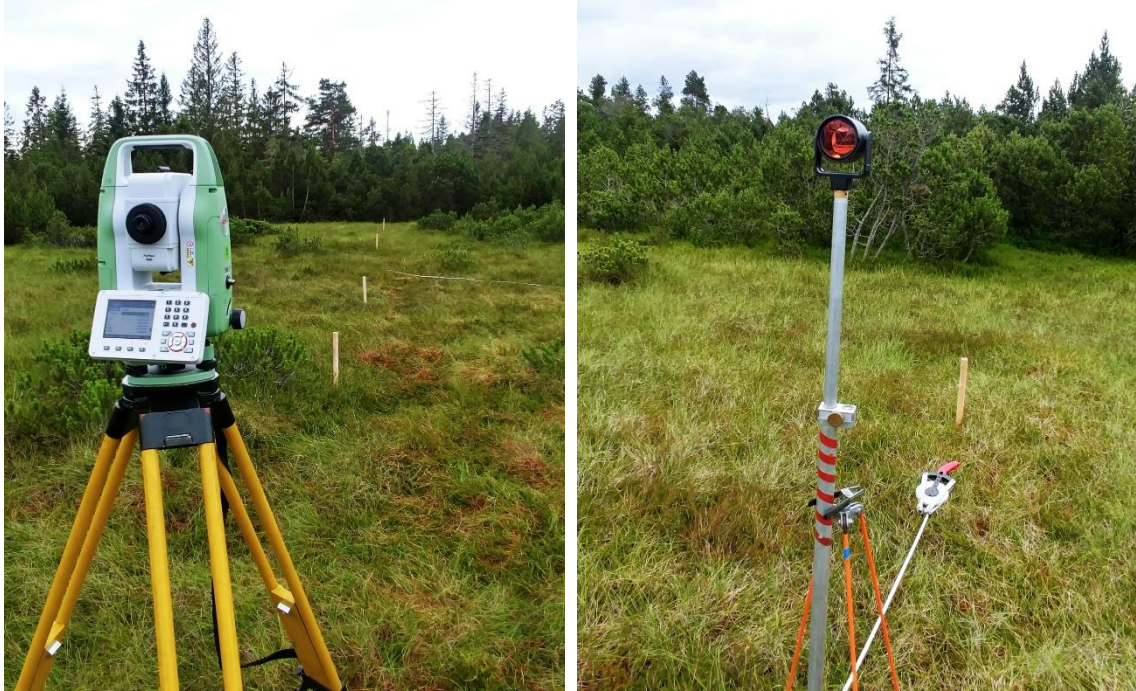


Abbildung 6.12: Messung der Topografie mittels Tachymeter. Links: Tachymeter wird auf Stativ befestigt und mit etwas Abstand zum Profilanfang positioniert, sodass es sich mit dem Profil in einer Linie befindet. Wasser-Querprofil als Beispiel mit Blick Richtung Norden. Rechts: Reflektor wird in jeweils regelmäßigem Elektrodenabstand auf die zu messenden Profilpunkte positioniert und mithilfe eines Fluchtstabstativs horizontalisiert.

7 Ergebnisse und Auswertung

Im folgenden Kapitel werden die Messergebnisse vorgestellt und erläutert. Außerdem wird die Vorgehensweise der Auswertung, insbesondere bei den ERT-Messung, beschrieben und erläutert.

7.1 Topografie

Anhand der relativen Höhenmessungen im Gelände mittels Tachymeter lässt sich für jedes der insgesamt fünf Profile ein Höhenprofil erstellen. In Abbildung 7.1 ist das Geländere relief des Wasser-Querprofils als Beispiel dargestellt. Die anderen vier Höhenprofile sind aus Gründen einer besseren Übersicht und Lesbarkeit der Erläuterungen im Anhang II und III zu finden. Die grafische Darstellung erfolgte für alle Messprofile mithilfe von `Excel`. Zusätzlich wurden die Höhenprofile jeweils durch eine von `Excel` berechnete, lineare Trendlinie ergänzt, um Aussagen über potenzielle gemittelte An- oder Abstiege im Gelände treffen zu können. In Tabelle 7.1 sind die jeweiligen maximalen und minimalen Höhenwerte aller fünf Profile in Meter angegeben. Zusätzlich ist jeweils die Spannweite (Differenz der Maximal- und Minimalhöhe) aufgeführt, um die Größenordnung der Höhenschwankungen entlang der Profile zu veranschaulichen. Anhand dieser Höhenprofile ist direkt der Aufbau der Hochmoorebene bestehend aus Bulten und Schlenken erkennbar. Die ausgewählte Messfläche ist insgesamt relativ eben, da die Höhendifferenzen der fünf Messprofile mit Spannweiten von 12 – 16 cm (Wasserprofile) bzw. 38 – 44 cm (Torfprofile) im Verhältnis zur Größe der Moorlinse gering sind. Diese kleineren und größeren Erhebungen und Senken der Hochmoorbulte und Schlenken sind einzeln betrachtet allerdings genau so groß oder sogar größer als die geringen Elektrodenabstände von 15 cm bzw. 25 cm bei den Wasserprofilen, sodass für die Wasserstandsmessungen das jeweilige Geländere relief der einzelnen Profile durch eine topografische Korrektur in den Messdaten zu berücksichtigen ist. Die mithilfe von `Excel` erstellten, linearen Trendlinien zeigen jeweils in den Querprofilen eine Geländeabsenkung in Richtung Osten und in den Längsprofilen eine Abnahme der relativen Höhen in Richtung Süden an. Damit stimmt der Verlauf dieser Trendlinien mit den Aussagen von Sengbusch (2021) überein, dass die für die Messungen verwendete Moorlinse des Wildseemoors eine leichte zentrale Aufwölbung aufweist und an den Rändern der freien Moorfläche abflacht. Da die Möglichkeiten zur Profilverfestlegung und -ausrichtung aufgrund der Moorvegetation auf der Messfläche begrenzt waren, erstrecken sich die Querprofile in den östlichen und die Längsprofile in den südlichen Randbereich. Im Gelände ist die Abnahme des Reliefs in der Moorlinsenperipherie allerdings optisch nicht erkennbar und wird durch die Bult- und Schlenkenstruktur verdeckt.

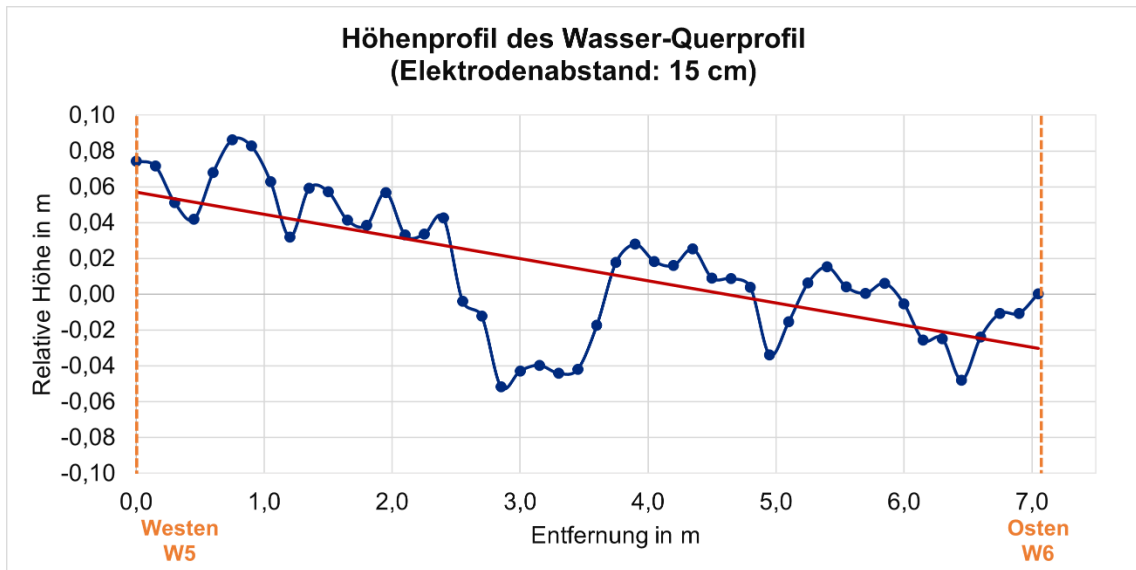


Abbildung 7.1: Topografie des Wasser-Querprofils. Mittels Tachymeter gemessene relative Höhendifferenzen (blau) entlang des Profils, dargestellt als Höhenprofil inklusive linearer Trendlinie (rot), Himmelsrichtung und Messpunktmarkierung (orange) zur besseren Orientierung der Profilausrichtung. Erstellt mithilfe von Excel.

Tabelle 7.1: Höhenparameter der fünf Höhenprofile. Maximaler und minimaler Wert der relativen Höhendifferenzmessung mittels Tachymeter für alle fünf Profile. Die Spannweite des Geländereiefs entlang der Profile ist jeweils durch die Differenz der Maximal- und Minimalhöhe gegeben. Die Werte sind auf die zweite Nachkommastelle gerundet.

Profil	Maximalhöhe h_{\max} in m	Minimalhöhe h_{\min} in m	Spannweite $h_{\max} - h_{\min}$ in m
Wasser-Längsprofil 1 (25 cm Abstände)	0,08	-0,09	0,16
Wasser-Längsprofil 2 (15 cm Abstände)	0,06	-0,05	0,12
Wasser-Querprofil (15 cm Abstände)	0,09	-0,05	0,14
Torf-Längsprofil (1,5 m Abstände)	0,12	-0,32	0,44
Torf-Querprofil (1,5 m Abstände)	0,13	-0,25	0,38

7.2 Wasserstand

7.2.1 Manuelle Wasserstandsmessungen und Wetterdaten

Die in der freien Moorfläche an fünf Messtagen manuell gemessenen Wasserstände sind in Tabelle 7.2 aufgelistet. Die Lage und entsprechende Nummerierung der fünf verwendeten Messstellen sind in Abbildung 6.8 in Abschnitt 6.3 als Skizze dargestellt. Da die in den Moorboden eingelassenen Rohre nur gering über die Mooroberfläche herausragen, wurde die Messstelle P2 erst bei der zweiten manuellen Wasserstandsmessung am 07.07.2021 zwischen der Torfmoosvegetation entdeckt. Aus diesem Grund fehlt in der Tabelle 7.2 der Wasserstand bei P2 für den ersten Messtag am 02.06.2021. Pro Messtag ist in der Tabelle zusätzlich der Mittelwert aus den fünf Pegelmessungen angegeben, sodass für die gesamte Moorfläche ein Durchschnittswert angenommen werden kann. Die Messwerte geben die Höhe des Wasserspiegels in Zentimetern unterhalb der Geländeoberkante an, sodass hohe Werte einen geringen Wasserstand in der Moorfläche bedeuten und ein hoher Wasserstand entsprechend anhand von geringen Werten ausgedrückt wird. Anhand von Tabelle 7.2 ist somit zu sehen, dass der Wasserstand Anfang Juni am niedrigsten bzw. Anfang September am höchsten war, denn der gemessene Abstand zwischen der freien Wasseroberfläche und der Geländeoberkante ist zu diesem Zeitpunkt mit durchschnittlich 24,25 cm am größten bzw. mit einem Durchschnittswert von 12,4 cm am kleinsten. Zudem ist festzustellen, dass an der Messstelle P5 für alle Messstage ein mit Abstand deutlich geringerer Wasserstand und an der Messstelle P4 stets der höchste Wasserspiegel gemessen wurde. Die beiden Messstellen P2 und P3 weisen nahezu identische Wasserstände auf und die Wasserstandswerte von P1 liegen immer unterhalb des Niveaus von P2 und P3. Insgesamt liegen alle manuell gemessenen Wasserstandsniveaus etwa 10 – 30 cm unterhalb der Mooroberfläche. Zur besseren Einschätzung der gemessenen Wasserstandswerte, werden zusätzlich Wetterdaten des Infozentrums Kaltenbronn zur Auswertung hinzugezogen.

Tabelle 7.2: Manuelle Wasserstandsmessung in der Messfläche. Messung der Wasserstandshöhe in cm an bereits vorhandenen Grundwassermessstellen.

Messstelle	02.06.2021	07.07.2021	12.07.2021	20.07.2021	01.09.2021
P1	22 cm	14 cm	13 cm	17 cm	10 cm
P2	–	15 cm	16 cm	20 cm	12 cm
P3	26 cm	15 cm	16 cm	20 cm	13 cm
P4	21 cm	12 cm	12 cm	15 cm	9 cm
P5	28 cm	26 cm	22 cm	25 cm	18 cm
Ø	24,25 cm	16,4 cm	15,8 cm	19,4 cm	12,4 cm

Anhand dieser Wetterdaten wurde ein Klimadiagramm¹ nach Walter-Lieth für das Jahr 2021 erstellt, das in Abbildung 7.2 zu sehen ist. Die dazugehörigen Monatsmitteltemperaturen in °C und die monatlichen Niederschlagssummen in mm sind in Tabelle 7.3 aufgelistet. Das Infozentrum Kaltenbronn, das die Wetterdaten zur Verfügung gestellt hat, befindet sich in der Nähe des Wildseemoors bei Gernsbach-Kaltenbronn im Schwarzwald auf einer Höhe von 864 m üNN. Wie in Tabelle 7.3 zu sehen ist, beträgt im Jahr 2021 die Jahresmitteltemperatur 6,2°C an der Wetterstation des Infozentrums und die Jahresniederschlagssumme misst 1492,5 mm. Die kälteste, mittlere Temperatur wurde im Januar mit -1,9°C gemessen und der wärmste Monat war der Juni mit einer Monatsmitteltemperatur von 15,5°C, sodass die Temperaturjahresamplitude 17,4°C beträgt. Das Klima am Infozentrum Kaltenbronn ist humid, da die monatlichen Niederschlagssummen für das gesamte Jahr über den Monatsmitteltemperaturen liegen. Der niederschlagsreichste Monat war 2021 der Monat Januar mit einer Niederschlagssumme von 201,4 mm. Der geringste Niederschlagswert wurde dahingegen im November mit 47,3 mm verzeichnet. Außerdem weist der Monat August den zweitgrößten Wert der monatlichen Niederschlagssummen im Jahr 2021 auf und auch Mai, Juni und Juli sind durch hohe Niederschlagssummen von jeweils mindestens 140 mm geprägt. April und September sind dagegen relativ trockene Monate und liegen in ihren monatlichen Niederschlagssummen lediglich bei knapp über 60 mm bzw. knapp über 40 mm. Für die Messungen im Rahmen dieser Bachelorarbeit sind besonders die Sommermonate Juni bis August von Interesse, weshalb in Abbildung 7.3 die täglichen Niederschlagssummen vom 22.05.2021 bis 04.09.2021 grafisch dargestellt sind. Die Niederschlagssäulen und dazugehörigen Summenwerte in Millimeter sind für die einzelnen Messtage der Widerstandstomografie (orange) und der manuellen Wasserstandsmessung (grün) farblich markiert, damit eine zeitliche Orientierung und ein Vergleich der Niederschlagsereignisse mit den gemessenen Wasserständen möglich ist.

Im Tagesniederschlagsdiagramm in Abbildung 7.3 ist zu erkennen, dass am 27.05.2021 das letzte Niederschlagsereignis vor der manuellen Wasserstandsmessung am 02.06.2021 stattgefunden hat und dass am Messtag selbst zwar etwas Niederschlag gefallen ist, aber mit einer Summe von 1,3 mm nur sehr wenig. Anders sieht es am Messtag des 12.07.2021 mit einer deutlich größeren Tagesniederschlagssumme von insgesamt 24 mm. An den beiden zusätzlichen Pegelmesstagen, 07.07.2021 und 20.07.2021, sind ebenso wie am Pegelmesstag des 01.09.2021 keine Niederschläge verzeichnet worden. Dafür sind zwischen dem 17.06.2021 und dem 16.07.2021 nahezu täglich geringe bis ausgeprägte Niederschlagsereignisse beobachtet worden. Auch in den Tagen vor der manuellen Wasserspiegelmessung am 01.09.2021 gab es fast täglich Niederschläge, wobei besonders der Summenwert vom 29.08.2021 mit 48,5 mm am Tag heraussticht. Diese großen Wassermassen führten dazu, dass die Moorfläche sogar in den darauffolgenden Tagen nicht begehbar war und die manuelle Messung des

¹ In einem Klimadiagramm werden i.A. langjährige Mittelwerte der Temperatur und Niederschlagssummen mehrerer Jahrzehnte dargestellt. Obwohl hier lediglich die Daten eines Jahres zur Verfügung stehen, werden zur Vereinfachung dennoch die Begriffe *Klima* und *Klimadiagramm* verwendet.

Wasserspiegels an den Pegeln erst am 01.09.2021 durchgeführt werden konnte. Die manuell gemessenen hohen Durchschnittswasserstände Anfang September und der durchschnittlich geringe Wasserspiegel Anfang Juni resultieren damit aus den Niederschlagsereignissen im Sommer und lassen sich anhand des Klima- und Tagesniederschlagssummendiagramms bestätigen.

Tabelle 7.3: Wetterdaten des Infozentrums Kaltenbronn. Monatsmittelwerte der mittleren Tagestemperatur und die Monatsniederschlagssummen für das Jahr 2021 wurden vom Infozentrum Kaltenbronn gemessen und zur Verfügung gestellt.

Monat	Mittlere Temperatur in °C	Niederschlagssumme in mm
Januar	-1,9	201,4
Februar	1,1	101,3
März	1,5	117,2
April	2,8	62,7
Mai	6,8	158,0
Juni	15,5	178,9
Juli	14,3	145,7
August	13,0	201,2
September	12,2	41,8
Oktober	6,8	98,9
November	1,1	47,3
Dezember	1,1	138,1
Jahresmitteltemperatur: 6,2 °C		
Jahresniederschlagssumme: 1492,5 mm		

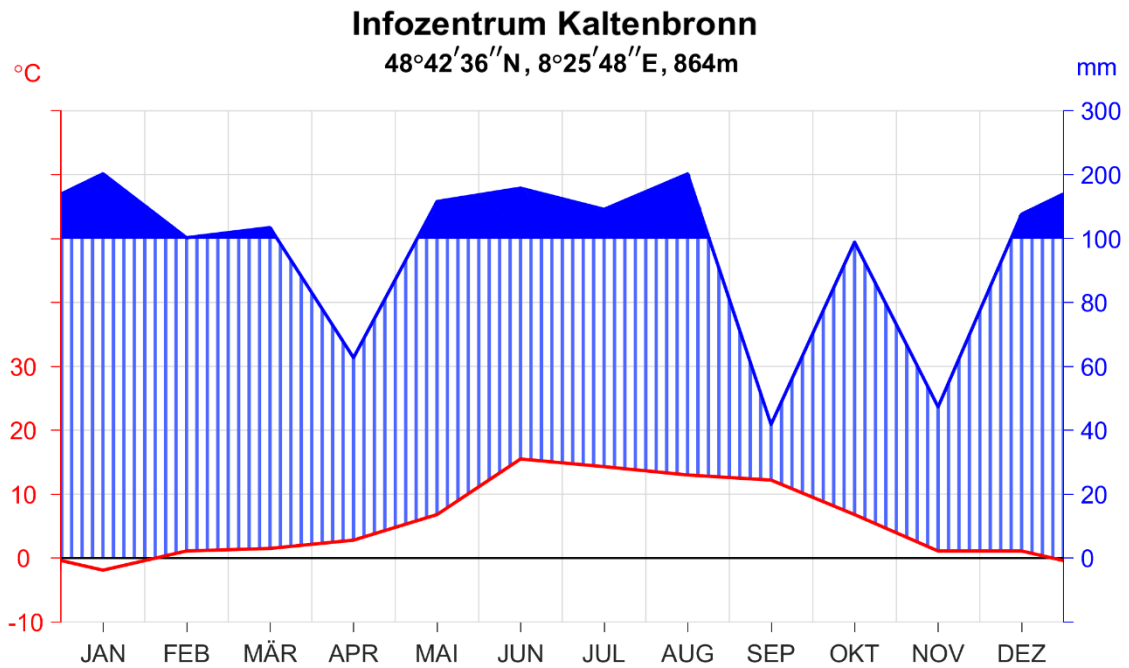


Abbildung 7.2: Klimadiagramm Infozentrum Kaltenbronn. Wetterdaten des Infozentrums Kaltenbronn von 2021 als Walter-Lieth-Klimadiagramm, Monatswerte der Temperatur und Niederschlagssummen in Tabelle 7.3. Erstellt mithilfe von MATLAB R2021a basierend auf dem Programmskript von Zobel (2011).

