



Die approbierte gedruckte Originalversion dieser Diplomarbeit ist an der TU Wien Bibliothek verfügbar
The approved original version of this thesis is available in print at TU Wien Bibliothek.



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
WIEN



Diplomarbeit

Kombinierte Anwendung von seismischer Refraktionstomographie und spezifischer elektrischer Widerstandstomographie bei Untersuchungen im alpinen Permafrost

ausgeführt zum Zwecke der Erlangung des akademischen Grades eines
Diplom-Ingenieurs,
eingereicht an der Technischen Universität Wien,
Fakultät für Mathematik und Geoinformation,

von

Martin Mayr, BSc

Matr.Nr.: 1325956

unter der Anleitung von

Dr.rer.nat **Adrián Flores-Orozco**

betreut von

Dipl.-Ing.ⁱⁿ **Theresa Maierhofer**

Dipl.-Ing. **Matthias Steiner**

Institut für Geodäsie und Geoinformation
Forschungsbereich Geophysik
Technische Universität Wien
Gußhausstraße 27-29 E120, A-1040 Wien

Wien, am 20. März 2021



Die approbierte gedruckte Originalversion dieser Diplomarbeit ist an der TU Wien Bibliothek verfügbar
The approved original version of this thesis is available in print at TU Wien Bibliothek.

Vorwort

Als mir im Jahr 2019 von Adrián Flores-Orozco vorgeschlagen wurde, den Themenschwerpunkt meiner Diplomarbeit in die Untersuchung von alpinem Permafrost zu legen, konnte ich noch nicht ahnen, welche neuen Einblicke mir dies eröffnen sollte. Die Erfahrungen, die ich bei den Messungen am Hohen Sonnblick und am Schilthorn sammeln konnte, die Blickwinkel, die sich mir durch die Zusammenarbeit mit den unterschiedlichsten Persönlichkeiten offenbarten, und nicht zuletzt das neu erlangte Wissen über diese Materie sind für mich von unschätzbarem Wert. Trotz oder gerade weil der Weg manchmal steinig war, freue ich mich jetzt umso mehr, dass ich meine fertige Diplomarbeit in Händen halten kann.

In diesem Sinne möchte ich meinen Dank an alljene aussprechen, die mich während meines Studiums unterstützt haben und mir bei der Erstellung dieser Diplomarbeit zur Seite gestanden sind:

In erster Linie geht mein Dank an Adrián Flores-Orozco, der stets ein offenes Ohr für mich hatte und all meine Fragen zu den unterschiedlichsten Themen beantwortete.

Ein großer Dank gilt Theresa Maierhofer und Matthias Steiner, die sehr viel ihrer wertvollen Zeit in die Realisierung dieser Arbeit investierten.

Zudem möchte ich mich bei Walter Loderer bedanken, dessen unermüdliches Engagement die Messungen erst möglich gemacht hat.

Ein großer Dank geht an alle, die bei den Messungen im Feld mitgeholfen haben, insbesondere dem Schneeräumungsteam vom Hohen Sonnblick und den Helferinnen und Helfern der Universität Fribourg.

Ein inniger Dank gilt meiner Freundin Lisa, die mir vor Jahren die Flausen eines Studiums in den Kopf gesetzt hat und mich immer moralisch unterstützt hat.

Zuletzt bedanke ich mich auch bei meiner Familie, die mir immer zur Seite gestanden hat, allen voran bei meinen Eltern, durch deren finanzielle Unterstützung dieses Studium erst ermöglicht wurde.



Die approbierte gedruckte Originalversion dieser Diplomarbeit ist an der TU Wien Bibliothek verfügbar
The approved original version of this thesis is available in print at TU Wien Bibliothek.

Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Gegenüberstellung geophysikalischer Verfahren zur Beurteilung vereister Permafrostmilieus in alpinen Regionen. Im Vordergrund stehen dabei Korrelationen zwischen der *refraktionsseismischen Tomographie (SRT)* und der *spezifischen elektrischen Widerstandstomographie (ERT)*. Es soll gezeigt werden, dass sich sowohl die spezifischen Widerstände als auch die p-Wellengeschwindigkeiten bei einem variierenden Vereisungsgrad entsprechend der damit verbundenen Veränderungen der Materialeigenschaften verhalten und gemeinsam hohe oder niedrige Werte liefern. Vergleiche zwischen der Multiple-Gradient- und der Dipol-Dipol-Konfiguration sollen zudem veranschaulichen, welche dieser Elektrodenanordnungen ein höheres Signal-Rausch-Verhältnis bietet und sich für Gegenüberstellungen in dieser Domäne besser eignet. Als Grundlage dienen Datensätze, die im Oktober 2018, Juli und Oktober 2019 im Gipfelbereich des Hohen Sonnblicks (Sbg., Österreich) sowie im August 2019 am Schilthorn (Berner Voralpen, Schweiz) gesammelt wurden. Die gewählten Zeitpunkte der Datenakquisition am Hohen Sonnblick ermöglichen einen jahreszeitenabhängigen Vergleich während der Tau- sowie der Gefrierperiode. Die ERT-Messkampagnen von Oktober 2018 und 2019 erlauben darüber hinaus einen Vergleich der geoelektrischen Daten über zwei aufeinanderfolgende Jahre. Die Gegenüberstellungen der eingesetzten Methoden sollen Aufschluss über die zeitliche Veränderung der Auftauschicht sowie die Lokalisierung der Permafrosttafel des jeweiligen Messgebietes geben. Für beide Messgebiete existieren Studien, die Informationen über den Bodenaufbau und empirische Kenngrößen liefern. Das gewählte Messgebiet am Schilthorn ist jedoch vor allem im unteren Bereich noch weitgehend unerforscht. In beiden Messgebieten ermöglichen nahegelegene Bohrlöcher einen direkten Vergleich der geophysikalischen Ergebnisse mit den Bodentemperaturen. Darüber hinaus wurde die Methode der *Induzierten Polarisation (IP)* miteinbezogen, die sich für diese Art der Anwendung noch in einem frühen Entwicklungsstadium befindet. Die Polarisationseigenschaften des Bodens geben zusätzliche Hinweise auf mögliche Grundeisvorkommen. Die Gegenüberstellungen der Inversionsergebnisse zeigen mehr oder weniger stark auftretende Übereinstimmungen. So zeichnen sich besonders beim zweiten Profil des Schilthorns konsistente Ergebnisse ab. Eishaltiger Permafrost kann hier mit Werten zwischen 1.5 - 3.9 k Ω m und 2.5 - 5 kms⁻¹ deklariert werden, was mit empirischen Werten gut übereinstimmt. Am Hohen Sonnblick korrelieren die Methoden ebenfalls. Allerdings konnten in diesem Messgebiet die Auswertungen aufgrund des unterschiedlichen Datenrauschens nicht mit einheitlichen Parametern invertiert werden, was partiell zu Schwierigkeiten bei der Analyse der Methodenvergleiche führte. Es können Werte von 20 - 300 k Ω m und 2 - 5.5 kms⁻¹ für eishaltigen Permafrost definiert werden.

Abstract

Within the scope of this diploma thesis, the geophysical methods of Seismic Refraction Tomography (SRT) and Electrical Resistivity Tomography (ERT) are compared. The focus is on the determination of correlations between these two methods used for measurements of icy permafrost soils in alpine regions. Both the resistivity and the p-wave velocity should give high or low values, depending on the actual ice content. Comparisons between the multiple-gradient and the dipole-dipole configuration should also illustrate which of those electrode arrays achieves a higher signal-to-noise ratio and which one is better suited for comparisons between ERT and SRT. Data sets were collected in October 2018, July and October 2019 at Hoher Sonnblick (Sbg., Austria) and in August 2019 at Schilthorn (Bernese Pre-Alps, Switzerland). There are studies for both sites that provide information about the soil structure and empirical parameters. However, especially the lower area of Schilthorn is still largely unexplored. The chosen dates for data acquisition at Hoher Sonnblick afford a season-dependent comparison during the thawing and the freezing periods. The ERT measurement campaign of October 2018 also allows a comparison of the geoelectrical data over two consecutive years. The comparison of the methods used should provide information about the seasonal changes in the active layer and the localization of the permafrost table. In both measurement areas, borehole temperatures facilitate the interpretation of the geophysical results. Furthermore, the Induced Polarization method (IP) is included, which is in an early stage of development for these applications. The polarization properties of the soil provide additional information about possible ground ice occurrences.

Consistent results can be seen especially in the second profile of the Schilthorn. In this area ice-rich permafrost can be declared at values between 1.5 - 3.9 k Ω m and 2.5 - 5 kms⁻¹, which agrees well with empirical values. The methods also show correlations at Hoher Sonnblick. However, at Hoher Sonnblick, the evaluations could not be inverted with equal parameters due to the different data noise, which sometimes led to difficulties in the analysis of the method comparisons. Values of 20 - 300 k Ω m and 2 - 5.5 kms⁻¹ for ice-containing permafrost can be defined.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	5
2	Permafrost	8
3	Messgebiete	11
3.1	Hoher Sonnblick	11
3.2	Schilthorn	12
4	Methoden	13
4.1	Allgemein	13
4.2	Spezifische Elektrische Widerstandstomographie (ERT)	14
4.2.1	Grundprinzip	14
4.2.2	Pseudosektionen	17
4.2.3	Fractional Error	18
4.3	Induzierte Polarisation (IP)	18
4.3.1	Grundprinzip	18
4.3.2	Die elektrische Doppelschicht	18
4.4	Seismische Refraktionstomographie (SRT)	21
4.4.1	Allgemein	21
4.4.2	Seismische Wellen - Grundprinzip	21
4.5	Dateninversion	24
4.6	1D Analyse	28
5	Datenerfassung und Datenprozessierung	29
5.1	Datenerfassung am Hohen Sonnblick	29
5.2	Datenerfassung am Schilthorn	31
5.3	Datenprozessierung Geoelektrik	33
5.3.1	Datenfilterung	33
5.3.2	Analyse der ERT-Fehlerparameter	37
5.3.3	Normal-Reziproke Datenanalyse	38
5.4	Datenprozessierung Seismik	40
5.5	Inversion geoelektrischer Daten	42
5.6	Inversion refraktionsseismischer Daten	45
6	Ergebnisse, Interpretation und Diskussion	47
6.1	Messgebiet Hoher Sonnblick	47
6.1.1	Zeitabhängige Gegenüberstellungen - ERT	47
6.1.2	Zeitabhängige Gegenüberstellungen - SRT	50
6.1.3	Gegenüberstellung ERT und SRT - Juni 2019	53
6.1.4	Gegenüberstellung ERT und SRT - Oktober 2019	55
6.1.5	Gegenüberstellung IP und SRT - Oktober 2019	57
6.1.6	Vergleich mit Bohrlochtemperaturdaten	58