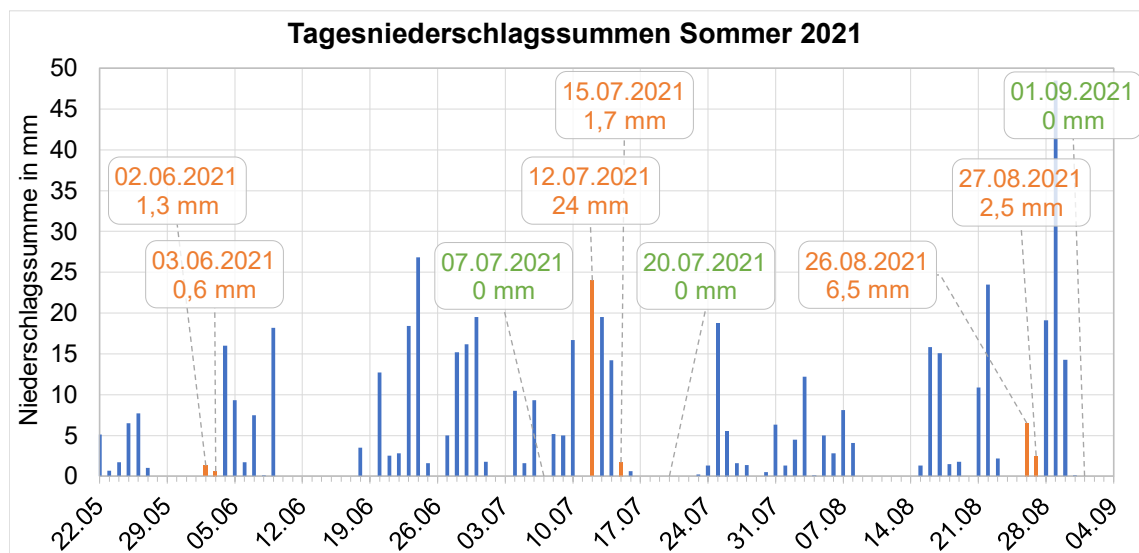


Abbildung 7.3: Tagesniederschlagssummen Sommer 2021. ERT-Messtage (orange) und Pegelmessstage (grün) inkl. Niederschlagswerte. Am 02.06.2021 und 12.07.2021 wurden sowohl ERT- als auch manuelle Grundwassermessungen durchgeführt.

7.2.2 Wasserstandsmessung mittels ERT

Alle Messdaten, die nach Abschluss der Widerstandstomografiemessungen als `.dat`-Datei vorliegen, werden mithilfe des Inversionsprogramms `Res2DInv` ausgewertet. Das Programm ist auf dem institutseigenen Laptop in der Version `3.59.119` installiert und steht inklusive USB-Dongle zur Verfügung, der als Lizenz-Key fungiert und erweiterte Auswertungsfunktionen mit unbegrenzter Anzahl an Iterationsschritten im Programm freischaltet. Ohne diese Lizenz ist nur eine Demoversion frei verfügbar, bei der die Anzahl an Iterationsschritten auf vier begrenzt ist. Sowohl in der Lizenz- als auch in der Demoversion lassen sich insgesamt 67.000 Datenpunkte gleichzeitig auswerten. Außerdem ist die Elektrodenanzahl auf 16.000 und die Anzahl der Tiefenschichten im erstellten Untergrundmodell auf 40 begrenzt. Zum Vergleich wurde die zurzeit aktuelle Version `4.9.18` von 2019 getestet, für die allerdings im Rahmen dieser Arbeit kein Lizenzcode oder USB-Key zur Verfügung stand. Die neue Version ermöglicht bereits in der Demoversion die gleichzeitige Auswertung von bis zu 100.000 Messpunkten mit maximal 11000 Elektroden und einer maximalen Schichtanzahl von 60 Schichten im Modell. Da allerdings auch in der neuen Version die Iterationsdurchläufe ohne Lizenz auf maximal 4 Iterationen begrenzt ist, wurde die Inversion der Messdaten mit der alten Programmversion inkl. Lizenz durchgeführt. Im Anschluss wurde die neue Version zur grafischen Darstellung der Ergebnisse verwendet, weil für bereits vorliegende Inversionsdateien keine Lizenz zur Visualisierung benötigt wird und die neue Version eine größere Schriftgröße in den Abbildungen ermöglicht. Außerdem sind in der neuen, übersichtlicher aufgebauten Programmversion einige Zusatzfunktionen ergänzt worden, die im späteren Auswertungsverlauf näher erläutert werden. Die in den folgenden Abschnitten 7.2.2.1 bis 7.2.2.5 vorgestellten Auswertungsschritte beziehen sich zunächst auf die Messdaten der Wasserprofile und sind aber analog auf die Messdaten der Torfprofile anzuwenden, deren Ergebnisse im späteren Abschnitt 7.3 vorgestellt werden.

7.2.2.1 Einfluss der Farbskala

An dieser Stelle wird lediglich die Auswirkung der Farbeinstellung auf die Inversionsmodellendarstellung verdeutlicht. Die Ergebnisse der Inversion aus geophysikalischer Sicht werden in den späteren Abschnitten thematisiert. Bei der Datenauswertung wird grundsätzlich zuerst die jeweilige, bei der Messung erstellte `.dat`-Datei in das Inversionsprogramm eingelesen und anschließend wird die Least-squares Inversion im Programm gestartet. Die Standardeinstellungen des Programms sind so ausgerichtet, dass sie in der Regel zu guten Ergebnissen führen und lediglich in Ausnahmefällen anzupassen sind. Aus diesem Grund wurden auch im Rahmen dieser Bachelorarbeit die Standardeinstellungen verwendet. Nach der Inversion wird im Programm das erstellte finale Untergrundmodell inkl. eines absoluten Fehlers angegeben, der die Abweichung der Modellantwort von den tatsächlichen Messwerten wiedergibt. Außerdem besteht die Möglichkeit, nicht nur das Inversionsmodell, sondern auch die Messdaten und die synthetischen Daten als jeweilige Pseudosektion grafisch in drei untereinander aufgeführten Tiefenschnitten darzustellen. Zusätzlich bietet `Res2DInv` eine Vielzahl an Einstellungsmöglichkeiten zur

farblichen Darstellung der Inversionsmodelle und Pseudosektionen an. Die Standardeinstellung sieht eine Farbskala von dunkelblau für geringe und dunkelrot bzw. dunkellila für hohe Widerstandswerte vor, die in insgesamt 16 logarithmische Intervalle unterteilt ist. In Abbildung 7.4 ist diese Farbskala anhand des Inversionsmodells für das Wasser-Querprofil vom 03.06.2021 inkl. jeweiliger Pseudosektion der gemessenen und der synthetisch berechneten Daten dargestellt. Die beiden Pseudosektionen sehen nahezu identisch aus und zeigen, dass die Modellantwort die Messdaten sehr gut nachbildet. Der absolute Fehler zwischen dem Modell und den Messwerten wurde innerhalb von 10 Iterationsdurchläufen auf einen Wert von nur 1,06% minimiert. Da aus den Pseudosektion keine auswertungsrelevanten Informationen zu erkennen sind und die Abweichungen aufgrund der hohen Modellanpassung optisch nicht zu sehen sind, werden im folgenden Verlauf der Arbeit lediglich die zur Interpretation relevanten Inversionsmodelle präsentiert und dargestellt. Außerdem ist die logarithmische Standardfarbeinstellung für die Untersuchungsziele dieser Arbeit problematisch. Die logarithmischen Farbintervalle sind zwar gut geeignet, um sowohl kleine als auch große Widerstandswerte gut darzustellen, aber das Modell erweckt damit den Anschein, dass der Untergrund äußerst kompliziert aufgebaut sei. Außerdem wird die logarithmische Skala für jede einzelne Inversion an die entsprechenden Messwerte angepasst, sodass die Untergrundmodelle der verschiedenen Messprofile anhand der Farben nur schwer vergleichbar wären. Ebenfalls problematisch ist die irreführende Standardfarbskala von Blau für geringe Widerstände bis Rot für große Widerstände, da mit der Farbe Blau direkt Wasser assoziiert wird, was entsprechend dem oberen Inversionsmodell in Abbildung 7.4 nahe der Mooroberfläche liegen sollte. In der Regel sind allerdings nicht nur im diplotelmischen Moorkörperaufbau, sondern auch in Mineralböden die wassergesättigten Bodenschichten in tieferliegenden Schichten anzutreffen (siehe Abschnitt 2.3). Aus diesem Grund wurde im Rahmen dieser Bachelorarbeit eine umgekehrte Farbskala von Rot für niedrige und Blau für hohe Widerstände gewählt, sodass die mutmaßlich wassergesättigten Moorbodenschichten in blauen Nuancen dargestellt werden. Laut Knödel (2005) liegen die spezifischen Widerstandswerte für Torf, Mudden und Moorböden zwischen 10 – 150 Ωm (siehe Tabelle 4.2) und für natürliche Wässer je nach Ionenkonzentration zwischen 10 – 300 Ωm . Aus diesem Grund wurden zusätzlich die Intervallschritte der Farbskala entsprechend diesen Widerstandswerten angepasst, sodass grundsätzlich Torfschichten durch grüne Farbbereiche in den Modellen und wassergesättigte Bereiche blau abgebildet werden. Dennoch ist selbstverständlich bei jedem Inversionsmodell individuell auszuwerten und zu interpretieren, welche möglichen Strukturen durch das Inversionsmodell abgebildet werden und ob lokale Heterogenitäten zu Abweichungen der grundsätzlichen Farbinterpretation führen. Ein großer Vorteil der selbst erstellten Farbskala ist hingegen auf jeden Fall die einheitliche Darstellung der Inversionsmodelle, die einen direkten Vergleich der Inversionsergebnisse ermöglicht. In Abbildung 7.5 sind die Inversionsergebnisse von Abbildung 7.4 unter Berücksichtigung der eigenen Farbskala zur Veranschaulichung der Unterschiede dargestellt.

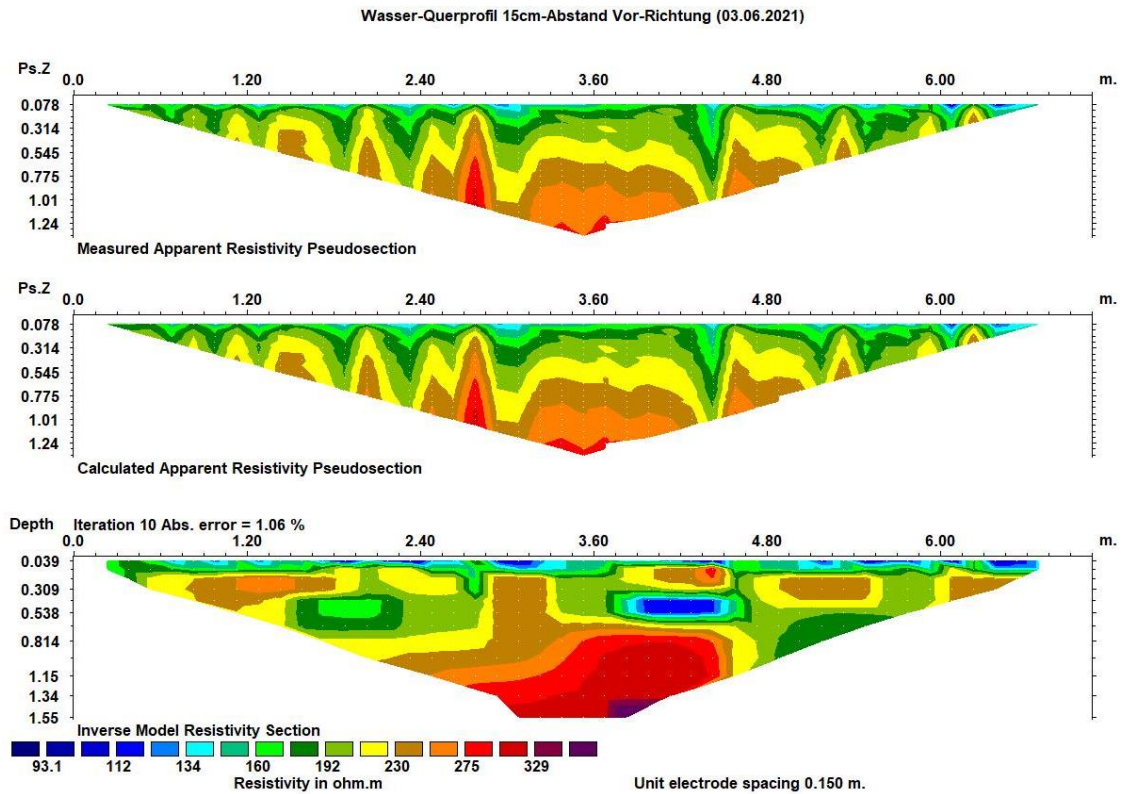


Abbildung 7.4: Messwert- und Modellsektionsdarstellung nach Inversion. Pseudosektion der Messdaten (oben) des Wasser-Querprofils vom 03.06.2021 inkl. Inversionsmodell (unten) und Pseudosektion der Modellantwort (Mitte) mit logarithmischer Standardfarbeinstellung.

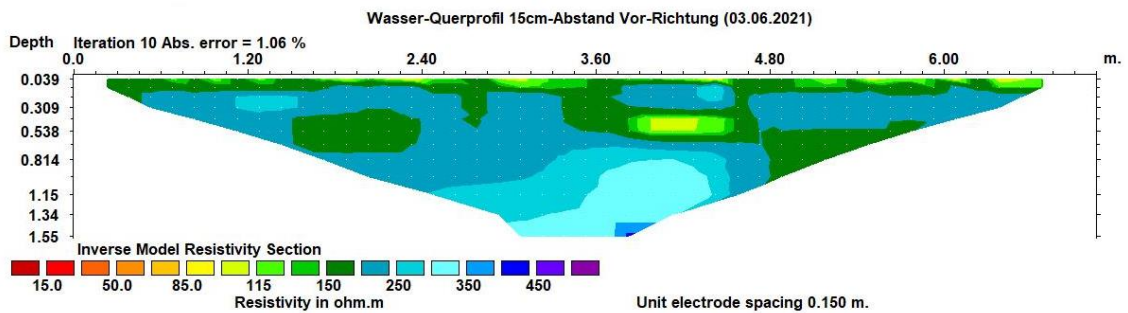


Abbildung 7.5: Einfluss der Farbskala auf Inversionsmodelle. Inversionsmodell des Wasser-Querprofils vom 03.06.2021 mit einheitlich, selbst festgelegter und umgekehrter Farbskala.

7.2.2.2 Einfluss des Geländereliefs

Aufgrund des von Bulten und Schlenken geprägten Hochmoorreliefs wurde zu Beginn der Messungen die Vermutung aufgestellt, dass in den Datenauswertungen der Wasserprofile jeweils topografische Korrekturen durchzuführen sind, da die Höhenspannweiten des Geländereliefs entlang der Wasserprofile groß im Vergleich zu den Elektrodenabständen sind. Dazu werden pro Messprofil die entsprechenden relativen Höhenmesswerte vor der Durchführung der Inversion in die Messdatei eingefügt. Hierbei gibt es zwei verschiedene Möglichkeiten, wie die Topografie berücksichtigt werden kann. Entweder werden die Höhen als z -Koordinaten bei den jeweiligen Messpunkten ergänzt oder die Höhenwerte werden am Ende der Datei in einem eigenen Abschnitt zusammen mit den dazugehörigen Entfernungen entlang des Profils hinzugefügt. Die Messdatei besteht allerdings bei 515 bzw. 529 einzelnen Messwerten aus entsprechend vielen Zeilen und besitzt zusätzlich pro Messwert jeweils fünf Spalten, von denen vier Spalten die Sonden- bzw. Elektrodenposition der 4-Punkt-Anordnung angeben und die fünfte Spalte den Widerstandsmesswert enthält. Eine jeweilige Ergänzung der Höhen in der Messdatei wäre damit sehr umständlich, weshalb die Variante der separaten Höhenangabe empfohlen wird und auch im Rahmen dieser Bachelorarbeit für alle Messprofile angewendet wurde. Damit das Inversionsprogramm die Höhenwerte am Dateiende korrekt interpretiert, wird ein eigener Header *Topography in seperate list* zusammen mit der Anzahl der Höhenwerte eingeschoben, der signalisiert, dass es sich bei den folgenden Zahlenwerten um Höhen handelt. Hierbei ist zusätzlich zu spezifizieren, ob die Höhen horizontale Entfernungen oder Entfernungen entlang der Oberfläche darstellen. Wie in Abschnitt 5.7 verdeutlicht, besteht zwischen diesen Varianten der Entfernungsmessungen durchaus ein relevanter Unterschied. Da die Elektrodenabstände im Gelände mittels Maßband auf der Mooroberfläche gemessen wurden, trifft hier die Entfernungsvariante entlang der Oberfläche zu.

In Abbildung 7.6 ist am Beispiel des Wasser-Querprofils vom 03.06.2021 der Unterschied zwischen den resultierenden Inversionsmodellen mit und ohne Berücksichtigung des Geländereliefs dargestellt. In diesem direkten Vergleich sind zwar eindeutige Ähnlichkeiten zwischen den beiden Inversionsmodellen vorhanden, aber die Auswirkungen durch eine Korrektur des Geländereliefs sind sehr anschaulich zu sehen. Während das Inversionsmodell ohne topografische Korrektur mehrere blasenförmige Widerstands-anomalien aufweist, ist das höhenkorrigierte Inversionsmodell hauptsächlich durch horizontal verlaufende Schichtgrenzen gekennzeichnet. In beiden Modellen ist direkt eine dünne, etwa 20 cm mächtige und horizontal verlaufende Schicht auffällig, die sich jeweils durch geringere spezifische Widerstandswerte im Bereich von 150 – 200 Ωm von den darunterliegenden Bereichen mit 200 – 250 Ωm abgrenzt. Aufgrund der Topografiekorrektur verläuft die Grenze zwischen diesen unterschiedlich leitenden Schichten im dazugehörigen Modell nahezu durchgehend und horizontal, während im ebenen Modell einige Zacken und Ausbrüche in die Tiefe zu beobachten sind. Am deutlichsten fällt im topografisch angepassten Modell das Verschwinden einer niederohmigen, blasenförmigen Struktur östlich der Profilmitte etwa 50 cm unterhalb der Mooroberfläche auf. An ihrer

Stelle wird nun im Untergrund eine horizontale, etwa 40 cm mächtige und ca. 2 m lange tunnelartige Ausweitung der obersten, niederohmigen Schicht dargestellt. Außerdem ist in beiden Modellen in der maximal erreichten Tiefe von 1,5 m nochmals eine Erhöhung der Widerstandswerte auf über $250 \Omega\text{m}$ zu erkennen, die östlich der Profilmittte sogar auf über $400 \Omega\text{m}$ zunimmt. Beim ebenen Inversionsmodell ist dieser hochohmige Bereich fast 70 cm mächtig und hat eine blasenförmige, nach Osten ausgerichtete Struktur, während im höhenkorregierten Modell lediglich eine etwa 20 – 30 cm mächtige, horizontale Schicht vorhanden ist. Aufgrund der topografischen Korrektur verbessert sich außerdem der Fehler zwischen der Modellantwort und den Messwerten von 1,06 % auf 0,89 %. Im Anhang IV sind dazu die jeweiligen Fehlerstatistiken der beiden Inversionsmodelle dargestellt, die die verbesserte Modellanpassung ebenfalls bestätigen. Das Verhältnis zwischen den einzelnen scheinbaren Widerstandsmesswerten und den synthetisch erstellten, scheinbaren Widerstandswerten erhöht sich für einige Messpunkte durch die Höhenberücksichtigung deutlich, sodass die Punkte im Korrelationsplot bzw. Streudiagramm im Anhang näher an der Ideallinie liegen, die die Äquivalenz zwischen Modell und Messung darstellt. Der prozentuale Anteil der Messpunkte, die einen Fehler von 1 % aufweisen hat sich zudem von über 60 % auf über 70 % bzgl. der Gesamtmesspunkanzahl vergrößert.

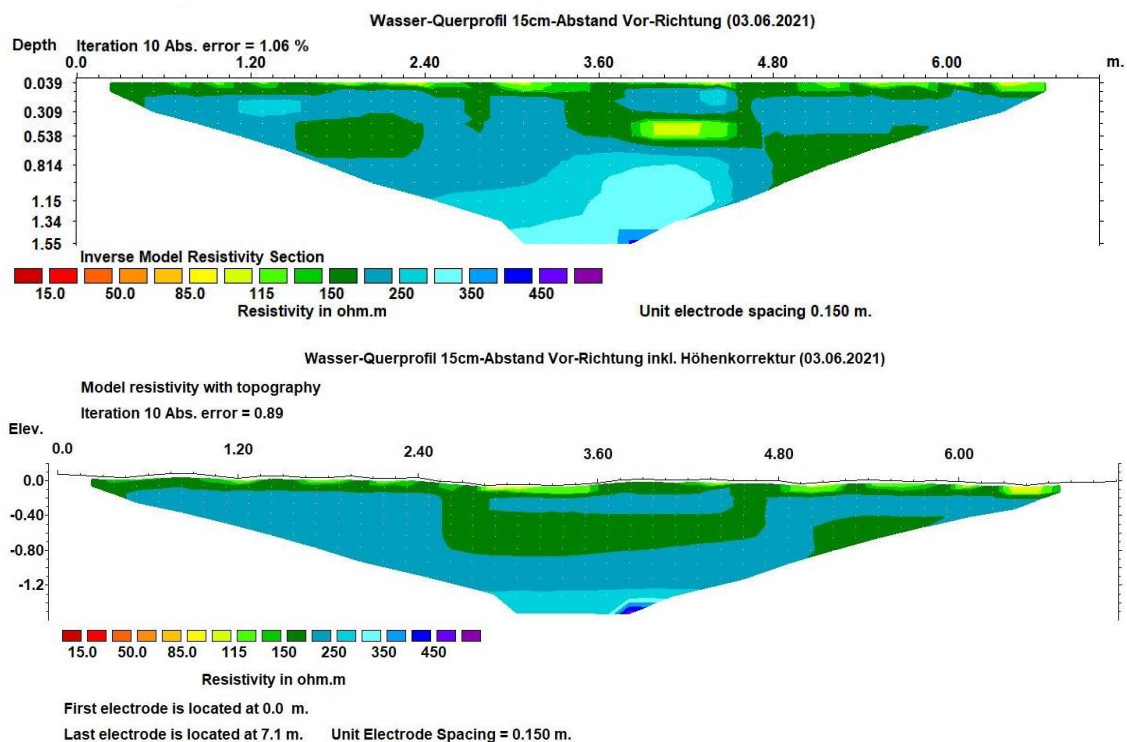


Abbildung 7.6: Einfluss des Geländereiefs auf Inversionsmodelle. Inversionsmodell des Wasser-Querprofils vom 03.06.2021 ohne Berücksichtigung der Topografie (oben) und mit topografischer Korrektur (unten). Verringerung des Fehlers zwischen Modellantwort und Messwerten von 1,06 % auf 0,89 %.

Die topografische Korrektur führt bei allen Inversionsmodellen der Wasserprofile zu deutlichen Verbesserungen. Da die relativen Höhenunterschiede im Vergleich zur Auslage und den gewählten Elektrodenabständen sehr groß sind, ist eine Höhenkorrektur in diesen Fällen unbedingt notwendig, sodass sich die Anfangsthese bzgl. des Einflusses des Geländereiefs für die Wasserprofile bestätigt. Im weiteren Verlauf dieser Arbeit beinhalten daher alle Inversionsmodelle eine topografische Korrektur.

7.2.2.3 Sensitivität der kleinsten Quadrate im Inversionsmodell

Zur Erstellung der Inversion nutzt das Programm `Res2DInv` die Methode der Least squares Inversion und unterteilt dazu die Pseudosektion der Messung in kleine Zellen, den kleinsten Quadraten, ein. In Abbildung 7.7 ist diese matrixförmige Unterteilung am Beispiel der Pseudosektion des Wasser-Querprofils vom 03.06.2021 zu sehen. Die Gewichtung dieser kleinsten Quadrate bei der iterativen Inversion ist allerdings nicht gleichmäßig, sondern wird vom Programm ebenfalls an die vorhandenen Messdaten angepasst. Die Bereiche, in denen keine Messwerte vorliegen, bewirken ebenso wie die Randbereiche der Messungen eine geringere Auswirkung auf das Modell als die mehrfach erfassten zentralen und oberflächennahen Bereiche. Diese Sensitivität der Modellblöcke ist in Abbildung 7.8 grafisch ebenfalls am Beispiel des Wasser-Querprofils vom 03.06.2021 dargestellt. Um nun zu beurteilen, wie aussagekräftig die einzelnen Tiefenbereiche im resultierenden Inversionsmodell tatsächlich sind, bietet `Res2DInv` außerdem die Möglichkeit, das Untergrundmodell zusammen mit seiner relativen Sensitivität grafisch darstellen zu lassen. Dies ist in Abbildung 7.9 gezeigt und verdeutlicht sehr gut, dass die Sensitivität in der Tiefe und in den Randbereichen des Inversionsmodells abnimmt und die räumliche Verteilung des spezifischen Widerstands in diesen geringer erfassten Ausschnitten weniger aussagekräftig ist.

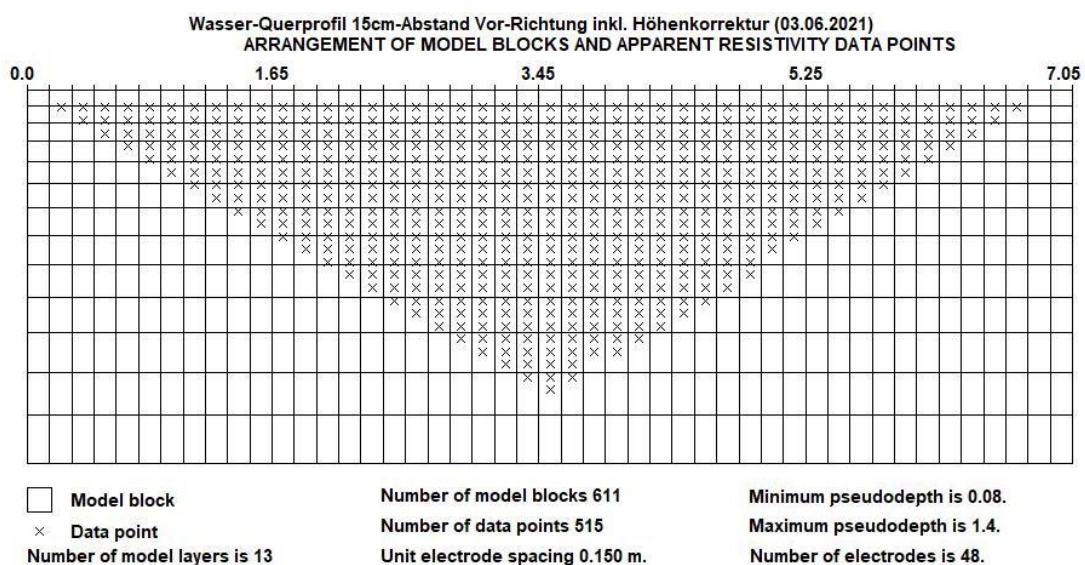


Abbildung 7.7: Methode der kleinsten Quadrate im Inversionsprogramm `Res2DInv`. Die Pseudosektion wird bei der Least squares Inversion in viele kleine Zellen unterteilt, die einzeln bei der iterativen Inversion an die Messwerte angepasst werden.

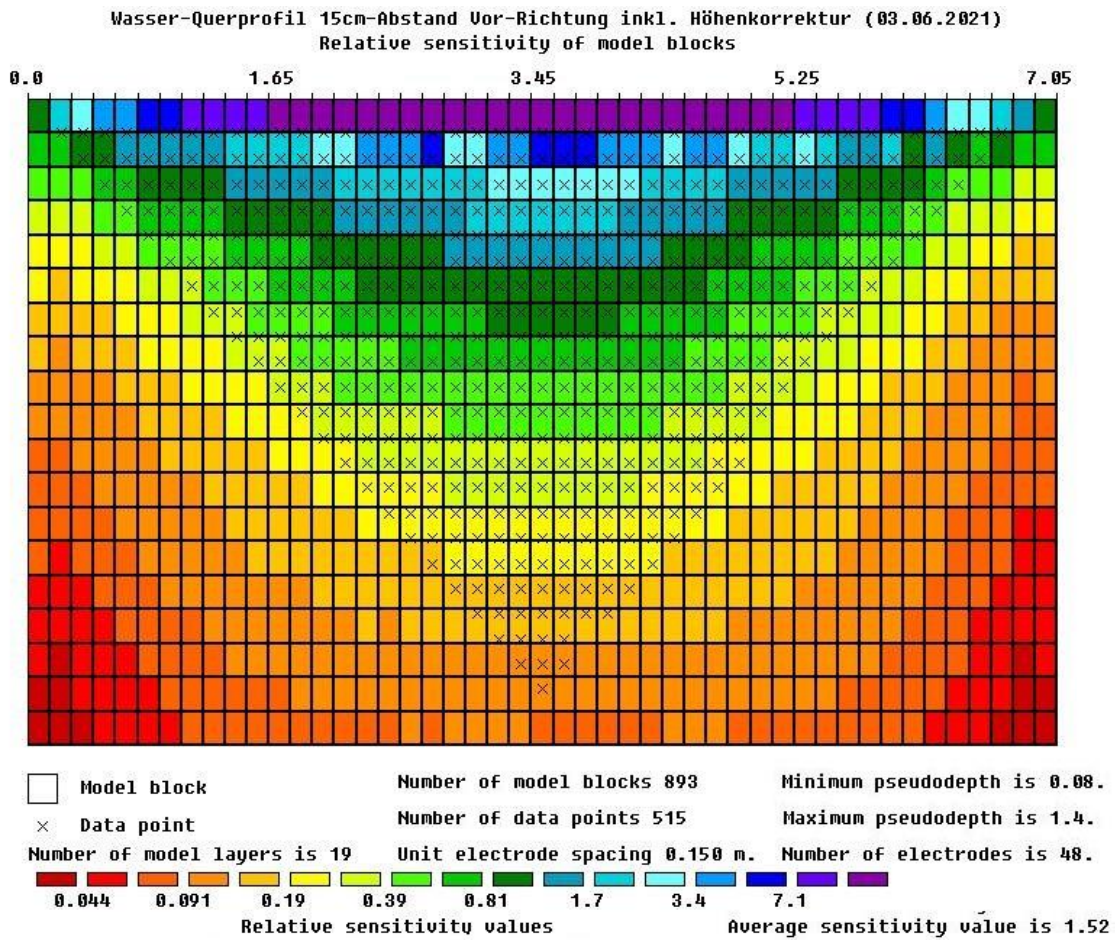


Abbildung 7.8: Sensitivität der kleinsten Quadrate in der Pseudosektion. Reduzierung der Gewichtung in zunehmender Tiefe und in Randbereichen aufgrund geringerer bzw. fehlender Erfassung in der Messung. Erstellt mithilfe von Res2DInv Version 4.9.18.

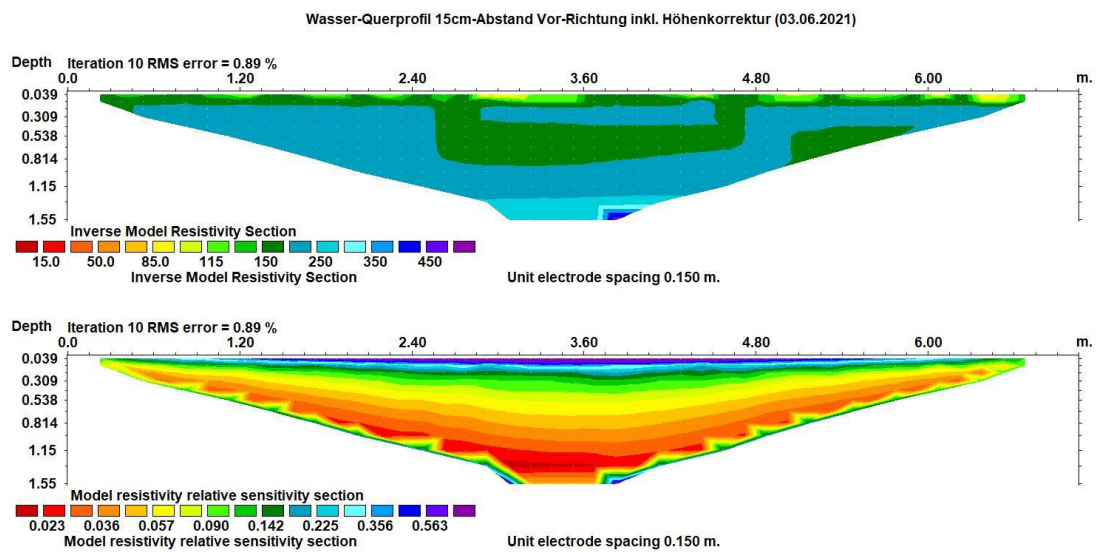


Abbildung 7.9: Inversionsmodell inkl. Sensitivität. Durch Mehrfacherfassung hohe Aussagekraft der zentralen, oberflächennahen Bereiche.

7.2.2.4 Kalibrierungsmessung

Die in Abschnitt 6.4 beschriebenen Kalibrierungsmessungen dienen zur Überprüfung der Reproduzierbarkeit und der Unabhängigkeit der Messergebnisse von der Messausrichtung. In Abbildung 7.10 sind die resultierenden Inversionsmodelle dieser Kalibrierungsmessungen inkl. topografischer Korrektur entlang des Wasser-Querprofils vom 03.06.2021 dargestellt. Hierbei ist die Vorwärtsrichtung die festgelegte Originalausrichtung des Profils von West nach Ost und die Rückwärtsrichtung ist durch die Messung von Ost nach West gegeben. Anhand Abbildung 7.10 sind die Ähnlichkeiten und die Spiegelsymmetrie der beiden Untergrundmodelle zur räumlichen Verteilung des spezifischen Widerstands klar erkennbar. Die beiden Modelle sind bei einer Spiegelung bzgl. der Profillinie zwar nicht identisch, aber die gezeigten Strukturen stimmen in ihrer Form und Lage nahezu überein. Das Inversionsmodell in Vorwärtsrichtung wurde bereits im vorherigen Abschnitt zur Veranschaulichung des Topografieeinflusses hinsichtlich seiner spezifischen Widerstandsverteilung beschrieben. Nun zeigt das rückwärts vermessene Inversionsmodell im direkten Vergleich ebenfalls eine dünne hochohmige Schicht im Tiefenbereich von etwa 1,5 m unterhalb der Geländeoberkante in der Mitte des Profils, deren Widerstandswerte Richtung Osten auf etwa $400 \Omega\text{m}$ zunimmt.

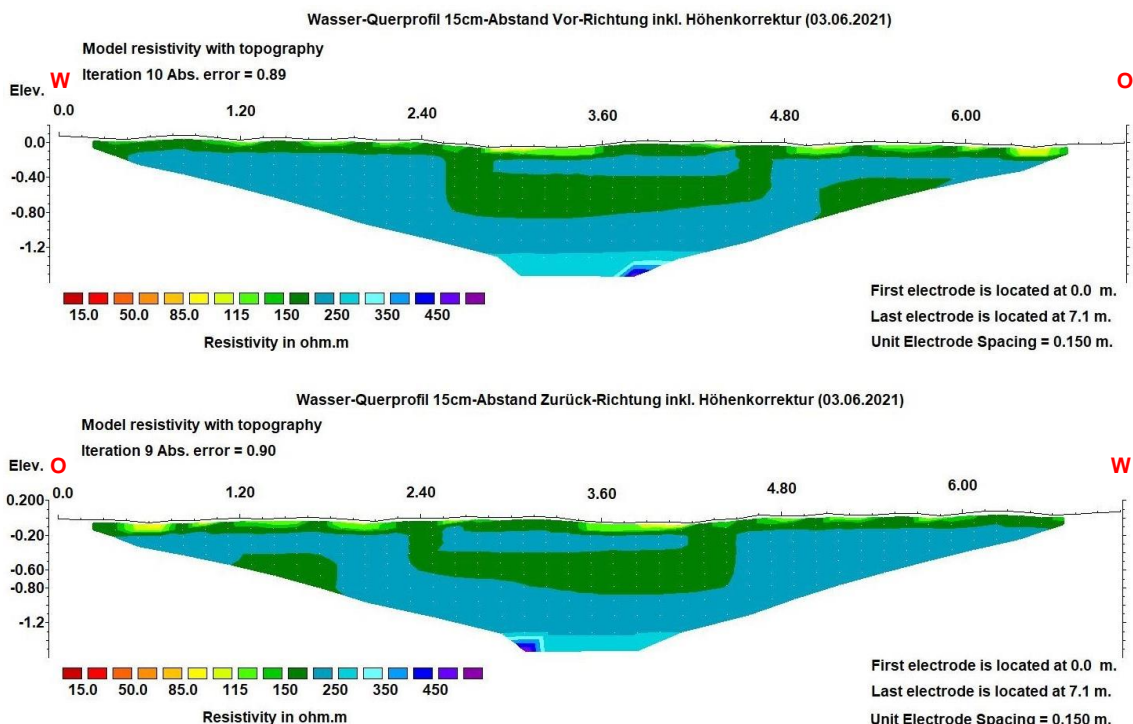


Abbildung 7.10: Inversionsmodelle der Kalibrierungsmessungen. Die Inversionsergebnisse des Wasser-Querprofils vom 03.06.2021 in Vorwärtsrichtung von West nach Ost (oben) und in Rückwärtsrichtung von Ost nach West (unten). In Vorwärtsrichtung führen 10 Iterationen zu einer Abweichung von 0,89% zwischen Modellantwort und Messwerten, in Rückwärtsrichtung erreichen 9 Iterationen einen Fehler von 0,9%.

Außerdem stimmt auch in beiden Modellen die Darstellung der horizontalen und nahezu durchgängigen Schichtgrenze etwa 20 cm unterhalb der Geländeoberkante überein, an der die spezifischen Widerstandswerte von etwa 150 – 200 Ωm auf 200 – 250 Ωm zunehmen. Die niederohmige Struktur am östlichen Rand der Darstellung ist ebenfalls in beiden Modellen ähnlich hinsichtlich Form und Lage. Dies gilt ebenso für die tunnelförmige Ausdehnung der obersten Schicht in der Mitte des Profils. Diese optisch deutlich erkennbaren Ähnlichkeiten spiegeln sich auch in den absoluten Fehlerangaben zwischen synthetisch erstellten und gemessenen Werten wider. In Vorwärtsrichtung beträgt die Abweichung zwischen Modellantwort und Messwertennach nach zehn Iterationen 0,89 % und in Rückwärtsrichtung erreichen neun Iterationen einen Fehler von 0,9 %.

7.2.2.5 Zeitlicher Vergleich der Wasserstände

Die Widerstandstomografiemessungen der Wasserprofile wurden insgesamt in drei verschiedenen Zeiträumen durchgeführt, um die Ergebnisse hinsichtlich einer zeitlichen Änderung des Wasserstands über den Sommer zu vergleichen.

a) Wasser-Querprofil mit 15 cm Elektrodenabstand

In Abbildung 7.11 sind die Inversionsmodelle des Wasser-Querprofils inkl. topografischer Korrektur vom 03.06.2021, 12.07.2021 und 26.08.2021 dargestellt, wobei das erste Inversionsmodell vom Juni bereits in den vorherigen Abschnitten mehrfach zur Veranschaulichung von Einflüssen und Auswertungsschritten verwendet und betrachtet wurde. Im direkten zeitlichen Vergleich fällt in allen drei Inversionsmodellen eine dünne, etwa 20 cm mächtige und horizontal verlaufende, niederohmige Schicht auf, deren Widerstandswerte im Bereich von etwa 150 - 200 Ωm liegen. Im Juni wird diese Schicht vereinzelt durch kleine Bereiche an der Oberfläche durchbrochen, die durch geringere Widerstände von etwa 85 – 135 Ωm gekennzeichnet sind. An den gleichen Stellen an der Oberfläche sind auch im Juli und August niederohmige, kleine Bereiche zu erkennen, die in den obersten 20 cm der Moorfläche für Mitte Juli und Ende August mit Widerstandswerten von etwa 65 – 85 Ωm bzw. 85 – 100 Ωm insgesamt leicht höhere Leitfähigkeiten aufweisen als Anfang Juni. Unterhalb der niederohmigen, oberflächennahen Schicht nimmt der spezifische Widerstand deutlich zu. Im ersten Messzeitraum ist der Großteil des Untergrunds durch Widerstandswerte von etwa 200 - 250 Ωm geprägt und weist lediglich in einer Tiefe von 40 cm eine ebenso mächtige horizontale und ca. 2 m lange, tunnelartige Struktur auf, die eine Ausdehnung der obersten, niederohmigen Schicht dargestellt. Im Juli hat sich aus dieser tunnelartige Struktur eine eigene annähernd horizontale Schicht entwickelt und im August ist der Untergrund im Bereich von 20 cm bis etwa 1,0 m unterhalb der Geländeoberfläche durch eine fast homogene Widerstandsverteilung mit Werten von 150 - 200 Ωm gekennzeichnet. Außerdem befindet sich in allen drei Inversionsmodellen des Wasser-Querprofils im Bereich der Maximaltiefe von 1,2 – 1,5 m nochmals eine Zunahme des Widerstands auf 250 - 300 Ωm , die zu allen drei Messzeitpunkten östlich der Profilmittte in einem kleinen Bereich auf über 300 - 450 Ωm ansteigen.