6.2	Messgebiet Schilthorn	60
6.2.1	Gegenüberstellung ERT und SRT - Profil P1	60
6.2.2	P1 - Vergleich mit Bohrlochtemperaturdaten	62
6.2.3	Gegenüberstellung ERT und SRT - Profil P2	64
6.2.4	Gegenüberstellung IP und SRT - Profil P2	67
6.3	Eingrenzung der Wertebereiche	69
7	Schlussfolgerung und Ausblick	70
8	Literaturverzeichnis	72
9	Anhang	79

Kapitel 1

Einleitung

Der Rückgang vereister Permafroststrukturen in alpinen Regionen aufgrund des voranschreitenden Klimawandels bewirkt eine zunehmende Bodeninstabilität, wodurch mögliche Gefahren in Form von Felsstürzen oder Hangrutschungen vermehrt auftreten. Nicht zuletzt deshalb wird die Bedeutung von Messkampagnen, die zur Erforschung des Zustands bzw. Verhaltens von Grundeis dienen, sichtbar und deren Aussagen als zuverlässiges Fundament für eventuell notwendige Präventivmaßnahmen wahrgenommen. Die angewandte Geophysik ermöglicht mittels nicht invasiver Methoden eine qualitative Beurteilung vereister Strukturen. Insbesondere der spezifische elektrische Widerstand ρ als auch die seismische p-Wellengeschwindigkeit v_p reagieren sensitiv auf Veränderungen des Eisgehalts. Aus diesem Grund haben sich größtenteils die spezifische elektrische Widerstandstomographie (**E**lectrical **R**esistivity **T**omography - **ERT**) und die seismische Refraktionstomographie (**S**eismic **R**efraction **T**omography - **SRT**) als geeignete Verfahren zur Erkundung von Permafrostmilieus etabliert (Vonder Mühll, 1993; M. Imhof et al., 2000; Hauck & Kneisel, 2008; Zisser et al., 2010; Draebing & Krautblatter, 2012b; Schöner, Böhm & Auer (2012); Supper et al., 2014; Stiegler et al., 2014; Draebing, 2016; Duvillard et al., 2018; Wagner et al., 2019; Mollaret et al., 2020; etc.). Zudem sind Wiederholungen von Messungen möglich und verhelfen in der Folge zu einer zeitlichen Überwachung der Dynamik von Permafrostböden (Hilbich et al., 2008; Hilbich, 2010; Kneisel et al., 2014; Mewes et al., 2016; Mollaret et al., 2018). Rückschlüsse aus konventionell invertierten Daten anhand empirischer Vergleichswerte zu ziehen, ist eine beliebte Vorgehensweise, allerdings aufgrund der größtenteils unterschiedlichen Grundvoraussetzungen des Messgebiets betreffend Elevation, Exposition, Bodenbeschaffenheit, klimatischer Umgebung, Wassersättigung etc. bis hin zum lithologischen Aufbau des jeweils vorliegenden Gesteins schwierig. Alternativ werden instrumentierte Bohrlöcher verwendet, um die Interpretation der aufbereiteten, geophysikalischen Daten mittels Temperaturüberwachung zu unterstützen und zu erleichtern. Bohrlöcher sind nur beschränkt einsetzbar. Mollaret et al. (2018) präsentieren die Permafrostentwicklung an verschiedenen Standorten in den Zentralalpen mithilfe von Langzeitüberwachungen (Monitoring) des spezifischen elektrischen Widerstands (ERTM) und vergleichen diese mit bestehenden Zeitreihen von Bohrlochtemperaturen. Die Gegenüberstellung zeigt, dass die Erfassung von räumlich-zeitlichen Schwankungen der Bodenvereisung allein mit Temperaturüberwachungen im Bereich von 0 °C schwierig ist, da der Wechsel des Aggregatzustandes von Wasser zu Eis (und umgekehrt) hauptsächlich mit latenten Wärmeeffekten zusammenhängt und nicht mit der Abkühlung oder Erwärmung des Bodens per se. Mit Bohrlochtemperaturmessungen alleine kann nicht zwischen ungefrorenem und gefrorenem Wassergehalt unterscheiden werden, da auch bei negativen Temperaturen Wasser in flüssiger Form auftreten kann. Die spezifischen Widerstände unterscheiden sich hingegen je nach Eis- bzw. Wassergehalt um mehrere Größenordnungen und ermöglichen eine klare Beurteilung hinsichtlich Grundeisvorkommen. Hohe spezifische Widerstände alleine können aber auch fehlinterpretiert werden, da sowohl Eis als auch Luft wie ein elektrischer Isolator wirken. Permafrost könnte also mit ein und demselben geophysikalischen Verfahren fälschlicherweise als solcher definiert werden, sofern eine genaue Abschätzung der Vorortgegebenheiten und den oben genannten Parametern

sowie eventuelle Vergleichsstudien des entsprechenden Messgebiets fehlen.

Dichteanomalien aufgrund der variierenden Verteilung von Wasser, Eis und Luft sowie die unterschiedliche Zusammensetzung der interstitiellen Flüssigkeiten wirken sich stark auf seismische Wellengeschwindigkeiten aus. Die v_p in wassergesättigten Gesteinen nehmen mit abnehmender Temperatur zu, sie sind jedoch in trockenen Gesteinen temperaturunabhängig (Timur, 1968). Sind die v_p für das vorliegende Gestein bekannt und weichen die aus gemessenen Daten resultierenden Geschwindigkeiten davon ab, kann dies auf Verfestigungsunterschiede des Gesteins bzw. auf mögliches Grundeis hinweisen. Zudem existieren einige empirische Kennwerte für p-Wellengeschwindigkeiten vereister Bodenstrukturen in unterschiedlichen Regionen (z.B.: Blockgletscher, Geröllhalden, etc.). Draebing (2016) vergleicht die v_p diverser Publikationen der letzten Jahrzehnte, wobei sichtbar wird, dass die seismischen Eigenschaften verschiedener Geländearten durch zusätzliche Umweltfaktoren (Lithologie, Anisotropie und Porosität) beeinflusst werden. Dauerhaft gefrorene Böden treten in alpinen Regionen als Blockgletscher, vereiste Geröllhänge, Moränen sowie schuttbedeckte Hänge auf. In Blockgletschern und Moränen differenzieren sich die v_p derart, dass eine strenge Abgrenzung von Auftauschicht und Permafrost ermöglicht wird. Dies liegt am hohen Luftanteil der kohärenten Gesteinsporen in der Auftauschicht sowie einem hohen Eisvolumen der Permafrostschicht. Bei Geröllhalden (engl. *talus slopes*) verringert der hohe Luftanteil in der Permafrostschicht die v_p , was zu schwächeren Kontrasten der v_p zwischen Auftauschicht und Permafrost führt. In schuttbedeckten Hängen weisen die niedrigen v_p der Auftauschicht auf grobes Material mit hohen Porositäten hin (Draebing, 2016). Vereisungen treten hier im Wesentlichen im Grundgestein auf (Festgesteinspermafrost). Sowohl am Schilthorn (Hilbich, 2010) als auch am Hohen Sonnblick (Schöner, Boeckli et al., 2012) wird Festgesteinspermafrost erwartet. Laut Draebing (2016) werden an beiden Standorten signifikant höhere Geschwindigkeiten beobachtet. Dies hängt mit niedrigen Porositäten aufgrund der hohen Konsolidierung des Materials zusammen. Die Überlappung der v_p des Grundgesteins und des Permafrosts erschwert eine Differenzierung dieser beiden Schichten.

Die Quantifizierung des Grundeises ist entscheidend für das Verständnis von Permafrostsystemen (Mollaret et al., 2018). Um eine fundierte Aussage über mögliches Grundeisvorkommen treffen zu können, sind also zumindest zwei geophysikalische Methoden erforderlich, deren Ergebnisse eine gewisse Homogenität aufweisen und auch nicht von den gleichen Materialfaktoren beeinflusst werden. Ein maßgeblicher Indikator für die Existenz von Permafrost ist das parallele Auftreten von hohen v_p und hohen ρ .

Themenrelevante Publikationen zeigen alternative Auswertemethoden, die sich in erster Linie neuer Inversionsverfahren widmen (vgl. Hauck et al., 2011; Wagner et al., 2019; Mollaret et al., 2020). Dabei werden neben den geoelektrischen und seismischen Messdaten lithologische Eigenschaften sowie Porositätsschätzungen miteinbezogen und einer gemeinsamen Inversion übergeben. Dieser Ansatz führt zu quantitativ verbesserten Abschätzungen des Luft-, Wasser-, Eis- sowie Festgesteinsanteils.