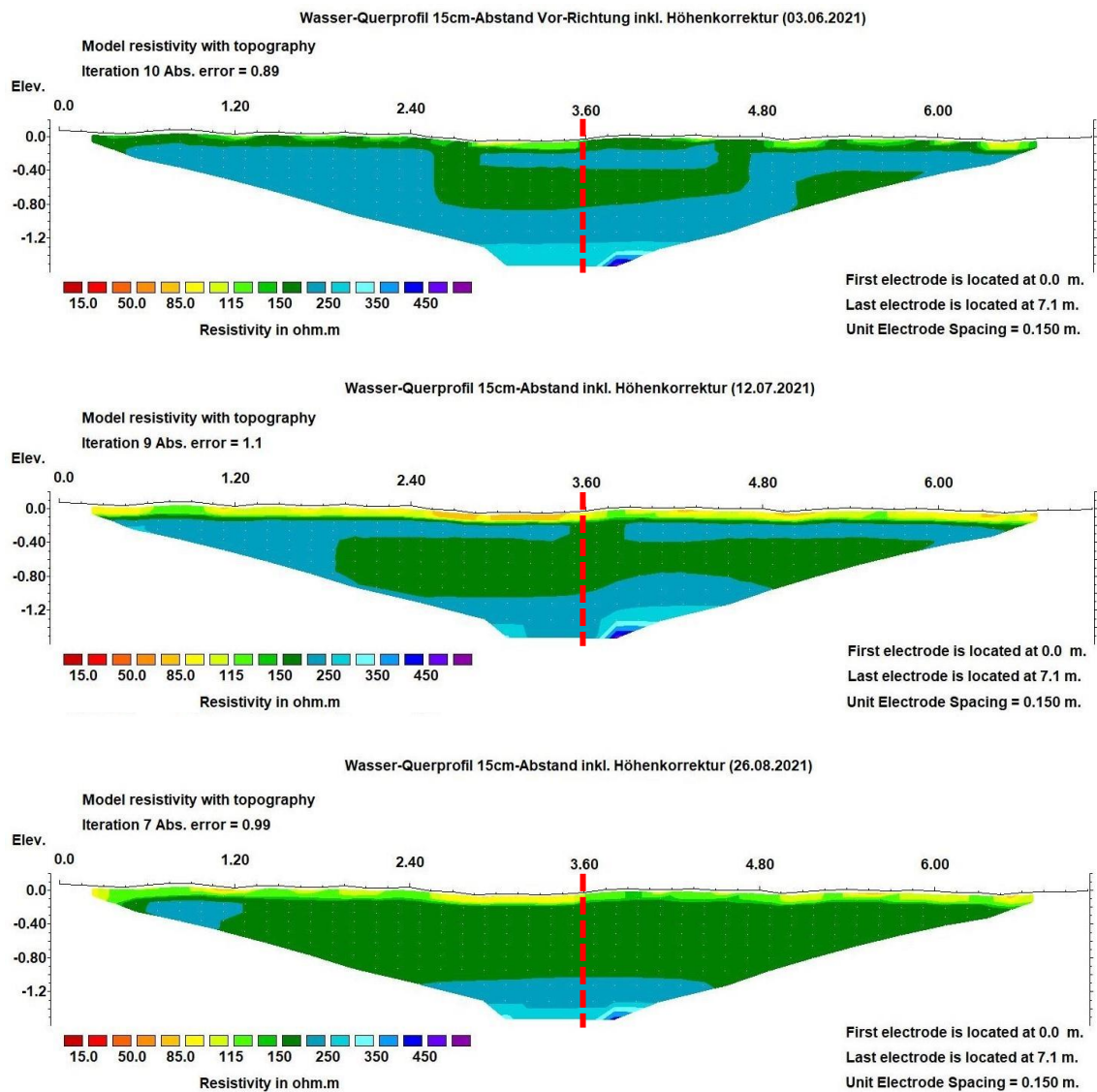


Abbildung 7.11: Zeitlicher Vergleich der Wasser-Querprofile. Jeweiliges Inversionsmodell inkl. Topografischer Korrektur des Wasser-Quer-Profiles mit 15 cm Elektrodenabstand vom 03.06.2021 (oben), 12.07.2021 (Mitte) und 26.08.2021 (unten). Die Schnittstelle zu den Wasser-Längsprofilen ist jeweils rot markiert.

b) Wasser-Längsprofil mit 15 cm Elektrodenabstand

Das Wasser-Längsprofil mit 15 cm Elektrodenabstand hat in der Messanordnung die gleichen Maße wie das Wasser-Querprofil und deckt infolgedessen auch den gleichen Tiefenbereich ab. Daher werden in der zeitlichen Auswertung ähnliche Strukturen und Veränderungen in den Widerstandsmodellen erwartet. In Abbildung 7.12 sind die beiden resultierenden Inversionsmodelle inkl. topografischer Korrektur des kurzen Wasser-Längsprofils vom 12.07.2021 und 26.08.2021 dargestellt. Da erst nach den Testmessungen im Juni beschlossen wurde, dass das Wasser-Längsprofil ebenfalls in 15 cm Abständen gemessen wird, liegen hier nur für den zweiten und dritten Messzeitraum jeweils ein Inversionsmodell vor. Die beiden Untergrundmodelle des kurzen Wasser-Längsprofils ähneln sehr stark dem Querprofil-Inversionsmodell von Ende August.

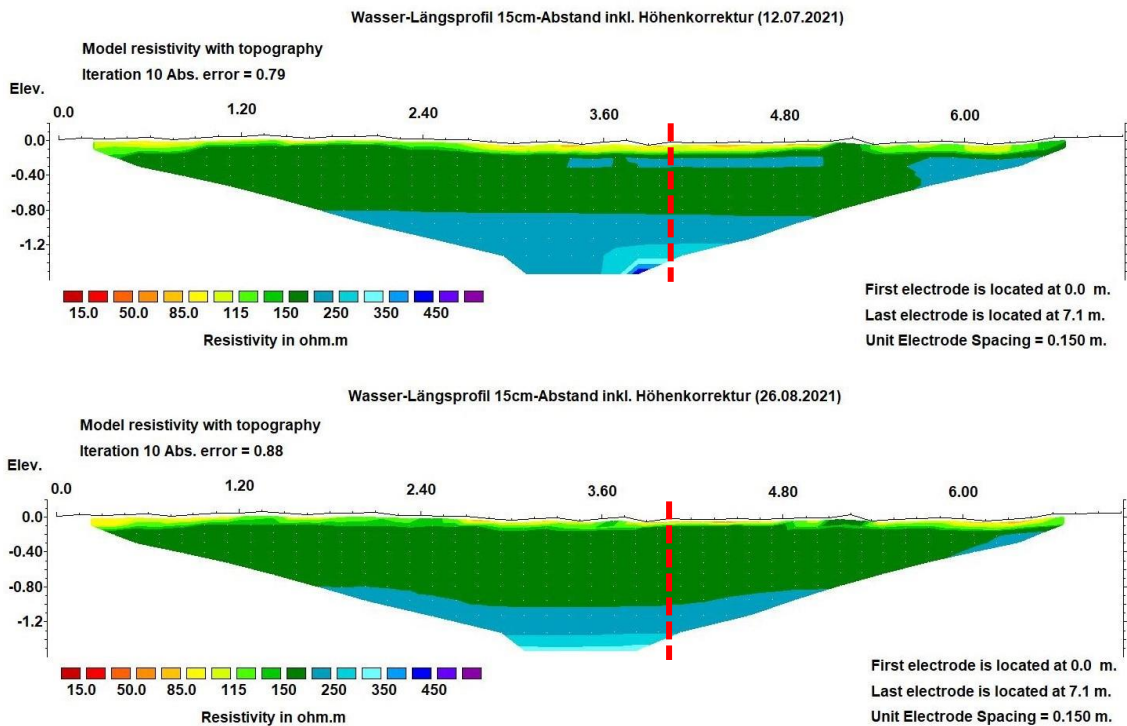


Abbildung 7.12: Zeitlicher Vergleich des Wasser-Längsprofils mit 15 cm Elektrodenabständen. Jeweiliges Inversionsmodell inkl. topografischer Korrektur des zweiten Wasser-Längsprofils mit 15 cm Elektrodenabstand vom 12.07.2021 (oben) und 26.08.2021 (unten). Die Schnittstelle zum Wasser-Querprofil ist jeweils rot markiert.

Die niederohmige, oberflächennahe Schicht ist beim kurzen Wasser-Längsprofil für beide Messzeitpunkte ebenfalls bis in eine Tiefe von 20 cm unterhalb der Mooroberfläche eindeutig zu erkennen. Ihre Widerstandswerte sind zu denen des Querprofils identisch und liegen im Bereich von etwa 100 – 135 Ωm . Außerdem ist analog vereinzelt über kleine Bereiche innerhalb der niederohmigen Schicht eine Abnahme des spezifischen Widerstands auf etwa 65 – 115 Ωm zu beobachten. Etwa 5,25 m vom Profilstartpunkt des kurzen Wasser-Längsprofils entfernt tritt im Juli eine vollständige und im August eine nahezu vollständige Unterbrechung der niederohmigen Oberflächenschicht auf. Innerhalb der Inversionsmodelle ist zusätzlich das Geländere relief des jeweiligen Profils dargestellt, sodass auffällt, dass die Schichtunterbrechung unterhalb einer leichten Geländeerhebung stattfindet. Während im Juli das Querprofil-Inversionsmodell im Tiefenbereich zwischen 0,2 – 1,0 m hauptsächlich aus zwei unterschiedlich gut leitenden Schichten besteht, ist das Inversionsmodell des kurzen Wasser-Längsprofils im gleichen Zeitraum in dieser Tiefe mit Widerstandswerten von 150 – 200 Ωm nahezu homogen. Unterhalb einer horizontal verlaufenden Schichtgrenze in einer Tiefe von etwa 80 cm liegen die Widerstände im Bereich von 200 – 250 Ωm und nehmen dann analog zum Querprofil-Inversionsmodell östlich der Profilmitt e auf über 250 – 450 Ωm zu. Im August findet hingegen die Zunahme der Widerstände von 150 – 200 Ωm auf 200 – 250 Ωm entlang einer gebogenen Schichtgrenze in einer Tiefe von etwa 0,8 – 1,0 m unterhalb der Oberfläche statt. Außerdem ist der hochohmige Bereich in der maximalen Tiefenebene östlich der

Profilmitte nicht mehr vorhanden. Stattdessen befindet sich eine dritte, nahezu horizontale Schichtgrenze bei etwa 1,3 – 1,4 m, an die Widerstände von 200 – 250 Ωm auf 250 – 350 Ωm ansteigen.

c) Wasser-Längsprofil mit 25 cm Elektrodenabstand

In Abbildung 7.13 sind schließlich die jeweiligen Inversionsmodelle inkl. topografischer Korrektur des Wasser-Längsprofils mit 25 cm Elektrodenabstand vom 02.06.2021, 15.07.2021 und 26.08.2021 abgebildet. Dieses Wasser-Längsprofil ist aufgrund des größeren Elektrodenabstand insgesamt länger und erreicht damit auch tiefer gelegene Moorbereiche. Während die anderen beiden Wasserprofile eine maximale Tiefenabdeckung von etwa 1,5 m besitzen, erfasst das lange Wasser-Längsprofil etwa den doppelten Tiefenbereich von etwa 3 m. In allen drei Inversionsmodellen des langen Längsprofils fällt diese größere Tiefenabdeckung sofort an der hochohmigen Schicht mit Widerstandswerten über 250 Ωm auf, die im Gegensatz zu den kurzen Wasserprofilen nicht nur 20 – 30 cm mächtig ist, sondern jeweils fast die gesamte untere Hälfte der Inversionsmodelle ausfüllt. Die Tiefenlage dieser hohen Widerstandswerte ist allerdings bei allen Wasserprofilen sehr ähnlich, denn die Schichtgrenze zum hochohmigen unteren Modellbereich verläuft etwa in 1,0- 1,2 m Tiefe. Anders als bei den kurzen Wasserprofilen ist die Darstellung dieser Schichtgrenze beim langen Wasserprofil nicht horizontal, sondern weist vor allem im Juni und Juli eine deutliche Neigung von etwa 5 – 10° Richtung Süden auf, sodass in den Inversionsmodellen mit zunehmender Entfernung entlang des Profils die Tiefe der Schichtgrenze abnimmt. Anfang Juni liegt der nördliche Randbereich der hochohmigen Schichtgrenze bei etwa 1,0 m, während der südliche Randbereich bereits 0,5 – 0,8 m unterhalb der Mooroberfläche anzutreffen ist. Im Inversionsmodell von Mitte Juli liegt die hochohmige Schicht insgesamt etwas tiefer und befindet sich im nördlichen Profilbereich bei 1,2 m und im südlichen Bereich bei 0,8 m Tiefe. Im dritten Messzeitraum verläuft die gleiche Schichtgrenze hingegen fast horizontal bei etwa 1,2 m. Im Inversionsmodell von Anfang Juni ist außerdem innerhalb der hochohmigen Schicht von 250 - 300 Ωm zusätzlich nochmals eine Zunahme des spezifischen Widerstands auf bis zu 350 Ωm zu erkennen, die in den Inversionsmodellen der anderen beiden Messzeiträume nicht zu beobachten sind. Analog zu den kurzen Wasserprofilen sind auch beim langen Längsprofil vereinzelt kleine Bereiche an der Oberfläche zu erkennen, in denen der Widerstand innerhalb einer niederohmigen Schicht von 150 - 200 Ωm auf etwa 85 - 150 Ωm abnimmt. Anders als bei den Inversionsmodellen der kurzen Wasserprofile verläuft diese niederohmige, oberflächennahe Schicht in den Modellen des langen Wasser-Längsprofils nicht horizontal. Grundlegend ist die niederohmige Oberflächenschicht entlang des Profils im Juli und August etwa 25 cm mächtig, weist aber im Juli einzelne Ausläufer bis in eine Tiefe von etwa 75 cm unterhalb der Mooroberfläche auf und im August erreichen die Ausläufer sogar eine Tiefe von etwa 1,0 m. Im Gegensatz dazu ist im Inversionsmodell des ersten Messzeitraums keine durchgehende Oberflächenschicht erkennbar. Stattdessen befinden sich entlang des Profils an der Oberfläche einzelne, mehr oder weniger lange Abschnitte mit Widerstandswerten von 150 – 200 Ωm , die etwa 20 – 50 cm mächtig sind.

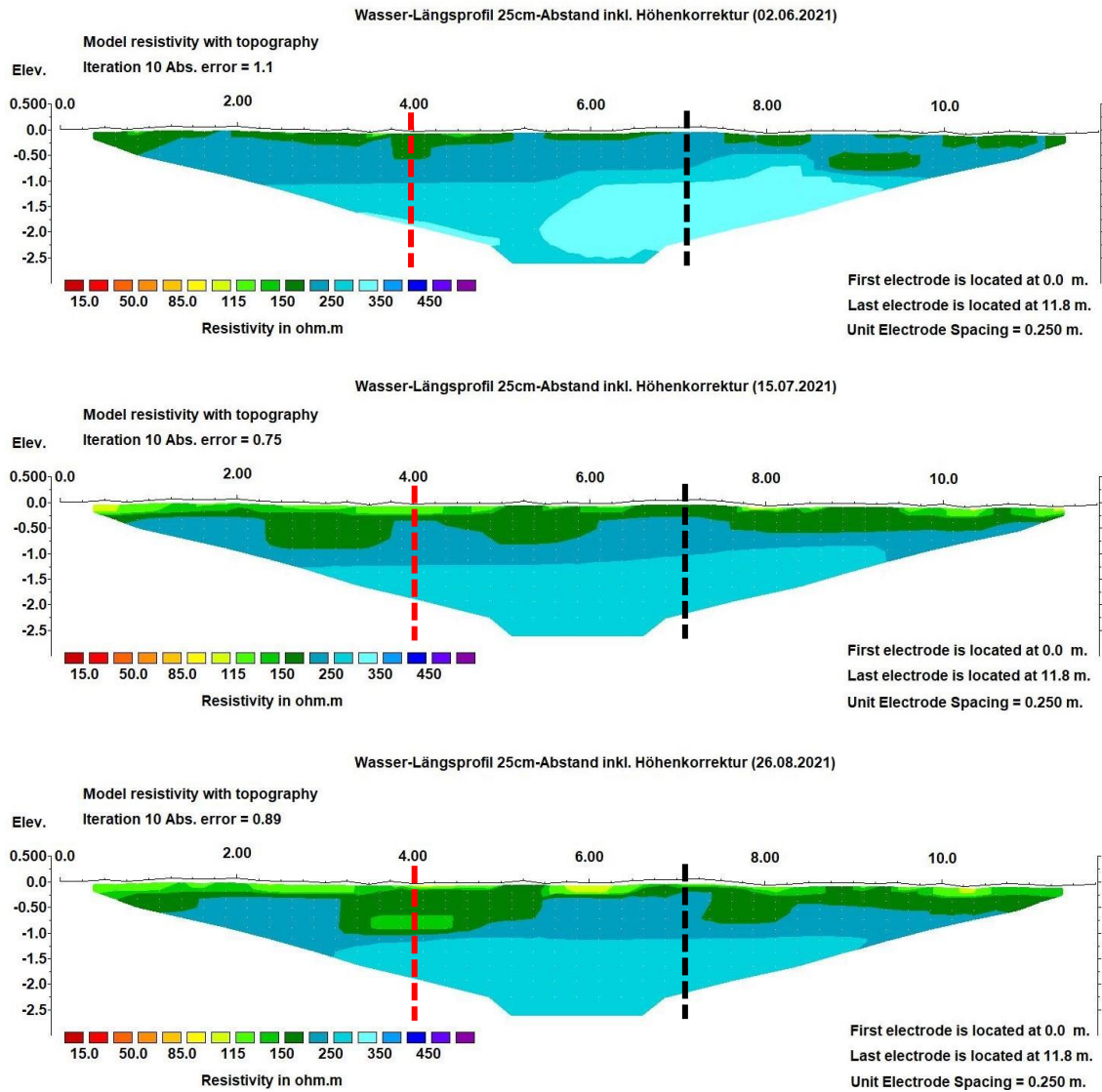


Abbildung 7.13: Zeitlicher Vergleich des Wasser-Längsprofils mit 25 cm Elektrodenabständen. Jeweiliges Inversionsmodell inkl. topografischer Korrektur des ersten Wasser-Längsprofils mit 25 cm Elektrodenabstand vom 02.06.2021 (oben), 15.07.2021 (Mitte) und 26.08.2021 (unten). Die Schnittstelle zum Wasser-Querprofil ist jeweils rot und das Profilende des kurzen Wasser-Längsprofils ist in schwarz markiert.

7.3 Torfmächtigkeit

Die Auswertung der Torfprofile erfolgt analog zu der Datenauswertung der Wasserprofile, sodass die einzelnen Auswertungsschritte im Inversionsprogramm `Res2DInv` im Folgenden nicht nochmals explizit erläutert und stattdessen direkt die Inversionsergebnisse präsentiert werden.

7.3.1 Einfluss des Geländereiefs

Für die Wasserprofile wurde bereits gezeigt, wie wichtig die Berücksichtigung des Geländereiefs in der Auswertung der Widerstandsmessungen ist, wenn die relativen Höhenänderungen im Vergleich zur Profilauslage und den verwendeten Elektrodenabständen groß sind. Bei den Torfprofilen ist der Elektrodenabstand allerdings mit 1,5 m mehr als dreimal so groß wie die Spannweite des Geländereiefs von 38 cm bzw. 44 cm entlang der beiden Torfprofile, weshalb auch für die Torfprofile der topografische Einfluss auf die Inversionsmodelle überprüft wird.

In Abbildung 7.14 sind die Inversionsmodelle ohne topografische Korrektur für die beiden Torfprofile vom 27.08.2021 grafisch dargestellt und Abbildung 7.15 enthält für die gleichen Profile die jeweiligen Inversionsergebnisse inkl. Höhenkorrektur. Im Vergleich der ebenen und höhenkorrigierten Inversionsmodellen fällt direkt auf, dass die Unterschiede durch die topografische Korrektur deutlich geringer sind als bei den Wasserprofilen. Für das Torf-Querprofil ist nahezu kein Unterschied zwischen den entsprechenden Widerstandsverteilungen zu erkennen. Lediglich im westlichen Bereich nahe des Profilstarts sind leichte Änderungen der in etwa 2 m Tiefe verlaufenden, horizontalen Grenze zweier unterschiedlich leitender Schichten wahrnehmbar, aber ansonsten stimmen die Modelle nahezu überein. Dies ist auch anhand des Fehlers zwischen der jeweiligen Modellantwort und den Messwerten zu sehen, denn die Inversion ohne Höhenkorrektur führt im Modell nach sieben Iterationen zu einer Abweichung von 0,55 %, während das höhenkorrigierte Modell nach sieben Iterationen mit einer Abweichung von 0,62 % sogar scheinbar schlechter an die Messdaten angepasst ist. Da die Unterschiede allerdings so gering sind und es aufgrund von Mehrdeutigkeiten grundsätzlich kein einzig wahres Inversionsmodell gibt, kann hier keine Aussage darüber getroffen werden, ob die Anpassung des höhenkorrigierten Inversionsmodell die Realität tatsächlich schlechter als das ebene Modell darstellt. Beim Torf-Längsprofil sind die Unterschiede zwischen den beiden Inversionsmodellvarianten dagegen etwas auffälliger als beim Torf-Querprofil. Während im ebenen Untergrundmodell in etwa 2 m Tiefe innerhalb einer horizontalen Schicht einzelne Bereiche mit größerem Widerstand auftreten, ist die gleiche horizontale Schicht im höhenkorrigierten Modell homogen und zeigt keine Widerstandsanomalien. Ähnliches ist bei einem blasenförmigen, niederohmigen Bereich in etwa 5 – 6 m Tiefe zu beobachten, der im Vergleich zum ebenen Modell nach der topografischen Korrektur im Inversionsmodell nicht mehr vorliegt. Der Fehler des ebenen Modells liegt nach neun Iterationen bei 0,59 % und beim Höhenkorrigierten Modell nach zehn Iterationen bei 0,58 %, sodass auch hier analog zum Torfquerprofil keine großen Unterschiede auftreten.

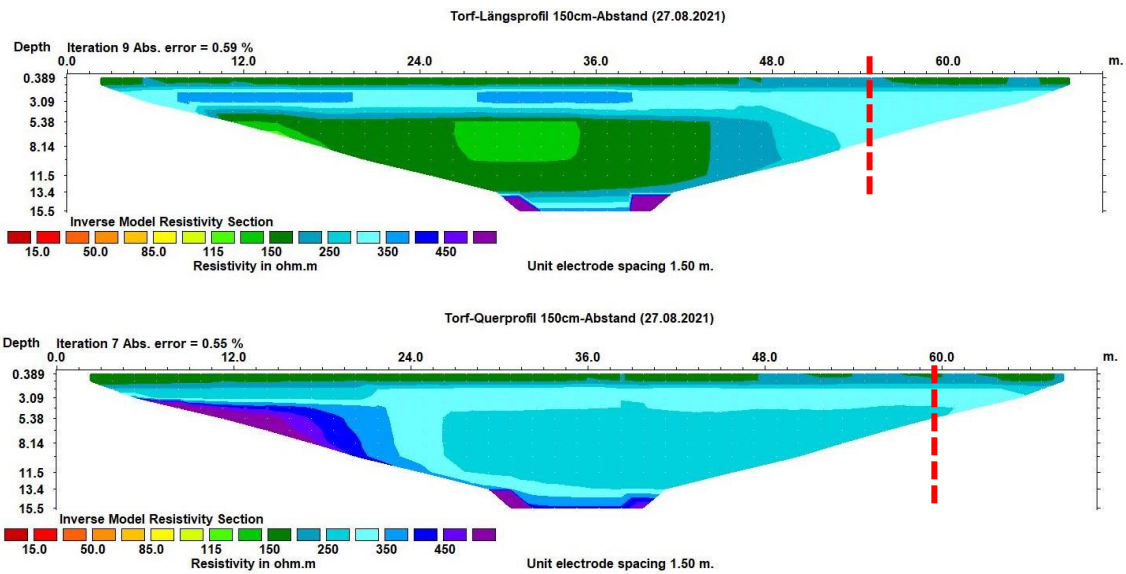


Abbildung 7.14: Inversionsmodelle der Torfprofile ohne Höhenkorrektur. Inversionsmodelle ohne topografische Korrektur für das Torf-Längsprofil (oben) und das Torf-Querprofil (unten), jeweils vom 27.08.2021 und mit 1,5 m Elektrodenabstand. Die jeweilige Schnittstelle der beiden Profile ist rot markiert.