Der Fokus dieser Arbeit liegt in der Erkundung potentieller Permafrostgebiete und der Lokalisierung von Grundeis durch die Auswertung und Interpretation von Messdaten der seismischen Refraktionstomographie sowie der spezifischen elektrischen Widerstandstomographie. Für die Analyse wird der Ansatz verfolgt, dass bei einem gemeinsamen Auftreten hoher spezifischer Widerstände sowie entsprechend hoher v_p die Existenz eines vereisten Untergrundes sehr wahrscheinlich ist. Zudem werden probeweise Daten aus Messungen der Induzierten Polarisation (Induced Polarization, IP) verwendet, da ρ und v_p von Eis und Gestein oft sehr ähnlich sind und typische kapazitive Eigenschaften an Grenzflächen zwischen Eis und Wasser eine Auslegung der Resultate fundieren können (vgl. Mudler et al., 2019). Die ERT- und IP-Daten wurden über zwei Elektrodenkonfigurationen (Dipol-Dipol, Multiple-Gradient) aufgenommen. Diese sollen im Hinblick auf deren Datenqualität und Brauchbarkeit für die Methodengegenüberstellungen

untersucht werden. Da eine quantitative Abschätzung des Untersuchungsgebietes in Bezug auf die vorhin genannten vier Phasen nicht Gegenstand dieser Arbeit ist, wird auf herkömmliche Inversionsmethoden zurückgegriffen und getrennt invertiert.

Die Felddaten wurden an zwei Standorten aufgenommen. Das erste Messgebiet befindet sich am *Hohen Sonnblick* (Salzburg, Österreich). Der Gipfelbereich war und ist stets ein beliebtes Ziel verschiedenster Permafrostmesskampagnen (vgl. Schöner, Boeckli et al., 2012; Maierhofer, 2018; Steiner et al., 2020). Das bereits existierende Wissen um die Bodenbeschaffenheit erleichtert die Interpretation von Messdaten wesentlich. Im Rahmen dieser Arbeit wurden Messungen im Oktober 2018 sowie Juni und Oktober 2019 an jeweils demselben Profil durchgeführt, womit zusätzlich eine Beobachtung der saisonalen und jährlichen Schwankungen der Auftauschicht ermöglicht wird. Demnach sollten die auftretenden Korrelationen zwischen den Messmethoden ebenfalls den jahreszeitabhängigen Schwankungen unterliegen und dieselben Strukturunterschiede aufweisen. Die Zeitpunkte der Messungen wurden so gewählt, dass die Maxima und Minima der Auftauschicht bestmöglich erfasst werden konnten.

Das zweite Messgebiet liegt an der nordöstlichen Seite des *Schilthorns* (Berner Alpen, Schweiz). Hierfür wurde anstatt des bereits intensiv erforschten Gipfel- bzw. Gratbereichs (Hilbich et al., 2008; Hilbich et al., 2011; Pellet et al., 2016; Mollaret et al., 2018; Mollaret et al., 2020; u.A.) das darunterliegende Gebiet in Richtung der Seilbahnstation *Birg* zur Datenerfassung herangezogen. Es soll gezeigt werden, dass wahrscheinliche Grundeisvorkommen in einem bislang unerforschten Gebiet lediglich über die Verwendung der etablierten Messmethoden möglich ist, in dem die Daten untereinander auf mögliche Korrelationen untersucht werden. Temperaturdaten aus nahegelegenen Bohrlöchern werden ebenfalls für die Interpretation herangezogen.

Kapitel 2

Permafrost

Für die Bewertung und Interpretation von geophysikalischen Messdaten aus Permafroststrukturen ist ein gewisses theoretisches Basiswissen der zu untersuchenden Bodenbeschaffenheit vorteilhaft. Da sich die Messdaten der vorliegenden Arbeit ausschließlich auf den alpinen Raum konzentrieren, werden im Folgenden lediglich die Charakteristika dieser Umgebung behandelt und arktische Besonderheiten nicht berücksichtigt.

Van Everdingen & IPA (2005) bezeichnet Permafrost als „*Synonym für beständig kryotischen Boden*“. Eis muss nicht zwangsläufig vorhanden sein, da je nach Gehalt an gelösten Feststoffen (Salinität, etc.) der Gefrierpunkt des Porenwassers unter 0°C abgesenkt werden kann (Gefrierpunktserniedrigung, engl. freezing point depression), wodurch auch die Bezeichnung *gefrorener Boden* als Begriffsalternative irreführend ist. Permafrost wird per Definition daher als „*Boden [...], welcher eine Temperatur von oder unterhalb 0°C über mindestens zwei aufeinanderfolgende Jahre beibehält*“ charakterisiert (Van Everdingen & IPA, 1998). Dies verdeutlicht, dass sich Permafrost lediglich auf Grundlage der Temperatur definiert und weder vom Material noch vom Wassergehalt oder Vereisungsgrad abhängig ist. Trotz der Schlichtheit dieser Definition ist das Gesamtsystem *Permafrost* in dessen Entstehung bzw. Veränderung sowie Aufbau durchaus komplex. Allgemein wird zwischen *kontinuierlichem* und *diskontinuierlichem* Permafrost unterschieden, was also einem flächenhaften bzw. einem sporadischen Permafrostauftreten innerhalb einer Region entspricht. Kontinuierliche Permafroststrukturen treten meist ab einer Höhe von 3000 m.ü.M. auf. Darunter überwiegt diskontinuierlicher und sporadischer Permafrost (Schrott et al., 2012). Dies ist sowohl von verschiedenen geografischen (Höhe/Lage, Exposition, Hangneigung), atmosphärischen (Lufttemperatur, Sonneneinstrahlung) wie auch vegetativen und geologischen Parametern (Lithologie) abhängig. Auf Basis dieser Einflussfaktoren wurden Modelle entwickelt, welche Rückschlüsse auf die Wahrscheinlichkeit einer Permafrostexistenz ziehen lassen und der Öffentlichkeit in Form von Permafrosthinweiskarten zur Verfügung stehen. Die Auslegung der Messprofile am Schilthorn geschah nicht zuletzt aufgrund der enthaltenen Informationen der in Abb. 5.2 hinterlegten Permafrosthinweiskarte.

In den meisten Fällen wird Permafrost von einer verhältnismäßig dünnen Schicht überlagert, die im Allgemeinen als Auftauschicht bzw. aktive Schicht bezeichnet wird (Van Everdingen & IPA, 2005). Sie wird von den jahreszeitlichen Temperaturschwankungen am meisten beeinflusst und unterliegt jährlichen Tau- und Gefrierperioden. Bei Anstieg der Temperaturen im Sommer sickert das anfallende Schmelzwasser über Hohlräume in der Bodenmatrix zur Permafrosttafel und verursacht durch konvektive Wärmeströme einen Anstieg der Temperaturen im Boden (Wagner et al., 2019) und somit auch eine Veränderung der Mächtigkeit. Die Dicke der Auftauschicht hängt primär von der lokalen, atmosphärischen Lufttemperatur ab, aber auch von der Vegetation, Entwässerung, Boden- oder Gesteinsart sowie deren Elevation und Gesamtwassersättigung. Die Dicke und Dichte der Winterschneedecke hat einen ebenso großen Einfluss: Einerseits hindert ein früher Wintereinbruch die Abgabe der Bodenwärme, was zu einer verzögerten Vereisung führt. Andererseits wirkt sie aufgrund der geringen spezifischen Wärmekapazität als eine Art Isolator vor Sonneneinstrahlung und provoziert somit eine Verzögerung des Auftauprozesses. Am

Hohen Sonnblick werden zum Teil Schneedicken bis zu 5 m erreicht. Dies hat zur Folge, dass die Schneedecke erst im Hochsommer zur Gänze abtaut und eine direkte Sonneneinstrahlung nur zwischen Juli/August bis (je nach Kälteeinbruch) Anfang oder Ende Oktober möglich ist. Die kurze, aber intensive Erwärmung des Bodens verursacht ein Abtauen bis auf 1 - 2 m Tiefe (Schöner, Boeckli et al., 2012). Ab einer gewissen Tiefe, welche über die jährliche Nullamplitude (engl.: *zero annual amplitude*, ZAA) markiert wird, herrschen ganzjährig konstante Temperaturen (J. Nötzli, 2005, s. Abb. 2.1). Den Übergang zum eigentlichen Permafrostkörper bildet die Permafrosttafel. Besonders für geophysikalische Messungen ist dieser Übergang von Bedeutung, da bei einer vorliegenden Vereisung wesentliche Parameteränderungen geschehen und auch gemessen werden können. Als Permafrostbasis wird die untere Grenzfläche des Permafrosts bezeichnet (Van Everdingen & IPA, 2005).