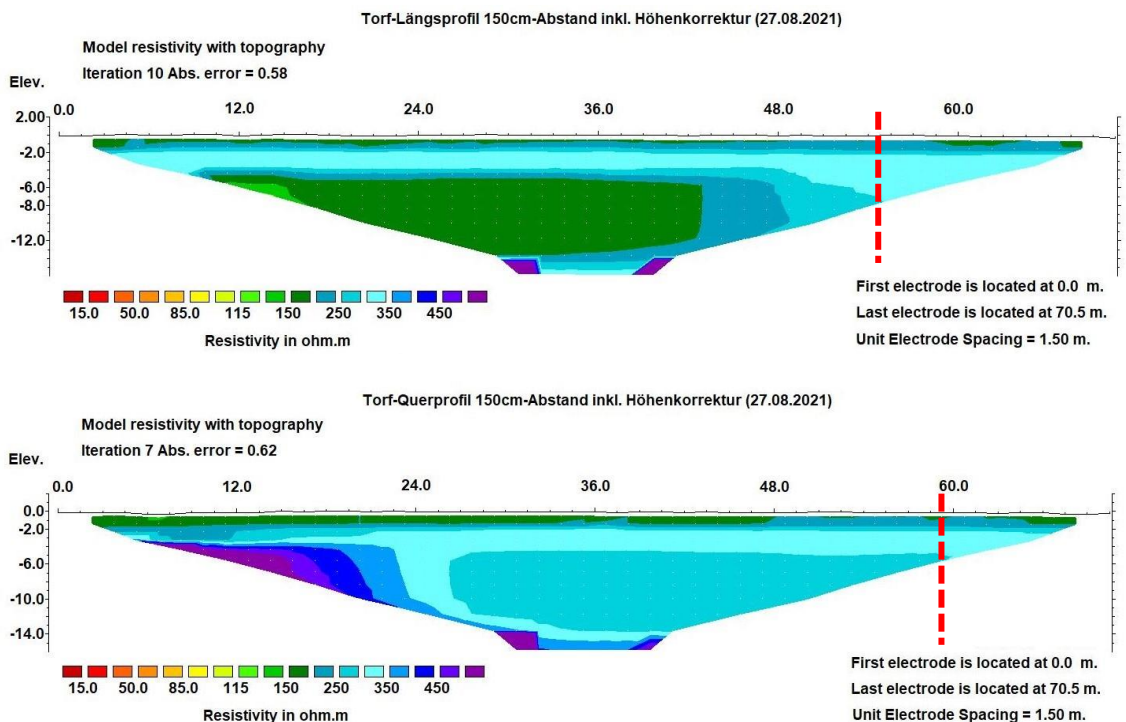


Abbildung 7.15: Inversionsmodelle der Torfprofile inkl. Höhenkorrektur. Inversionsmodelle mit Berücksichtigung des jeweiligen Geländereiefs für das Torf-Längsprofil (oben) mit zehn Iterationen und 0,58 % Fehler und das Torf-Querprofil (unten) mit sieben Iterationen und 0,62 % Fehler. Beide Profile vom 27.08.2021 und mit jeweils 1,5 m Elektrodenabstand, ihre Schnittstellen sind jeweils rot markiert.

Zur genaueren Auswertung der beiden Torfprofile hinsichtlich der räumlichen Widerstandsverteilung werden trotz nur geringer Unterschiede analog zu den Wasserprofilen ebenfalls die höhenkorrigierten Inversionsmodelle aus Abbildung 7.15 verwendet. Aufgrund der deutlich größeren Elektrodenabstände decken die Torfprofile mit knapp 16 m einen mehr als dreifach so tiefen Untergrundbereich als das lange Wasser-Längsprofil ab. Im Vergleich zu den kurzen Wasserprofilen ist die maximal erreichte Tiefe sogar mehr als zehnmal so groß.

Die grundlegende Struktur des Inversionsmodells ist bei beiden Torfprofilen ähnlich. Entlang der Oberfläche verläuft eine dünne, etwa 2 m mächtige horizontale Schicht, deren Widerstandswerte im Bereich von etwa $150 - 200 \Omega\text{m}$ liegen. Darunter befindet sich bei beiden Profilen bis in eine Tiefe von 5 m eine ebenfalls horizontale Schicht mit deutlich höheren Widerständen von $250 - 350 \Omega\text{m}$. Diese hochohmige Schicht breitet sich im Torf-Querprofil unter leichter Widerstandsabnahme auf $200 - 250 \Omega\text{m}$ nahezu im gesamten restlichen Untergrundbereich des Modells weiter aus. Beim Torf-Längsprofil hingegen ist in der nördlichen Profilhälfte ab einer Tiefe von 5 m ein sehr großer, etwa 8 m mächtiger niederohmiger Bereich zu sehen, dessen Widerstände denen der oberflächennahen, 2 m mächtigen Schicht entsprechen. Dieser niederohmige Bereich geht ab einer Entfernung entlang des Profils von etwa 41 m in südlicher Richtung schrittweise in die hochohmige Schicht über, die sich in der südlichen Profilhälfte bis an den unteren Modellrand erstreckt. Außerdem nimmt der Widerstand im Torf-Längsprofil im maximalen Tiefenbereich von 14 – 16 m in zwei kleinen Bereichen links und rechts der Profilmittte auf über $500 \Omega\text{m}$ zu. Diese Widerstandszunahme ist an der gleichen Position im Inversionsmodell auch beim Torf-Querprofil zu beobachten. Zusätzlich weist das Querprofil allerdings auch im linken Modellbereich sehr hohe Widerstände auf. In einer Tiefe von 5 – 12 m erfolgt eine stetige Widerstandsabnahme von über $500 \Omega\text{m}$ am westlichen Modellrand auf schließlich $300 - 350 \Omega\text{m}$ etwa 24 m vom westlichen Profilstartpunkt entfernt. Von dort aus sinken die Widerstände zwar leicht auf $250 - 300 \Omega\text{m}$, aber bleiben wie oben beschrieben im gesamten restlichen Modellbereich konstant.

7.3.2 Konstruktion von 3D-Modellen

Die Konstruktion eines dreidimensionalen Datensatzes aus 2D-Profilen mittels der neuen Version von `Res2DInv` und die anschließende dreidimensionale Inversion wurde am Beispiel des Torfprofils mithilfe der Demoversion von `Res3DInv` Version 3.19 getestet. Ohne Lizenz ist allerdings die Darstellung des 3D-Inversionsmodells im programmeignen 3D-Viewer nicht möglich, sodass lediglich mehrere horizontale 2D-Schichten in unterschiedlicher Tiefe aus dem Inversionsmodell darstellbar sind, wie in Abbildung 7.16 zu sehen ist. Die Torfprofile sind innerhalb der einzelnen Horizontalsektionen so angerichtet, dass der Norden im oberen Bildbereich liegt. Dadurch ist das Torf-Längsprofil durch die vertikale und das Torf-Querprofil durch die horizontale Struktur dargestellt. Anhand dieser 3D-Konstruktion ist die Form des Kreuzprofils sehr gut zu erkennen, aber ansonsten ist der Informationsgehalt dieser Darstellungsform eher gering. Die Widerstandswerte der beiden Torfprofile werden nahe der Oberfläche mit etwa $600 \Omega\text{m}$ in

der ersten, ca. $2000 \Omega\text{m}$ in der zweiten und etwa $4000 - 8000 \Omega\text{m}$ in der dritten horizontalen Tiefensektion angegeben. In der vierten und fünften Tiefensektion werden bereits nur noch kleinere Abschnitte der beiden Profile dargestellt und ab der sechsten Sektion, was einer Tiefe von $5,06 - 6,57 \text{ m}$ entspricht, sind keine Anzeichen der Torfprofile mehr zu sehen, obwohl in den 2D-Inversionsmodellen der Torfprofile Widerstandswerte bis in eine Tiefe von 16 m vorliegen. Der Außenbereich ist durch extrem hohe Widerstände von über $300.000 \Omega\text{m}$ dargestellt, wobei der nordwestliche Außenbereich etwas geringere Werte von etwa $50.000 - 200.000 \Omega\text{m}$ aufweist.

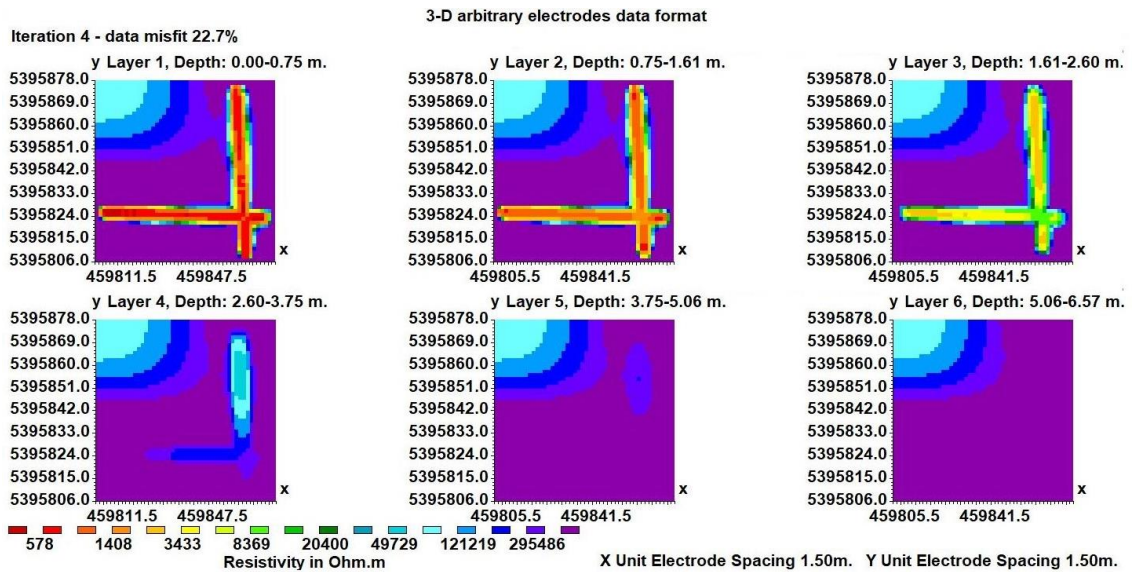


Abbildung 7.16: Tiefensektionen der 3D-Inversion. Aus den 2D-Torfprofilen wurde ein 3D-Datensatz konstruiert, dessen Inversionsmodell anhand von Horizontalschichten in verschiedenen Tiefen dargestellt sind. Erstellt mithilfe von Res3DInv Version 3.19.

8 Fehlerbetrachtung

Sowohl bei der Durchführung als auch bei der Auswertung von Widerstandstomografien treten mehrere Fehlerquellen auf, die die Genauigkeit der Messergebnisse beeinflussen. Neben systematischen Fehlern, die durch die Messgeräte verursacht werden, sind besonders statistische Fehler beim Messaufbau für die Ergebnisgenauigkeit entscheidend.

Die manuell gemessenen Wasserstände an den Messstellen in der Moorfläche wurden mit einem Meterstab auf mehrere Millimeter bis zu einem Zentimeter genau abgelesen.

Bei der Höhenmessung mittels Tachymeter wurden die Instrumenten- und Reflektorhöhe ebenfalls mittels Maßstab auf einen Millimeter genau bestimmt. Die gemessenen relativen Höhenunterschiede entlang der Profile wurden mittels Tachymeter auf den Millimeter genau gemessen, aber zur topografischen Korrektur wurden die Höhenschwankungen lediglich auf einen Zentimeter genau berücksichtigt. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Mooroberfläche bereits bei leichtem Druck nachgibt und Wiederholungsmessungen gezeigt haben, dass die Höhe der Mooroberfläche dadurch nur mit einer Genauigkeit von ± 1 cm bestimmt werden kann.

Die ERT-Messprofile wurden im Gelände mittels Holzpflocken und Maßband festgelegt, sodass keine exakte Profillegung möglich war. Besonders bei den langen Torfprofilen und bei der senkrechten Ausrichtung der jeweiligen Quer- und Längsprofile zueinander wurde bereits im Gelände vermutet, dass aufgrund der langen Entfernungen und der Vegetation keine exakt geraden und rechtwinkligen Profillinien erreicht werden. Die örtlichen Gegebenheiten innerhalb der Moorlinie haben die Profilfestlegung stark beeinflusst, sodass eine Anpassung der Profile an vereinzelte Latschenkiefern, Sträucher und Wasserlöcher ebenfalls zu Ungenauigkeiten in der Profillänge und Profilausrichtung führt. Aufgrund der Vegetation und der Bulten- und Schlenkenstruktur der Moorfläche lag außerdem das Maßband nicht immer flach auf dem Moorboden auf, sodass dies bei der Abstandsmessung ebenfalls Fehler im geringen einstelligen Zentimeterbereich bewirken kann. Die Genauigkeit der jeweiligen Profillänge wird auf etwa 10 – 30 cm geschätzt und die Messfehler der Elektrodenabstände entlang der Profile liegen etwa im kleinen einstelligen Zentimeterbereich. Die aufgenommenen GPS-Daten der Profilmarkierungen in den mittels QGIS erstellten Karten in Kapitel 6.2 zeigen, dass die Profile tatsächlich jeweils nicht exakt in einer Linie und die Kreuzprofile nicht vollständig orthogonal angelegt sind. Die GPS-Messungen unterliegen zwar selbst ebenfalls einer Messungenauigkeit, diese konnte allerdings für das konkret verwendete Gerät nicht ermittelt werden. Grundsätzlich schwanken die Fehlertoleranzen bei GPS-Messungen zwischen mehreren Metern und wenigen Zentimetern (Elektronik Kompendium, 2021). Die mittels der GPS-Daten erstellten Karten in Kapitel 6.2 zeigen aber auch, dass die Umsetzung der Profilfestlegung insgesamt doch sehr gut funktioniert hat und dass die einzelnen Profile bzw. Kreuzprofile annähernd als Gerade bzw. als senkrecht zueinander angesehen werden können.

Zusätzliche Abstandsfehler entlang der Messprofile kommen durch das Stecken der Edelstahlspieße zustande. Es wurde zwar versucht, sie möglichst gleichmäßig und in

exakt gleichen Abständen entlang der Profile in den Moorboden zu stecken, aber dennoch waren sie während der Messungen nicht alle gleich tief und auch nicht genau senkrecht im Boden platziert, was die Ausbreitung der Stromlinien im Untergrund beeinflusst. Da laut Knödel et al. (2005) die Messanordnung bei der Elektroden- und Sondenplatzierung relativ unempfindlich auf seitliche Abweichungen entlang des Profils reagieren, wurden die Spieße bei Hindernissen durch Vegetation o.ä. in der Moorfläche links oder rechts des Profils in gleicher Höhe zum eigentlichen Steckplatz verlegt. Bei den drei zeitlichen Messwiederholungen der Wasserprofile war es hingegen nicht möglich, mit den Edelstahlspießen exakt den gleichen Messpunkt zu treffen, da nach jeweils sechs Wochen die vorherigen kleinen Löcher auf der Moorfläche nicht mehr zu sehen waren. Somit sind durch das Stecken der Edelstahlspieße bereits verschiedene Störeinflüsse verursacht worden, die sich auf die Messgenauigkeit auswirken und nicht näher bestimmt werden können.

Umwelteinflüsse wie Niederschlag, Sonneneinstrahlung und Wind können zusätzliche Störfaktoren für die Messung darstellen. Das Messgerät wurde zwar während den Messungen durch einen Schirm und eine Plane vor Regen und Sonne geschützt, der restliche Messaufbau allerdings nicht. In den Messdaten liegen daher möglicherweise Einflüsse durch die Erwärmung der Spieße und Kabel infolge von Sonneneinstrahlung oder lokal erhöhte Leitfähigkeit aufgrund von Niederschlagswasser vor.

Ein grundsätzlicher und nicht behebbarer Fehler wird bereits bei der Theorie zur Ausbreitung der Stromlinien verursacht, da die in Kapitel 5 erläuterte Stromausbreitung und Widerstandsbestimmung lediglich für punktförmige Stromquellen gilt (Forbriger und et al., 2019). Da die Edelstahlspieße allerdings keine Punktquelle darstellen, unterliegen geoelektrische Widerstandsmessungen immer einer gewissen grundlegenden Messgenauigkeit, deren Größe nicht abschätzbar ist. Im Gegensatz dazu ist der statistische Fehler des geoelektrischen Messgerätes bekannt. Der Gerätehersteller IRIS Instruments gibt auf seiner Internetseite zum Messgerät der Syscal Junior Switch einen systematischen Fehler von 0,2% an (IRIS Instruments, 2021) an. Diese konkrete Angabe ist allerdings nicht ausschlaggebend für die Fehlerbetrachtung der vorliegenden Messergebnisse, da die Messergebnisse im Rahmen dieser Bachelorarbeit grafisch anhand der einzelnen Darstellungen von Inversionsmodellen ausgewertet und interpretiert werden. In diesen Modellen werden statt exakten Widerstandswerten lediglich Widerstandsbereiche farblich dargestellt, deren Intervalle aufgrund der gewählten Farbskala zwischen 15 und 50 Ωm groß sind. Somit sind keine Aussagen zu exakten Widerstandswerten im Untergrund möglich. Hinzu kommt, dass auch die Tiefen aufgrund der Achseneinteilung in den Inversionsmodellen nicht fehlerfrei abgelesen werden können, sondern vielmehr auf Dezimeter abgeschätzt werden. Eine Auswertung der Rohdaten würde zwar vermutlich genauere Aussagen ermöglichen, aber aufgrund der hohen Profilanzahl den Rahmen dieser Bachelorarbeit sprengen, weshalb die zur Verfügung gestellten Inversionsprogramme genutzt werden.

9 Interpretation und Diskussion

Im folgenden Kapitel werden die zuvor präsentierten Auswertungsergebnisse der durchgeführten Widerstandstomografien (ERT) hinsichtlich des geowissenschaftlichen und geophysikalischen Kontextes interpretiert und erläutert. Unter Verwendung und Berücksichtigung von Aspekten aus der Moor- und Torfkunde werden die Ausgangsfragestellungen beantwortet und bzgl. ihrer Aussagekraft bewertet.

9.1 Kalibriermessungen

Die Kalibriermessungen entlang des Wasser-Querprofils zeigen, dass die Inversionsmodelle für dasselbe Profil in umgekehrter Messrichtung zwar nicht vollständig identisch sind, die Messdaten sind aber aufgrund von sehr großen Übereinstimmungen und einer hohen Spiegelsymmetrie als reproduzierbar und richtungsunabhängig zu bewerten. Das Messgerät, die Syscal Junior Switch, war zum Zeitpunkt der Messungen somit einwandfrei kalibriert und die Profilausrichtung führt zu keinen nennenswerten Einflüssen auf die Inversionsergebnisse. Bei allen Inversionsmodellen ist jedoch zu beachten, dass die Sensitivität in den unteren und seitlichen Bereichen deutlich geringer ist und dass eine Inversion immer durch Mehrdeutigkeiten geprägt ist.

9.2 Diplotelmischer Moorkörperaufbau im Inversionsmodell

Das Ziel der ERT-Messungen im Rahmen dieser Arbeit ist die Erfassung des Wasserstands und der Torfmächtigkeit in der Moorfläche. Dafür ist es wichtig, die Inversionsmodelle bzgl. des diplotelmischen Moorkörperaufbaus auszuwerten und die typischen Moorstrukturen in den Widerstandsverteilungen zu erkennen. Für die elektrische Leitfähigkeit ist im Mooruntergrund vor allem der Wassergehalt entscheidend, sodass zunächst nochmals kurz auf die Wasserwiderstandswerte in Hochmooren eingegangen wird.

Grundsätzlich werden Hochmoore lediglich durch Niederschläge gespeist, die in der Regel nährstoffarm sind und daher relativ hohe spezifische Widerstände im Bereich von $100 - 285 \Omega\text{m}$ aufweisen (siehe Abschnitt 4.4; PHYWE Systeme GmbH & Co. KG). Diese Werte liegen somit noch innerhalb des von Knödel et al. (2005) angegebenen Bereichs für natürliche Wässer von bis zu $300 \Omega\text{m}$. Durch regionale und lokale Einflüsse in der Atmosphäre können die Leitfähigkeitswerte von Regenwasser aber auch davon abweichen. Im Wildseemoor wurde im Rahmen dieser Bachelorarbeit die lokale Leitfähigkeit des Niederschlagswassers nicht gemessen, allerdings liegen durch Rakowski (2021) konkrete elektrische Leitfähigkeiten des Moorbodenwassers in der freien Moorfläche vor. Die von Rakowski (2021) gemessenen Leitfähigkeiten im Bereich von ca. $50 - 90 \mu\text{S}/\text{cm}$ entsprechen einem spezifischen Widerstand von ca. $110 - 200 \Omega\text{m}$, der in der Farbskala im Inversionsmodell den Übergang von grün zu blau darstellt.