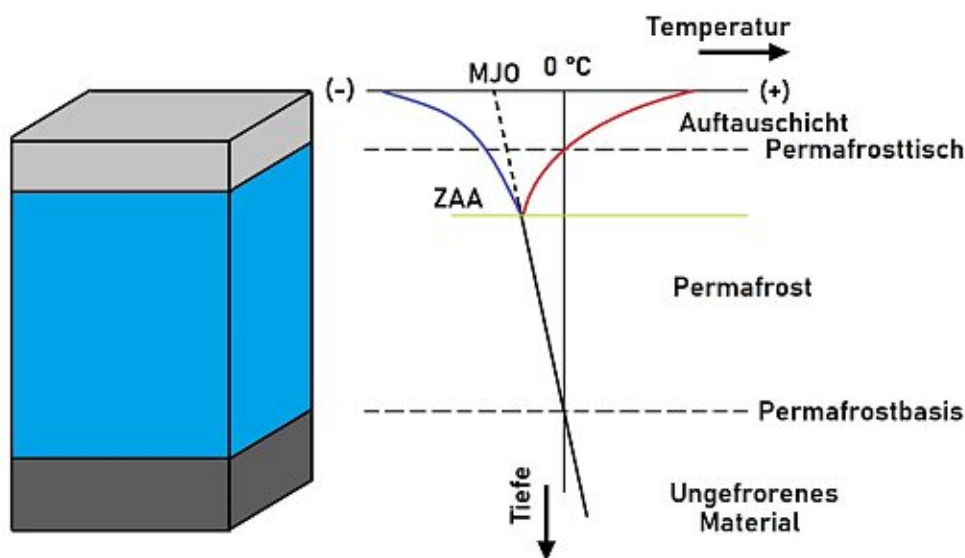


Abb. 2.1: Temperaturverlauf und schematische Begriffsdefinitionen; MJO bezeichnet die mittlere jährliche Oberflächentemperatur; modifiziert nach J. Nötzli (2005)

Eine Erwärmung der Atmosphäre, forciert durch die Auswirkungen des Klimawandels, bewirkt eine Expansion der Auftauschicht bzw. ein Absinken der Permafrosttafel (Permafrostdegradation; Keller, 1993). Dies ist besonders in Bergregionen folgeschwer, da die Bodenstabilität nahe der Oberfläche verlorengeht. Auch in tieferen Lagen wirkt sich ein Temperaturanstieg auf Permafrost aus. So beginnt sich der Gleichgewichtszustand des Temperaturprofils innerhalb des Permafrostkörpers zu ändern, was eine Wärmeflussreduktion bewirkt und ein Abschmelzen der Permafrostbasis verursacht. Diese Veränderungen können allerdings Jahre bis Jahrzehnte dauern (Haeberli, 1996). Die Mächtigkeit der Auftauschicht unterliegt hingegen saisonalen Schwankungen, wobei das Minimum und Maximum am Beginn der Schmelzperiode im Frühling bzw. der Gefrierperiode im Herbst erreicht wird.

Typische Permafrostlandformen in alpinen Regionen sind Festgesteinspermafrost, Blockgletscher, Geröllhalden, Schutthänge und Eiskernmoränen. Für die Messgebiete dieser Arbeit ist vor allem Festgesteinspermafrost relevant. Abhängig vom Grad der Wassersättigung, der Bodentemperatur sowie Konsolidierung und Druck enthält das Grundgestein unterschiedliche Mengen an Eis, flüssigem Wasser und Luft. Im zerklüfteten Material konnten Vereisungen besonders in Rissen und Brüchen des Gesteins beobachtet werden (Gruber & Haeberli, 2007). Im kompakten Gestein können Vereisungen in den vorhandenen Porenräumen bzw. Mikrorissen auftreten. Der Anteil

gefrorenen Wassers hängt dabei von der Form und der Durchmesser- und Verteilung des Porenraumes sowie dem Gehalt an gelösten Stoffen im Porenwasser ab (Gruber & Haeberli, 2007). Die nachfolgenden Tabellen 2.1 und 2.2 geben typische Wertebereiche für spezifische Widerstände bzw. p-Wellengeschwindigkeiten für vereiste Permafrostgebiete in Bezug auf die Auftauschicht, den Permafrostkörper und das vorliegende Grundgestein wieder.

Tab. 2.1: Bereiche spezifischer Widerstände für verschiedener Milieus; PF = Permafrost, UL = Unfrozen Layer, FG = Festgestein;

Region	Milieu	PF [$k\Omega m$]	UL [$k\Omega m$]	Datenquelle
Fairbanks (USA)	Talboden	0.5 - 100	0.1 - 2	Hoekstra et al. (1975)
Murtel (CH)	Blockgletscher	10 - 30	0.2 - 2	Hauck & Kneisel (2008)
Muragl (CH)	Blockgletscher	10 - 20	0.1 - 1	
Gandegg (CH)	Eiskernmoräne	100 - 200	10 - 20	
Val Bever (CH)	Schutthang	50 - 150	10 - 40	
Jotunheimen (NOR)	Gefr. FG	10 - 20	1 - 3	
Schilthorn (CH)	Gefr. FG	3 - 5	0.5 - 2	
Schilthorn (CH)	Gefr. FG	2 - 5	1 - 2	Vonder Mühl et al. (2000)
Toteisboden (AUT)	Geröllhang	70 - 150	3 - 6	Stiegler et al. (2014)
Magnetköpfl (AUT)	Gefr. FG	50 - 1500	n.a.	Supper et al. (2014)
Mölltaler Gletscher (AUT)	Blockgletscher	bis 200	n.a.	