Das in Abbildung 7.8 dargestellte, höhenkorrigierte Inversionsmodell des Wasser-Querprofils vom 03.06.2021 wird nun mithilfe dieser Wasserwiderstände im Hinblick auf den diplotelmischen Moorkörperaufbau interpretiert. Wie bereits im vorherigen Abschnitt 7.2.2.5 beschrieben, ist das Inversionsmodell hauptsächlich durch drei auffällige Strukturen geprägt. Die oberste, etwa 20 cm mächtige, horizontale Schicht mit spezifischen Widerstandswerten von 150 – 200 Ωm wird an der Oberfläche vereinzelt durch kleine Bereiche mit Widerständen von 85 – 135 Ωm unterbrochen. Aufgrund der in Abschnitt 7.2.2.1 erläuterten, an Torf- und Moorböden angepassten Farbskala liegt die Vermutung nahe, dass die eindeutig erkennbare Schichtgrenze etwa 20 cm unterhalb der Mooroberfläche den aktuellen Wasserstand widerspiegelt. Diese Überlegung wird durch die manuell gemessenen Wasserstände aus Abschnitt 7.2.1 bestätigt, denn das Wasserstandsniveau wurde an den Messstellen in der Moorfläche innerhalb von 10 – 30 cm unterhalb der Geländeoberkante erfasst. Die einzelnen kleinen niederohmigen Bereiche an der Oberfläche lassen sich durch feuchte Schlenken mit höherem Wassergehalt erklären, in denen die elektrische Leitfähigkeit durch das Oberflächenwasser erhöht wird. Widersprüchlich hierzu ist allerdings, dass der Widerstand trotz hohem Wassergehalt unterhalb des Wasserspiegelniveaus im Inversionsmodell zu- und nicht weiter abnimmt. Laut Dierßen und Dierßen (2008) nimmt die hochmoortypische Vegetation wie bspw. Torfmoose die wenigen, im Niederschlagswasser enthaltenen Nährstoffe sehr rasch zur eigenen Nährstoffversorgung auf, sodass die Ionen- und Mineralstoffkonzentration des Wassers im Moorboden schnell sinkt. Dies gilt vor allem im Wachstumsbereich der lebenden Vegetation, also oberhalb des Moorgrundwasserniveaus in der euphotischen Zone des Akrotelms. Da der spezifische Widerstand von Wasser i.A. mit abnehmendem Ionen- und Stoffgehalt steigt, wird im Fall des Wildseemoors die Vermutung aufgestellt, dass die Leitfähigkeit des alten Moorgrundwassers geringer ist als die Leitfähigkeit des von Niederschlägen stammende neu gebildete Oberflächenwasser. Demzufolge nimmt die Leitfähigkeit im moorwassergesättigten Untergrund unterhalb des aktuellen Wasserstandsniveaus in etwa 20 cm Tiefe grundsätzlich ab und ist durch höhere spezifische Widerstandswerte im Inversionsmodell zu erkennen. Außerdem verursacht die hohe Beweglichkeit des Porenwassers in der euphotischen und aphotischen Zone aufgrund des großen Porenvolumens ebenfalls eine Verbesserung der elektrischen Leitfähigkeit. Die Verdichtungszone befindet sich im Akrotelm unterhalb der aphotischen Zone und ist aufgrund des nahezu unbeweglichen Haftwassers und der höheren Kompression und Zersetzung durch eine vergleichsweise geringere elektrische Leitfähigkeit geprägt. Der aktuelle Wasserstand im Inversionsmodell verursacht damit eine eindeutig erkennbare Schichtgrenze in 20 cm Tiefe, die die vom Oberflächenwasser geprägten niederohmigen Torfschichten der euphotischen und aphotischen Zone von den tiefergelegenen, höherohmigen und vom Moorbodenwasser geprägten Torfschichten der Verdichtungszone abgrenzt.

In einer Tiefe von etwa 1,2 m ist im Modell anhand der hellblauen bis dunkelblauen Färbung nochmals eine Zunahme des Widerstands auf 250 - 450 Ωm zuerkennen, die vermutlich die Obergrenze des Katotelms abbildet. Im Moorboden nimmt mit der Tiefe die Dichte, der Zersetzungsgrad und die Kompression der Torfschichten stetig zu, sodass

im tiefergelegenen, permanent wassergesättigten Katotelm elektrische Ströme schlechter geleitet werden als im oberflächennahen, weniger komprimierten Akrotelm (Stegmann et al., 2001). Das Katotelm wird anhand des langfristig beobachteten Minimalwasserstands vom Akrotelm abgegrenzt, im Akrotelm selbst kann der aktuelle Wasserstand aber durchaus variieren. Die grün ($150 - 200 \Omega\text{m}$) und blau ($200 - 250 \Omega\text{m}$) gefärbten Modellbereiche zwischen dem aktuellen Wasserstand in 20 cm Tiefe und der Katotelmobergrenze in 1,2 m Tiefe werden hier als Infiltration des Oberflächenwassers in das Akrotelm identifiziert. In den grünen Akrotelmbereichen ($150 - 200 \Omega\text{m}$) sickert das Oberflächenwasser in die Tiefe und führt dort zu höheren Leitfähigkeiten als in den blauen Akrotelmbereichen ($200 - 250 \Omega\text{m}$), die lediglich mit Moorbodenwasser gesättigt sind. Beim kurzen Wasserprofil ist die Modellaussagekraft bzgl. der Katotelmoberkante allerdings aufgrund der geringen Sensitivität in den tiefen und seitlichen Modellbereichen deutlich reduziert. Anders hingegen sieht es für die oberflächennahen Bereiche aus, die eine hohe Sensitivität haben und entsprechend aussagekräftig sind die als Wasserstand interpretierten Widerstandswerte nahe der Oberfläche.

Dieser grundlegende Moorkörperaufbau wird in den folgenden Abschnitten auf die Inversionsmodelle der Wasser- und Torfprofile angewendet und entsprechend unter Berücksichtigung von lokalen und zeitlichen Gegebenheiten interpretiert.

9.3 Wasserstand

Sowohl in den manuellen als auch in den mittels ERT gemessenen Wasserständen ist grundsätzlich zu berücksichtigen, dass stärkere Niederschlagsereignisse oder Trockenperioden in dem sensiblen Ökosystem von Mooren noch langanhaltende Auswirkungen im Wasserhaushalt nach sich ziehen können, wie in Kapitel 2.3 anhand der hemmenden Abflusswirkung des Katotelms bereits erläutert wurde.

9.3.1 Manuelle Wasserstände

Allgemein stellen die insgesamt fünf Messtage zur manuellen Wasserstandsmessung nur eine Stichprobe und keine Langzeitmessungen dar, wie sie in den Berichten von Sengbusch von 2014 und 2021 zu finden sind. Zusammen mit Niederschlagsmessungen lassen sich die gemessenen Wasserstände in der Moorfläche aber dennoch bzgl. ihrer Aussagekraft beurteilen und validieren.

Die manuell gemessenen Wasserstände zeigen, dass die Messstelle P5 stets die geringsten und P4 immer die höchsten Werte aufweist. Die Wasserhöhen an P2 und P3 sind nahezu identisch und liegen immer über dem Wasserstandswert von P1. Diese konstante Beobachtung lässt sich auf die Lage der Messtellen innerhalb der Moorfläche und auf die alten Wassergräben zurückführen, die in Abbildung 3.3 und Abbildung 3.4 im Kapitel 3.2 dargestellt sind. Die beiden Messtellen P2 und P3 liegen im Gelände bzgl. der Nord-Süd-Richtung etwa auf gleicher Höhe und das Messrohr von P1 befindet sich dazu im Vergleich etwas südlicher auf der Moorfläche. Die Messpositionen P4 und P5 liegen etwa auf einer Geraden in Nord-Süd-Richtung und damit parallel zu den

Wassergräben, die zur Entwässerung des Wildseemoors beitragen. P5 ist die südlichste Messstelle und zeigt die geringsten Wasserhöhen, während P4 nördlich liegt und die höchsten Messwerte verzeichnet. Damit ist ein Nord-Süd-Gefälle des Wasserstands innerhalb der Moorfläche zu beobachten und lässt folgern, dass die Hochmoorfläche in diesem Gebiet von Nord nach Süd entwässert. Analog passen auch die gemessenen Wasserstände und Position von P1, P2 und P3 zur mutmaßlichen Nord-Süd-Entwässerungsrichtung. Diese Überlegung wird zusätzlich von dem Verlauf der Stromlinien in Abbildung 3.4 gestützt, die von Sengbusch 2014 erstellt wurde. Im westlichen Bereich der Abbildung ist im Gebiet A die Messfläche als Wasserscheidepunkt zu erkennen. Die freie Moorfläche ist zentral leicht gewölbt und bewirkt, dass die Stromlinien vom Moorflächenzentrum radial nach außen führen. Die Grundwassermessstellen befinden sich ihrerseits im südöstlichen Teil der Moorlinie und damit in einem Bereich, in dem die Stromlinien von Nordwest in Richtung Südost verlaufen. Dies stellt zwar eine kleine Abweichung zur beobachteten Nord-Süd-Entwässerung aus den manuell gemessenen Wasserständen dar, aber ist dennoch kein Widerspruch, da die Messstellen im Rahmen dieser Arbeit nicht mittels GPS eingemessen und ihre Rohoberkante bzw. topografische Höhe nicht mittels Tachymeter o.ä. erfasst wurden. Aus diesem Grund beruhen die Positionen von P1 bis P5 in Abbildung 6.8 lediglich auf Einschätzungen und Skizzen aus dem Gelände, bei denen die ERT-Messprofile und der Holzbohlensteg als Orientierung dienten. Die gemessenen Wasserstände spiegeln daher in grober Näherung den anhand von digitalen Geländemodellen konstruierten Stromlinienverlauf gut wider.

9.3.2 Wasserstandsmessungen mittels ERT

Bei der Inversionsmodellinterpretation hinsichtlich des Wasserstands werden nun die zeitlichen Vergleiche der Wasserprofile anhand des in den Widerstandsstrukturen erkennbaren diplotelmischen Moorkörperaufbaus erläutert.

Profil- und messzeitraumübergreifend ist in allen Inversionsmodellen der Wasserprofile der im vorherigen Abschnitt 9.2 erläuterte, mutmaßliche Wasserstand anhand einer oberflächennahen Schichtgrenze zu erkennen. Dieser zum Zeitpunkt der Messung aktuelle Wasserspiegel, der die Grenze zwischen oberflächenwasser- und moorbodenwasser geprägten Torfen innerhalb des Akrotelm bildet, befindet sich in allen drei Messzeiträumen in einer Tiefe von etwa 20 cm. Da die Inversionsergebnisse allerdings grafisch dargestellt werden und die Tiefenachse in den Inversionsmodellen auch bei Vergrößerung sehr klein ist, können die Wasserstände bei allen Wasserprofilen für die unterschiedlichen Messzeiträume nicht genauer ermittelt werden. Außerdem ist besonders im Juni-Inversionsmodell des langen Wasser-Längsprofil der Wasserstand deutlich schlechter zu erkennen als in den beiden kurzen Wasserprofilen, was auf das geringere vertikale Auflösungsvermögen der Widerstandstomografie bei zunehmendem Elektrodenabstand zurückzuführen ist. Aufgrund der zunehmenden Eindringtiefe werden dünne Schichten deutlich schlechter erfasst als bei kurzen ERT-Anordnungen.

Während der Wasserstand beim Wasser-Querprofil in allen drei Sommermodellen nahezu horizontal verläuft, sind beim kurzen Wasser-Längsprofil sowohl im Juli als auch

im August leichte horizontale Schwankungen zu sehen. Die kurze Unterbrechung der niederohmigen Oberflächenschicht oberhalb des aktuellen Wasserstands in 5,25 m Entfernung zum Profilstartpunkt ist anhand der dargestellten Topografie auf einen Hochmoorbult zurückzuführen. Das Oberflächenwasser ist am Bult bereits verdunstet bzw. aufgrund der Erhebung gravitativ in die Schlenken abgeflossen. Der geringere Wassergehalt verursacht dementsprechend im Modell höhere Widerstände an dieser Oberflächenstelle. Die abgesenkten Strukturen der Schlenken hingegen sind in allen Inversionsmodellen der drei Wassermodelle an der Oberfläche allgemein durch jeweils geringere Widerstände innerhalb der niederohmigen Oberflächenschicht gut zu erkennen.

Sowohl oberhalb als auch unterhalb des Wasserspiegelniveaus zeigen die Inversionsmodelle zeitliche Änderungen der spezifischen Widerstandswerte, die anhand der Wetterbedingungen im jeweiligen Messzeitraum und den Tagesniederschlagssummen aus Abbildung 7.3 interpretiert werden können. Bei den ersten Messungen im Juni war es bereits einige Tage vor der Messdurchführung sehr sonnig und warm und seit dem 27.05.2021 hatte es keine Niederschläge mehr gegeben, sodass das Oberflächenwasser an der Mooroberfläche verdunstet ist bzw. bereits in tiefere Torfschichten versickert ist. Die Schlenken haben damit an Feuchtigkeit verloren und besitzen daher in den Inversionsmodellen aller drei Wasserprofile aufgrund des geringeren Wassergehalts im Vergleich höhere Widerstände als zu den anderen Messzeiträumen. Die Infiltration des Oberflächenwassers ist besonders im Juni-Modell des Wasser-Querprofils anhand der unterschiedlich blauen und grünen Färbung unterhalb des Wasserspiegels zu erkennen. Im zweiten Messzeitraum hingegen hatte es seit dem 20.06.2021 mit einzelnen Ausnahmen fast täglich und z.T. relativ stark geregnet, weshalb sehr viel Oberflächenwasser vorhanden ist. Dies verursacht eine deutliche Erhöhung der Leitfähigkeit an der Mooroberfläche und bewirkt damit die orange bis gelb dargestellten niederohmigen Oberflächenbereiche in den Inversionsmodellen der beiden kurzen Wasserprofile. Außerdem führen Niederschläge am 10.07.2021 dazu, dass der mit Oberflächenwasser infiltrierte, grün dargestellte Akrotelmbereich im Juli-Modell des Wasser-Querprofils insgesamt etwas größer ist als im ersten Messzeitraum. Im Juni erfasste die Messung den Infiltrationszustand fünf Tage nach dem Niederschlagsereignis, sodass das meiste Wasser bereits das tiefere Katotelm erreicht hat. Im Juli hingegen fand das letzte Niederschlagsereignis zwei Tage vor der Messung statt, sodass sich zum Zeitpunkt der Messung noch größere Mengen des Oberflächenwassers innerhalb des Akrotelms befinden. Im dritten Messzeitraum Ende August hat sich die Infiltration des Oberflächenwassers fast im gesamten Akrotelm ausgebreitet, da es am Morgen des Messtags vor der Messung bereits geregnet hatte und auch während der Messung leichter Niederschlag viel. Somit beinhaltet nahezu das gesamte Akrotelm niederohmiges Regenwasser, was in den August-Modellen der beiden kurzen Wasserprofile als fast durchgehend homogene, grün dargestellte Widerstandsverteilung auftritt. Für den Messzeitpunkt im Juli ist auffällig, dass das Inversionsmodell des kurzen Wasser-Längsprofils unterhalb des Wasserstands deutlich homogener ist als das Modell des Wasser-Querprofils zum gleichen Zeitpunkt. Während beim Querprofil das Akrotelm unterschiedlich infiltrierte Torfbereiche aufweist, scheint das Akrotelm im kurzen Längsprofil nahezu gleichmäßig infiltrierte zu sein. Dieser

Unterschied lässt sich auf die allgemeine, annähernd nord-südliche Entwässerungsrichtung innerhalb des östlichen Bereichs der Moorfläche zurückführen (siehe Abschnitt 7.2.1). Das Längsprofil verläuft von Nord nach Süd und ist damit parallel zu dieser Entwässerungsrichtung, sodass das infiltrierte Oberflächenwasser entlang des Längsprofils in südliche Richtung transportiert wird und innerhalb des Längsprofils eine konstante Tiefe erreicht. Senkrecht dazu entlang des Querprofils hingegen verläuft die Entwässerung des infiltrierte Oberflächenwassers nicht in einer gleichmäßigen Tiefe. Ursache dafür ist die anisotrope hydraulische Leitfähigkeit in Mooregebieten, die bewirkt, dass die Entwässerung eines Moores räumlich sehr stark variieren kann. Der horizontale Wasserabfluss ist deutlich höher als der vertikale Wassertransport, der wiederum mit der Tiefe nochmals deutlich abnimmt. Daher sind selbst innerhalb eines kleinen Bereichs wie die Messfläche im Wildseemoor richtungsabhängige Unterschiede in der Infiltration und Entwässerung zu beobachten.

Anhand der Schnittstelle des Quer- und Längsprofils, die in den Inversionsmodellen jeweils rot markiert sind, lässt sich jedoch überprüfen, ob die konkreten Widerstandsstrukturen beider Profile zumindest an dieser gemeinsamen Stelle identisch sind. Beim Wasser Querprofil erreicht die Oberflächenwasserinfiltration Mitte Juli eine Tiefe von etwa 1,0 m und beim Längsprofil liegt die Grenze mit 0,9 m etwas höher. Ende August weisen beide Profile eine identische Tiefeninfiltration bis 1,0 m auf. Da es sich im Juli-Modell um keinen allzu großen Unterschied handelt und bei der grafischen Auswertung eine exakte Ablesung der Tiefen entlang der z -Achse sehr schwer ist, lässt sich festhalten, dass die modellierte Widerstandsverteilung beider Profile an der Schnittstelle annähernd übereinstimmen.

Die in Abschnitt 9.2 mutmaßlich identifizierte Obergrenze des Katotelms befindet sich bei den beiden kurzen Wasserprofilen für alle drei Messzeiträume im nahezu gleichen Tiefenbereich von 1,2 – 1,5 m. Beim langen Wasser-Längsprofil liegt die Schichtgrenze in einem ähnlichen Bereich zwischen 1,0 – 1,2 m Tiefe und füllt damit zu jedem der drei Messzeitpunkte fast die gesamte untere Hälfte des Inversionsmodells aus. Die leichten Unterschiede in der Tiefe lassen sich auch hier ähnlich wie bei der Interpretation des Wasserstandniveaus auf die eher ungenau abzulesende Tiefenachse in der Modelldarstellung zurückführen. Die ähnliche Tiefenlage in allen drei Wasserprofilen bestärkt aber nochmals die Vermutung, dass diese Schichtgrenze die Oberkante des permanent wassergefüllten Katotelms darstellt.

In den Modellen des langen Wasser-Längsprofils ist eine leichte Neigung der Katotelmobergrenze erkennbar, die sich innerhalb der drei Messzeiträume verändert. Im Juni und Juli reicht das Katotelm im südlichen Profilbereich deutlich näher an die Mooroberfläche als der nördliche Profilbereich und im August ist die Katotelmgrenze nahezu horizontal. Das Katotelm wird in der Literatur zwar als permanent wassergesättigt beschrieben, aber das bedeutet nicht, dass keine räumlichen oder zeitlichen Veränderungen innerhalb des Torferhaltungshorizont möglich sind. Die Obergrenze des Katotelms wird anhand des langfristig beobachteten Minimalwasserstands festgelegt, sodass im Jahresverlauf durchaus Schwankungen innerhalb des Katotelms auftreten können.

Laut Stegmann et al. (2001) beeinflussen die vorherrschenden Bedingungen des Akrotelms auch die Lage der Katotelmobergrenze, sodass zeitliche Änderungen im Akrotelm sich auch auf das Katotelm auswirken können. Anhand dieser Überlegung lassen sich die Tiefenschwankungen des Katotelms ebenfalls auf die Wetterbedingungen und Niederschlagsereignisse während des Messzeitraums zurückführen. Wie bereits erläutert blieb es einige Tage vor Messbeginn im Juni trocken, sodass das Oberflächenwasser des letzten Niederschlags vom 27.05.2021 immer tiefer im Moorboden versickert ist. Das Juni-Inversionsmodell des langen Wasser-Längsprofils zeigt den vom 02.06.2021 aktuellen Infiltrationszustand, bei dem das Oberflächenwasser bereits das tiefer liegende Katotelm erreicht hat und aufgrund seiner höheren Leitfähigkeit zu geringeren spezifischen Widerständen führt. Da dem Oberflächenwasser allerdings relativ schnell nach Infiltration in den Moorboden durch die Vegetation Nährstoffe entzogen wird, geht das Oberflächenwasser mit der Zeit in Moorgrundwasser über. In den im Inversionsmodell hellblau dargestellten, hochohmigen Katotelmbereichen ist daher entweder bereits der Unterschied zwischen Oberflächen- und Moorgrundwasser verschwindend gering oder das Oberflächenwasser wurde in diesen Bereichen bereits seitlich oder weiter in die Tiefe abtransportiert. In den Juli- und August-Modellen des langen Wasser-Längsprofil hingegen ist keine Widerstandsänderung innerhalb des Katotelms zu beobachten, weil es vor den beiden Messungen fast täglich Niederschläge gab. Zum Zeitpunkt der Messungen befinden sich daher im gesamten Katotelm jeweils noch große Mengen an frischem Oberflächenwasser, sodass die Widerstandsverteilung homogen dargestellt wird. Die Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit im Moor bewirkt ähnlich wie im Akrotelm, dass in den Juni- und Juli-Inversionsmodellen des langen Wasser-Längsprofils im Akrotelm bereits unterschiedlich infiltrierte und dementsprechend unterschiedlich gute leitende Torfbereiche zu erkennen sind, während das Katotelm noch vollständig homogene Widerstände aufweist.

9.4 Torfmächtigkeit

Die Auswertung der Torfprofile hinsichtlich des Einflusses der Topografie hat ergeben, dass bei den Torfprofilen im Gegensatz zu den Wasserprofilen eine topografische Korrektur nicht zwingenderweise notwendig ist, da das Geländere relief im Vergleich zu den Profillängen und Elektrodenabständen deutlich geringere Ausmaße hat. Die optisch etwas deutlich sichtbaren Modellunterschiede fürs Torf-Längsprofil im Vergleich zum Torf-Querprofil sind auf die größere Spannweite der relativen Höhenänderungen entlang des Torfprofils zurückzuführen. Die Differenz zwischen maximaler und minimaler Höhe liegt beim Torf-Längsprofil bei 44 cm und beim Torf-Querprofil bei 38 cm (siehe Tabelle 7.1), sodass das Verhältnis zwischen Spannweite und Profillänge beim Längsprofil größer ist als beim Querprofil. Da sich mit zunehmendem Elektrodenabstand auch entsprechend die Profillänge vergrößert, lässt sich allerdings nicht beurteilen, ob der Elektrodenabstand oder die Profildesamtlänge im Vergleich zur Spannweite des Profilverleifs für eine topografische Korrektur entscheidend ist. Es ist außerdem keine Aussage darüber

möglich, in welchem Verhältnis Auslage und Topografieänderungen stehen müssen, damit eine Berücksichtigung des Geländereiefs zwingend erforderlich ist.

Bei der Interpretation der Torfprofile werden analog zu den Wasserprofilen aus Gründen der Einheitlichkeit ebenfalls die höhenkorrigierten Modelle verwendet und hinsichtlich des diplotelmischen Moorkörperaufbaus ausgewertet. Das Inversionsmodell des Torf-Querprofils entspricht dabei den Erwartungen, die sich aus den Modellinterpretationen der Wasserprofile ergibt. Nahe der Oberfläche ist eine geringmächtige niederohmige Schicht erkennbar, deren untere Schichtgrenze etwa 2 m unterhalb der Mooroberfläche liegt und mit spezifischen Widerstandswerten von etwa 150 – 200 Ωm das Akrotelm abbildet. Darunter befindet sich das permanent wassergesättigte Katotelm, das aufgrund der höheren Kompression und Zersetzung deutlich höhere Widerstandswerte im Bereich von 250 – 350 Ωm aufweist. Das Torf-Längsprofil hat bis in eine Tiefe von etwa 4 – 5 m eine ähnliche Widerstandsverteilung, aber darunter überrascht das Inversionsmodell im nördlichen Profilbereich mit einer sehr großen, etwa 8 m mächtigen niederohmigen Struktur und weicht damit erheblich von dem erwarteten, typischen diplotelmischen Moorkörperaufbau ab. Die Ursache dieses großen niederohmigen Bereichs im Torf-Längsprofil lässt sich nicht genau ermitteln. In Kapitel 2.3.3 wurde bereits die Gültigkeit und Anwendbarkeit des diplotelmischen Moormodells basierend auf den Darstellungen von Rydin und Jeglum (2013) und Edom (2001) erläutert. Das Modell des zweischichtigen Moorkörperaufbaus mit klar voneinander abgrenzbarem Akrotelm und Katotelm ist nur bedingt in der Praxis anwendbar, da es lokale Heterogenitäten nicht berücksichtigt. Während des langen Moorbildungsprozesses können verschiedenste Umwelteinflüsse zu veränderten Bedingungen innerhalb der Torfschichten führen, sodass bspw. die Torfakkumulation gestört oder beschleunigt ist oder dass sich der Nährstoff- und Ionenhaushalt in den abgelagerten Torfschichten ändert. In einem Moor sind grundsätzlich nahezu alle hydrogeologischen, chemischen oder physikalischen Eigenschaften stark räumlich veränderlich und können demzufolge auch die im Torf-Längsprofil beobachteten starken tiefenabhängigen Widerstandsänderungen hervorrufen. In diesem Fall ist eine ähnliche Ursache für die Widerstandsabnahme denkbar wie in den von Rydin und Jeglum (2013) vorgestellten Beispielen der sprunghaften Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit innerhalb des Katotelms. Wenn im Untergrundbereich der beobachteten Widerstandsanomalie deutlich geringer zersetzte Torfschichten vorliegen, bedeutet der geringere Zersetzungsgrad ein größeres Porenvolumen und infolgedessen ein verbesserter Wasseraustausch in diesem Bereich. Demzufolge erhöht sich die elektrische Leitfähigkeit, da die Ionen im Moorgrundwasser leichter transportiert werden können und im Modell ist dies dann anhand einer Abnahme des spezifischen Widerstands zu erkennen. Allerdings handelt es sich hierbei lediglich um Vermutungen, die Ursache kann allein anhand des Inversionsmodells nicht hinreichend geklärt werden.

Im Gegensatz dazu lässt sich die Ursache für die starke Widerstandszunahme im westlichen Modellbereich des Torf-Querprofil durch die Lage des Profils innerhalb der Messfläche erklären. Beim Aufbau des Torf-Querprofils im Gelände ist bereits am westlichen Startpunkt aufgefallen, dass dort bereits deutlich mehr und deutlich größere

Latschenkiefern auf der Moorlinie vorzufinden sind als im östlichen Messflächenbereich. Daher liegt die Vermutung nahe, dass an dieser Stelle im Untergrund bereits die Mächtigkeit der zentral aufgewölbten Moorlinie abnimmt und in einen Übergangsbereich aus Hochmoortorf und Mineralboden übergeht. Der Baumwuchs nimmt in den Randbereichen der Moorlinie immer weiter zu, weil sich die anaeroben Bedingungen des Mooruntergrunds vermehrt in aerobe Bedingungen entwickeln. Der spezifische Widerstand ist für Mineralboden und Lockersedimente aufgrund des geringeren Wassergehalts deutlich höher als für Torfe, Mudden und Moorböden, sodass die starke Widerstandszunahme im westlichen Modellbereich bereits erste Anzeichen des mineralischen Untergrunds im Randbereich der Moorlinie darstellen kann. Im östlichen Bereich und im gesamten Torf-Längsprofil ist allerdings am unteren Modellbereich keine Widerstandszunahme zu beobachten, sodass sich hier keine Aussagen zum mineralischen Untergrund und zur Torfmächtigkeit innerhalb der Moorlinie treffen lassen.

Um diese beobachteten räumlichen Widerstandsanomalien der Torfprofile in einem Modell besser zu veranschaulichen, wäre hierbei vermutlich die dreidimensionale Darstellung des Torf-Kreuzprofils interessant. Ohne Lizenzcode für den 3D-Viewer des Inversionsprogramms `Res3DInv` ist die Konstruktion eines 3D-Datensatzes aus den 2D-Messprofilen in der neuen Version von `Res2DInv` allerdings wenig sinnvoll. Im programmerzeugten dreidimensionalen Koordinatensystem werden die Bereiche, in denen keine Messdaten vorliegen mit synthetisch berechneten Werten gefüllt. Bei einem Kreuzprofil sind dadurch vor allem in den äußeren Eckbereichen nicht ausreichend Informationen zur Modellierung vorhanden. Beim vorliegenden Fall des Torf-Kreuzprofils ist von diesem Effekt wie in Abbildung 7.16 zu sehen vor allem die nordwestliche Ecke des Inversionsmodells betroffen, weil der Schnittpunkt beider Torfprofile nicht im Zentrum, sondern im Südöstlichen Bereich liegt. In den horizontalen Tiefenschnitten aus dem dreidimensionalen Inversionsmodell lassen sich die für die Torfprofile relevanten Widerstandsstrukturen kaum erkennen, da der Außenbereich durch deutlich höhere Widerstände dominiert. Bereits in der sechsten Schicht in einer Tiefe etwa 6 m sind keine Anzeichen mehr der Widerstandswerte aus den beiden Torfprofilen zu sehen, obwohl von den einzelnen Profilen bekannt ist, dass die 2D-Inversionsmodelle bis zu 16 m reichen. Insgesamt ist die Darstellung in horizontalen Tiefenschnitten bei einem solchen Profilaufbau nicht empfehlenswert und die Demoversion eignet sich demnach nicht zur 3D-Modellierung der ERT-Messergebnisse. Allgemein ist die Möglichkeit, aus 2D-Messungen einen 3D-Datensatz zu konstruieren, für andere Messungen vermutlich durchaus hilfreich. Es wäre interessant zu sehen, wie die konstruierte 3D-Inversion mithilfe eines Lizenzcodes im programmeigenen 3D-Viewer dargestellt wird und ob dies zu interpretierbaren Ergebnissen führt.

10 Fazit und Ausblick

Im Rahmen dieser Bachelorarbeit wurden auf einer freien Moorlinie im Wildseemoor Widerstandsmessungen mittels geoelektrischer Widerstandstomografie (ERT) durchgeführt, um den Wasserstand und die Torfmächtigkeit innerhalb der Hochmoorebene zu ermitteln. Die Ergebnisse der Messungen zeigen, dass die Methode der Widerstandstomografie durchaus für den Einsatz im Moorgebiet geeignet ist und zu plausiblen Verteilungen des spezifischen Widerstands in den resultierenden Inversionsmodellen führt. Jedoch ist zu berücksichtigen, dass die Inversion Mehrdeutigkeiten unterliegt und für die Messergebnisse eine Vielzahl von möglichen Untergrundmodellen gefunden werden kann. Die in dieser Arbeit präsentierten Inversionsmodelle stellen daher nicht die einzige mögliche Erklärung für die gemessenen scheinbaren Widerstände dar. Außerdem stellte sich bei der Durchführung der Messungen in der Moorfläche die konkrete ERT-Ausrüstung des GPI aufgrund des hohen Gewichts und der technischen Schwierigkeiten teilweise als hinderlich dar. Neue Geräte und vor allem kürzere Kabel für kürzere Profile würden die Messdurchführung sicherlich in vielerlei Hinsicht erleichtern und auch ein Lizenzcode für das 3D-Inversionsprogramm würde neue Möglichkeiten in der Auswertung bieten.

Die topografische Korrektur hat sich bei der Auswertung der ERT-Messdaten und der Interpretation der Inversionsmodelle zumindest für die Wasserprofile als besonders entscheidend herausgestellt. Entlang der Wasserprofile ist das Geländereief im Vergleich zur geringen Profilauslage groß, sodass die Berücksichtigung der Topografieänderungen zu einer deutlich verbesserten Anpassung des Inversionsmodells an die Messdaten führt. Im Gegensatz zu den Wasserprofilen hat sich bei den Torfprofilen hingegen gezeigt, dass eine topografische Korrektur nicht notwendig ist, weil die topografischen Geländeschwankungen im Vergleich zur langen Auslage der Torfprofile gering sind. Auf Grundlage dieser Arbeit kann keine Aussage getroffen werden, ab welchem Verhältnis zwischen Profilauslage und Geländereief eine Höhenkorrektur für die Inversion der Messdaten erforderlich ist. Zur Messung der relativen Höhenänderungen hat sich das Tachymeter sehr gut geeignet, da es im Hinblick auf die praktische Handhabung und die Qualität der Messdaten zufriedenstellende Ergebnisse liefert. Daher ist das Tachymeter für den Einsatz im Moorgebiet und zur Erfassung der Geländetopografie zu empfehlen.

Anhand der Inversionsmodelle lässt sich der Wasserstand innerhalb der freien Moorlinie im Wildseemoor auf etwa 20 cm unterhalb der Mooroberfläche bestimmen. Manuelle Wasserstandsmessungen in der Messfläche dienen als Vergleichswerte und bestätigen die Höhe des Wasserspiegels innerhalb eines Bereichs von 10 – 30 cm unterhalb der Geländeoberkante, sodass die Erfassung und Bestimmung des Wasserstands mittels ERT grundsätzlich als erfolgreich bewertet werden kann. Allerdings reicht die grafische Darstellung der Modelltieflage nicht aus, um das Wasserstandsniveau genauer zu bestimmen. Aus diesem Grund ist im zeitlichen Vergleich einzelner Profile stets nur eine geschätzte Tiefe ablesbar und es sind keine signifikanten Veränderungen des Wasserstands über den Messzeitraum von Anfang Juni bis Anfang September 2021 erkennbar. Dazu wären noch kürzere Profilauslagen nötig, um das vertikale Auflösungsvermögen

zu erhöhen. In der Praxis wäre allerdings ein Elektrodenabstand von unter 15 cm nicht umsetzbar, sodass hier die Grenze der ERT-Anwendung erreicht ist.

Der diplotelmische Moorkörperaufbau ist in den Inversionsmodellen deutlich identifizierbar. Widerstandsschwankungen innerhalb des Akrotelms sind auf die Infiltration von Oberflächenwasser in tieferliegende Torfschichten zurückzuführen. Hierbei sind allerdings genauere Untersuchungen vor allem des Oberflächen- und Moorbodenwassers innerhalb der Moorfläche notwendig, um die Inversionsmodelle bzgl. des Wassergehalts in den Torfschichten und der tiefenabhängigen elektrischen Leitfähigkeit besser interpretieren zu können. Außerdem zeigen unerwartet niedrige spezifische Widerstandsanomalien innerhalb des Katotelm die Grenzen des diplotelmischen Moormodells auf, da das Zweischichtmodell lokale Heterogenitäten nicht berücksichtigt. Die Oberkante des Katotelms wird in allen Inversionsmodellen profil- und messzeitraumübergreifend in einer Tiefe von etwa 1,2–1,5 m dargestellt. Bei den kurzen Wasserprofilen ist aufgrund der geringeren Sensitivität in den tiefen und seitlichen Inversionsmodellbereichen die Aussagekraft zur Lage der Katotelmobergrenze deutlich geringer als die des oberflächennahen Werte des mutmaßlich erfassten Wasserstands. Um die Oberkante des Katotelms genauer und zuverlässiger zu untersuchen, sind größere Eindringtiefen wie beim langen Wasserprofil oder den Torfprofilen nötig. Die Gesamtmächtigkeit der Torfschichten innerhalb der freien Moorfläche des Wildseemoors lässt sich aus den Messdaten nicht bestimmen, sodass die Widerstandstomografien der Torfprofile nur teilweise befriedigende Ergebnisse liefern. Die Torfprofile besitzen zwar aufgrund des größeren Elektrodenabstand eine höhere Eindringtiefe als die Wasserprofile, aber die maximale Tiefe von 16 m im Inversionsmodell reicht in diesem Fall nicht aus, um die Untergrenze des Katotelms zu erfassen. Lediglich im westlichen Bereich der Moorlinse ist eine deutliche Widerstandszunahme als Übergangsgebiet zwischen Hochmoortorf und Mineralboden interpretierbar. Um die maximale Torfmächtigkeit im Zentrum der Moorlinse ermitteln zu können, sind allerdings deutlich größere Elektrodenabstände notwendig. Bei ERT-Messungen mit einem Elektrodenabstand von 3 m entlang des Holzbohlenstegs wurden von Rakowski (2021) Torfmächtigkeiten von 2,5 – 12 m ermittelt. In der freien Moorfläche sind daher vermutlich mindestens diese Profilausmaße zur Erfassung der Torfgrenze nötig. Aufgrund der dichten Vegetation im Randbereich der Moorlinse wurden allerdings im Rahmen dieser Bachelorarbeit bereits die maximal möglichen Elektrodenabstände gewählt. Daher ist eine Wiederholung der Messungen mit deutlich größeren Profilauslagen nur durch Beseitigen der Vegetation möglich. Dabei ist es fragwürdig, ob der mögliche Erkenntnismehrwert derartige Eingriffe in einem Naturschutzgebiet rechtfertigt.

Da ein Großteil der Moorflächen im Wildseemoor bereits gestört und degeneriert ist (Sengbusch, 2014), sind die resultierenden Messergebnisse im gewählten Messgebiet unter Umständen nicht für das gesamte Wildseemoor, sondern nur für die noch intakten Hochmoorflächen repräsentativ. Gleichwohl sind die Messungen an diesem Standort relevant, da es für die Bewertung und Einschätzung möglicher Renaturierungspläne wichtig ist, den aktuellen Zustand des Wildseehochmoors zu untersuchen und zu dokumentieren.

Literaturverzeichnis

- BERCKHEMER, H. (2005): Grundlagen der Geophysik. 2. Aufl. Frankfurt.
- BROCKHAUS ENZYKLOPÄDIE ONLINE (Hg.) (2022): Vom See zum Moor - Entstehung eines Moores. BROCKHAUS. Online verfügbar unter <https://brockhaus.de/ecs/permalink/90E33633798B06FCC7E715969CD08837.pdf>, zuletzt geprüft am 23.01.2022.
- BURMEISTER, E. G.; GÖTTLICH, K. H. et al. (1990): Begriffsbestimmungen anhand der Moortypen Mitteleuropas. In: Göttlich, K. (Hg.): Moor- und Torfkunde. 3. Aufl. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, S. 1–27.
- DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E. V. (1998). DIN 4047-4:1998-02: Landwirtschaftlicher Wasserbau. Online verfügbar unter <https://perinorm-s.redi-bw.de/perinorm/fulltext.ashx?fulltextid=6d60b77c4af04c6c9005cf941432ba21&userid=1a37bae9-63b1-4cef-8afa-a5709d199868>, zuletzt geprüft am 07.12.2021.
- DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E. V. (2007). DIN 19682-12:2007-11: Bodenbeschaffenheit – Felduntersuchungen. Online verfügbar unter <https://perinorm-s.redi-bw.de/perinorm/fulltext.ashx?fulltextid=f60ffb17d1e040329d14f251e76f3839&userid=1a37bae9-63b1-4cef-8afa-a5709d199868>, zuletzt geprüft am 15.01.2022.
- DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E. V. (2019). DIN 11540:2019-03: Torfe für den Gartenbau und Garten- und Landschaftsbau. Online verfügbar unter <https://perinorm-s.redi-bw.de/perinorm/fulltext.ashx?fulltextid=7dfab021956a453abebcb6e854b8f794&userid=1a37bae9-63b1-4cef-8afa-a5709d199868>, zuletzt geprüft am 07.12.2021.
- DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E. V. (2020). DIN EN ISO 14688-1:2020-11: Geotechnische Erkundung und Untersuchung — Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Boden. Online verfügbar unter <https://perinorm-s.redi-bw.de/perinorm/fulltext.ashx?fulltextid=0aac94dc97214e3781b8d9ab879ad957&userid=1a37bae9-63b1-4cef-8afa-a5709d199868>, zuletzt geprüft am 09.12.2021.
- DIERßEN, K.; DIERßEN, B. (2008): Moore. Stuttgart (Hohenheim): Ulmer (Ökosysteme Mitteleuropas aus geobotanischer Sicht).
- EDOM, F. (2001): Moorlandschaften aus hydrologischer Sicht (chorische Betrachtung). Hydraulische Eigenschaften von Akrotelm und Katotelm. In: Succow, M. und Joosten, H. (Hg.): Landschaftsökologische Moorkunde. 2. bearbeitete Auflage. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, S. 187–190.
- ELEKTRONIK KOMPENDIUM (Hg.) (2021): GPS - Global Positioning System. Online verfügbar unter <https://www.elektronik-kompodium.de/sites/kom/1201071.htm>, zuletzt geprüft am 02.02.2022.

- FORBRIGER, T.; et al. (2019): Skriptum zu den Geophysikalischen Geländeübungen 2019. Handreichung zur Petrophysik.
- GGU Karlsruhe (2011): Die Widerstandsgeoelektrik. Geophysik - Zerstörungsfreie Prüfung. GGU - Gesellschaft für Geophysikalische Untersuchungen mbH. Online verfügbar unter <https://www.ggukarlsruhe.de/zerstoerungsfreie-pruefung/verfahren/widerstandsgeoelektrik/>, zuletzt geprüft am 21.11.2021.
- GRIFFITHS, D. J. (2011): Elektrodynamik. Eine Einführung. 3., aktualisierte Auflage. München: Pearson Studium (Always learning).
- IRIS Instruments (2021): Syscal Junior Switch. Online verfügbar unter <http://www.iris-instruments.com/syscal-juniorsw.html>, zuletzt geprüft am 02.02.2022.
- JURETZKO, M. (2021): Kurzanleitung TS07. Kurzanleitung eines Tachymeters des Modells TS07: Geodätisches Institut (GIK), Karlsruher Institut für Technologie (KIT), 09.04.2021.
- KNÖDEL, K.; KRUMMEL, H.; LANGE, G. (Hg.) (2005): Geophysik. BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE. 2. überarbeitete Auflage. Berlin, Heidelberg: Springer (Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten /, 3). Online verfügbar unter <http://gbv.ebib.com/patron/FullRecord.aspx?p=323731>.
- KOPPISCH, D. (2001): Prozesse auf Moorstandorten (topische Betrachtung). Torfbildung. In: Succow, M. und Joosten, H. (Hg.): Landschaftsökologische Moorkunde. 2. bearbeitete Auflage. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, S. 8–17.
- LGL; GDI (2021): Geoportal Baden-Württemberg. LANDESAMT FÜR GEODATEN UND LANDENTWICKLUNG BADEN-WÜRTTEMBERG (LGL); GEODATENINFRASTRUKTUR BADEN-WÜRTTEMBERG (GDI) (Hg.). Online verfügbar unter [https://www.geoportal-bw.de/#/\(sidenav:karten\)](https://www.geoportal-bw.de/#/(sidenav:karten)), zuletzt geprüft am 20.12.2021.
- LGRB (2017): Kenndaten zum Wildseemoor. REGIERUNGSPRÄSIDIUM FREIBURG, LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU (LGRB), REFERAT 93 - LANDESBODENKUNDE (Hg.).
- LGRB (2020): Wildseemoor östlich von Gernsbach-Kaltenbronn. REGIERUNGSPRÄSIDIUM FREIBURG, LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU (LGRB) (Hg.). Online verfügbar unter <https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geotourismus/moore/wildseemoor-oestlich-gernsbach-kaltenbronn>, zuletzt aktualisiert am 21.12.2020, zuletzt geprüft am 16.12.2021.
- LOKE, M. H. (2002): Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. Online verfügbar unter https://www.researchgate.net/publication/264739285_Tutorial_2-D_and_3-D_Electrical_Imaging_Surveys, zuletzt geprüft am 10.01.2022.
- LUBW (2006): Beschreibung Wildseemoor. LANDESANSTALT FÜR UMWELT BADEN-WÜRTTEMBERG (LUBW) (Hg.). Online verfügbar unter

- http://www2.lubw.baden-wuerttemberg.de/public/abt2/dokablage/oac_77/moore01/540.htm, zuletzt aktualisiert am 13.07.2006, zuletzt geprüft am 16.12.2021.
- LUBW (2021): Moorkataster - Moorkarte Baden-Württemberg. Daten- und Kartendienst der LUBW. LANDESANSTALT FÜR UMWELT BADEN-WÜRTTEMBERG (LUBW) (Hg.). Online verfügbar unter <https://udo.lubw.baden-wuerttemberg.de/public/>, zuletzt geprüft am 16.12.2021.
- MESCHÉDE, D. (2010): Elektromagnetismus: Ladungen und Ströme. In: Meschede, D. (Hg.): Gerthsen Physik. 24., überarb. Aufl. Berlin, Heidelberg: Springer (Springer-Lehrbuch).
- MÜLLER, K. (1924): Das Wildseemoor bei Kaltenbronn im Schwarzwald: ein Naturschutzgebiet. Karlsruhe: Braun.
- NAUCKE, W. (1990): Chemie von Moor und Torf. Übersicht über Einflüsse bei der Torfentstehung. Chemische Kennzeichnung der Haupt-Torftypen. In: Göttlich, K. (Hg.): Moor- und Torfkunde. 3. Aufl. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, S. 237–259.
- NIEDERSÄCHSISCHES MINISTERIUM FÜR UMWELT, ENERGIE, BAUEN UND KLIMASCHUTZ (Hg.) (2019): Leitfähigkeit |. Online verfügbar unter <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007%2F978-3-642-12894-3.pdf>, zuletzt geprüft am 09.01.2022.
- PHYWE SYSTEME GMBH & CO. KG (Hg.): Leitfähigkeit verschiedener Wasserproben. Online verfügbar unter http://www.phywe.fr/index.php/fuseaction/download/lrn_file/versuchsanleitungen/P4100560/d/P4100560d.pdf, zuletzt geprüft am 01.02.2022.
- RAKOWSKI, S. (2021): Hydrogeologische und Geophysikalische Untersuchungen des Hochmoorgebiets Wildsee auf dem Kaltenbronn, Gernsbach. Masterarbeit. KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE, Karlsruhe. Fakultät für Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften.
- RYDIN, H.; JEGLUM, J. K. (2013): The Biology of Peatlands. 2. Aufl. Oxford, UK: Oxford University Press (Biology of habitats). Online verfügbar unter <https://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&scope=site&db=nlebk&db=nlabk&AN=650773>.
- SENGBUSCH, P. von (2014): Ökosystemfunktionen der Moore auf dem Kaltenbronn. Abschlussbericht 2012/2014. Projektnummer 63-8831.21/546 91 - 1207GL. Im Auftrag der Universität Freiburg, Institut für Biologie und Geobotanik.
- SENGBUSCH, P. von (2021): Auswertung Kaltenbronn. Monitoring 2020. DLV 34 / 2020.
- STEGMANN, H.; EDOM, F.; KOSKA, I. (2001): Bodenbildende Prozesse in Mooren. Bodenkundliche Betrachtung von Mooren. In: Succow, M. und Joosten, H. (Hg.):

- Landschaftsökologische Moorkunde. 2. bearbeitete Auflage. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, S. 41–47.
- SUCCOW, M.; JOOSTEN, H. (Hg.) (2001a): Landschaftsökologische Moorkunde. 2. bearbeitete Auflage. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- SUCCOW, M.; JOOSTEN, H. (2001b): Zum Begriff "Moor" und vom Wesen der Moore. In: Succow, M. und Joosten, H. (Hg.): Landschaftsökologische Moorkunde. 2. bearbeitete Auflage. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, S. 2–3.
- WASSERTECHNIK PRO (Hg.): Die Bedeutung des Leitwerts des Wassers. Elektrische Leitfähigkeit des Wassers. Online verfügbar unter <https://www.wassertechnik.pro/wassertest/leitfaehigkeit-leitwertmessung-wasser>, zuletzt geprüft am 09.01.2022.
- WEIDELT, P. (2005): Geoelektrik. Grundlagen. In: Knödel, K., Krummel, H. und Lange, G. (Hg.): Geophysik. 2. überarbeitete Auflage. Berlin, Heidelberg: Springer (Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten /, 3), S. 71–100.
- ZOBEL, D. (2011): MATLAB-Skript zur grafischen Ausgabe von Klimadiagrammen. Online verfügbar unter <https://seriousjr.43-1.org/notizen/index.html> Skript zur grafischen Ausgabe von Klimadiagrammen, zuletzt geprüft am 15.01.2021.

Anhang

I.	Abhängigkeit physikalischer und chemischer Kennwerte vom Zersetzungsgrad von Hoch- und Übergangsmoortorfen	119
II.	Geländerelief der Wasser-Längsprofile	120
III.	Geländerelief der Torfprofile.....	121
IV.	Einfluss der topografischen Korrektur auf absoluten Fehler zwischen Inversionsmodellantwort und Messwerten.....	122

I. Abhängigkeit physikalischer und chemischer Kennwerte vom Zersetzungsgrad von Hoch- und Übergangsmoortorfen

Tab. I-A: Richtwerte für physikalische und physikalisch-chemische Eigenschaften von Hochmoor- und Übergangsmoortorfen (DIN 11540:2019-03, S. 11).

Parameter	Bestimmung nach	Einheit	Ansprache des Humositätsgrades Hochmoortorf und Übergangsmoortorf ohne Zusätze				
			schwach zersetzt	schwach bis mäßig zersetzt	mäßig zersetzt ^c	mäßig bis stark zersetzt ^c	stark zersetzt ^c
Rohdichte (trocken) D_{BD}	DIN EN 13041	kg/m ³	50 bis 80	60 bis 100	80 bis 130	120 bis 170	160 bis 220
Gesamtporenvolumen P_5	DIN EN 13041	% ^a	95 bis 97	94 bis 96	92 bis 95	90 bis 93	87 bis 91
Wasserkapazität W_V	DIN EN 13041	% ^a	42 bis 83	46 bis 84	55 bis 85	63 bis 85	71 bis 85
Luftkapazität A_V	DIN EN 13041	% ^a	14 bis 55	12 bis 50	10 bis 40	8 bis 30	6 bis 20
Zersetzungsgrad (r-Wert)	6.5.3	% ^b	32 bis 44	38 bis 51	44 bis 57	51 bis 64	57 bis 70
Humositätsgrad nach VON POST (visuelle Beurteilung)	6.5.5	H	2 bis 4	3 bis 5	4 bis 6	5 bis 7	6 bis 8
Organische Substanz ^d w_{om}	DIN EN 13039	% ^b	98 bis 99	94 bis 99	(ab 90) 94 bis 99	(ab 87) 94 bis 99	(ab 85) 94 bis 99
Asche ^d w_{ash}	DIN EN 13039	% ^b	1 bis 6	1 bis 6	1 bis 6 (bis 10)	1 bis 6 (bis 13)	1 bis 6 (bis 15)
Schrumpfungswert	DIN EN 13041	% ^a	20 bis 30	25 bis 35	30 bis 40	35 bis 45	40 bis 50
pH-Wert	DIN EN 13037	—	3,5 bis 5,0	3,5 bis 5,0	3,5 bis 5,0	3,5 bis 5,0	3,5 bis 5,0
Elektrische Leitfähigkeit G	DIN EN 13038	mS/m	1,0 bis 3,0	1,5 bis 4,0	2,0 bis 5,0	2,5 bis 6,0	3,0 bis 7,0
Die Angaben in Klammern beziehen sich auf Übergangsmoortorf.							
^a Volumenanteil. ^b Massenanteil. ^c Ab dem Humositätsgrad H6 ist eine Frosteinwirkung notwendig, um die nach DIN EN 13041 zu bestimmenden Werte zu ermitteln. ^d Da es sich beim Aschegehalt und dem Gehalt an organischer Substanz um Massenanteile handelt, wird in dieser Norm in Übereinstimmung mit DIN 1310 bzw. DIN EN ISO 80000-9, jedoch abweichend von DIN EN 13039, für beide Parameter das Symbol w anstelle von W verwendet.							

II. Geländere relief der Wasser-Längsprofile

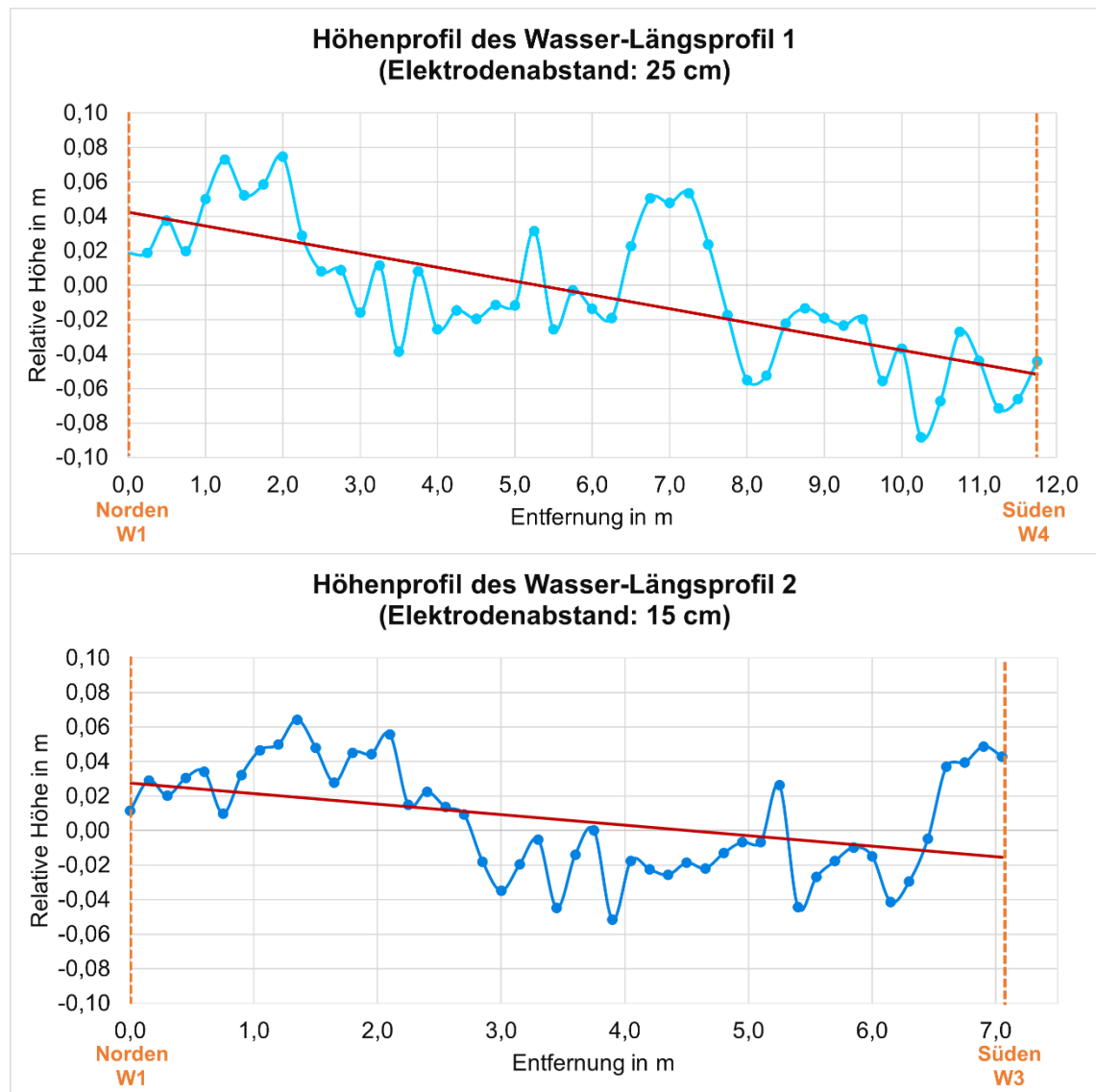


Abb. II-A: Topografie der Wasser-Längsprofile. Mittels Tachymeter gemessene relative Höhendifferenzen (blau) entlang der Wasserprofile, dargestellt als Höhenprofile inklusive linearer Trendlinie (rot), Himmelsrichtung und Messpunktmarkierung (orange) zur besseren Orientierung der Profilausrichtung. Erstellt mithilfe von Excel.

III. Geländere relief der Torfprofile

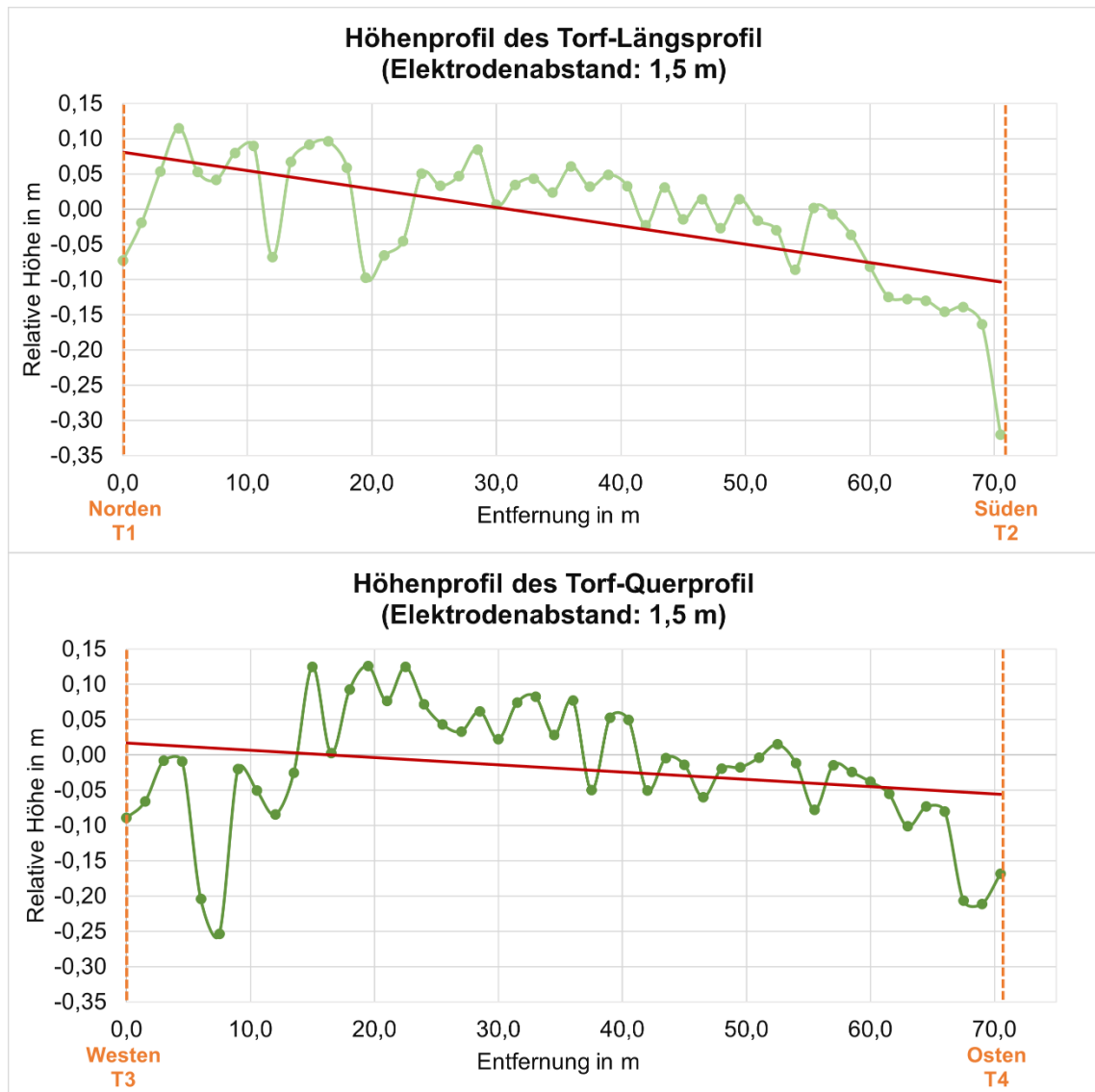


Abb. III-A: Topografie der Torfprofile. Mittels Tachymeter gemessene relative Höhendifferenzen (grün) entlang der Torfprofile, dargestellt als Höhenprofile inklusive linearer Trendlinie (rot), Himmelsrichtung und Messpunktmarkierung (orange) zur besseren Orientierung der Profilausrichtung. Erstellt mithilfe von Excel.

IV. Einfluss der topografischen Korrektur auf absoluten Fehler zwischen Inversionsmodellantwort und Messwerten

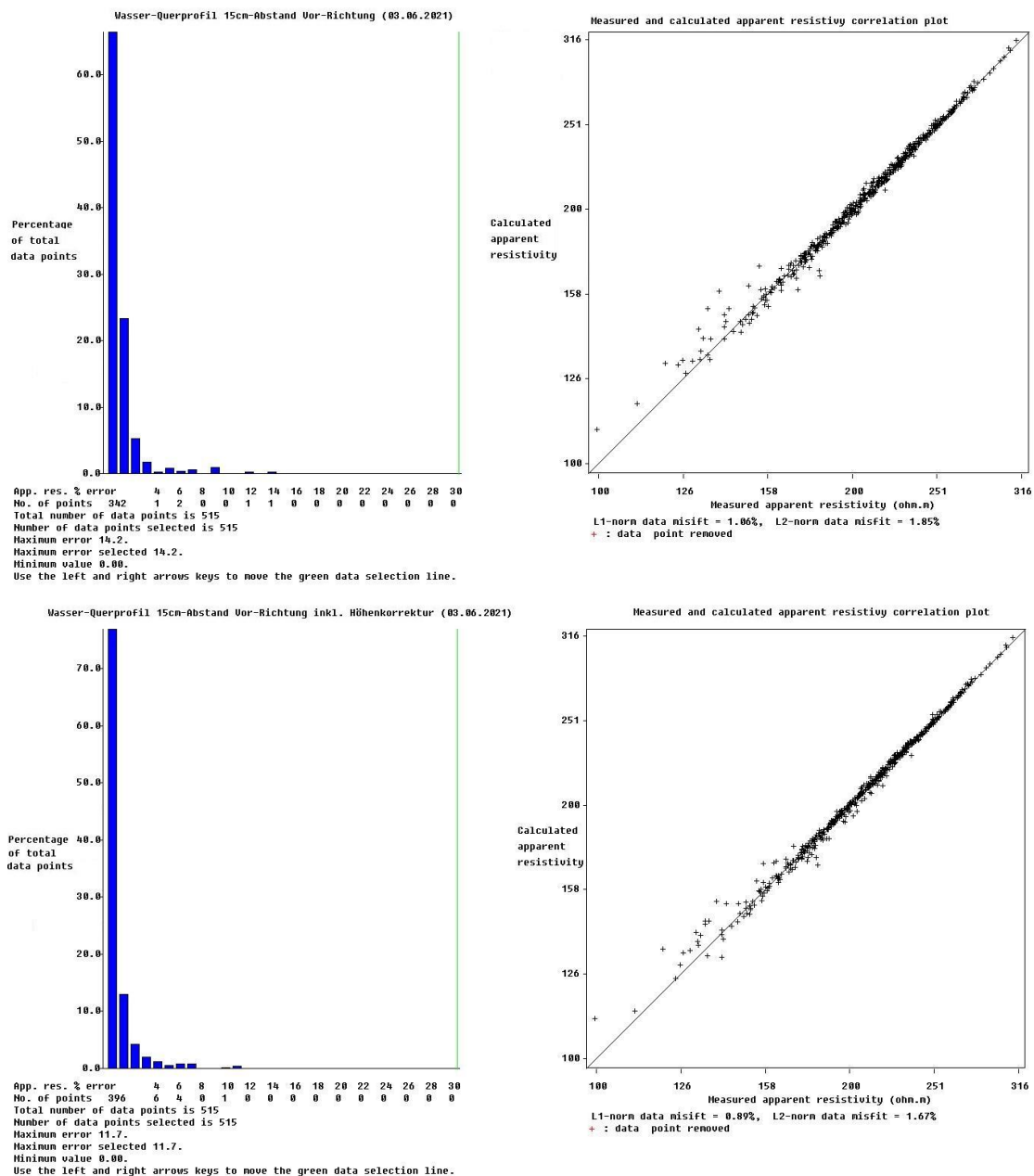


Abb. IV-A: Aufgrund der topografischen Korrektur verbessert sich der Fehler zwischen der Inversionsmodellantwort und den Messwerten. Fehlerstatistik des Wasser-Querprofils vom 03.06.2021 ohne Berücksichtigung der Topografie (oben) und mit topografischer Korrektur (unten). Links: Anzahl der einzelnen synthetischen Messpunkte, die einen bestimmten prozentualen Fehler zum entsprechenden Messwert aufweisen inkl. prozentualen Anteil an der Gesamtmesspunktanzahl. Rechts: Jeweiliges Verhältnis zwischen einzelner scheinbarer Widerstandsmesswert und synthetisch erstelltem, scheinbarem Widerstandswert.