Tab. 2.2: Zusammenstellung der p-Wellengeschwindigkeiten verschiedener Milieus; AS = Aktive Schicht, PF = Permafrost, FG = Festgestein;

Region	Milieu	AS [kms^{-1}]	PF [kms^{-1}]	GG [kms^{-1}]	Datenquelle
Jotunheimen (NOR)	Schutthang	0.35 - 1.7	3 - 4.5	5 - 7	King (1984) ¹
Schafberg (CH)	Schutthang	0.4 - 1.22	2.9 - 4.5	-	Vonder Mühl (1993) ¹
Zugspitze (GER)	Gefr. FG	0.5 - 2	2 - 4	-	Rödler (2014)
Schilthorn (CH)	Gefr. FG	0.45 - 1.5	1.5 - 3	3 - 3.5	Vonder Mühl et al. (2000)
Schilthorn (CH)	Gefr. FG	0.5 - 3.5	3.5 - 5	-	Hilbich (2010) ¹
Sonnblick (AUT)	Gefr. FG	1.8 - 2.5	2.5 - 5	> 5	Hausmann et al. (2011)
Sonnblick (AUT)	Gefr. FG	1.1 - 2	2 - 5.6	-	Schöner, Boeckli et al. (2012) ¹
Reichenkar (AUT)	Blockgletscher	0.95 - 2	3.14 - 3.53	4.1	Hausmann et al. (2007)
Bliggspitze (AUT)	Gefr. FG	-	5.27	-	Draebing & Krautblatter (2012b)
Kitzsteinhorn (AUT)	Gefr. FG	-	5.79	-	

¹Die Daten wurden aus Draebing (2016) inklusive der darin verwiesenen Datenquellen übernommen;

Kapitel 3

Messgebiete

3.1 Hoher Sonnblick

Der Hohe Sonnblick ist ein 3.106 mü.A. (vgl. ÖK50) hohes Gipfelmassiv inmitten der Goldberggruppe und liegt am südlichen Ende des Salzburger Hüttwinkeltals, unmittelbar an der Grenze zu Kärnten. Geologisch gesehen befindet sich der Hohe Sonnblick innerhalb des Tauernfensters. Der Gipfelbereich wird durch Orthogneis dominiert (Exner & Prey, 1964; Geol. Bundesanstalt) und ist teilweise stark zerklüftet, weswegen das Grundgestein im eher flachen Südteil des Gipfels von kleinen bis großen Gesteinsfragmenten überdeckt wird. Zu Forschungszwecken befinden sich südlich des Sonnblick-Observatoriums drei jeweils 20 m tiefe Bohrlöcher, welche in regelmäßigen Abständen zueinander angeordnet und mit Temperatursensoren sowie Geophonen zur passiven Messung seismischer Wellen ausgestattet sind. Das oberste Bohrloch befindet sich in unmittelbarer Nähe zum Observatorium, das unterste unweit des permanenten Altschneefeldes. Schöner, Boeckli et al. (2012) vergleichen die Temperaturdaten der Bohrlöcher mit GPR- und SRT-Messungen und legen die Mächtigkeit der Schuttsschicht im Bereich der Bohrlöcher auf bis zu 2.5 m bei einer gleichzeitigen Dicke der Auftauschicht von 1 - 1.5 m fest. Zudem wird gezeigt, dass sich der Übergang von zerklüftetem zu kompaktem Grundgestein in einer Tiefe von ca. 8 - 10 m befindet. Ein 2D-Geschwindigkeitsmodell zeigt, dass die refraktionsseismischen Daten und die gemessenen Temperaturen diesbezüglich ebenfalls korrelieren. Ähnliche Ergebnisse zeigen sich auch Maierhofer (2018), Schöner, Boeckli et al. (2012), Riedl et al. (2014).



Abb. 3.1: Das Bohrlochprofil am Hohen Sonnblick im August 2016; Im Vordergrund ist das Altschneefeld erkennbar

3.2 Schilthorn

Das Schilthorn ist ein Bergmassiv in den Berner Voralpen (CH) und mit 2.970 m ü. M. gleichzeitig die höchste Erhebung desselben. Es befindet sich „am Übergang zwischen Berner Voralpen im Norden und der Hauptkette der Berner Alpen im Südosten“ (Hilbich et al., 2008, S.4) zwischen dem oberen Kiental und dem Lauterbrunnental. Lithologisch betrachtet besteht das Gebiet aus metamorphen Sedimentgesteinen, das von stark verwittertem, dunklem Kalksteinschiefer und glimmerhaltigen Tongesteinen (Glockhaus-Formation) bestimmt wird (M. Imhof et al., 2000). Dieses Gestein weist p-Wellengeschwindigkeiten von $\approx 2.7 - 4.8 \text{ kms}^{-1}$ auf (Knödel et al., 1997). Aufgrund der starken Oberflächenerosion wird das Grundgestein mit grob- und feinkörnigen sowie sandigen Partikeln bedeckt, wobei diese Schicht eine Mächtigkeit von bis zu 5 m erreichen kann (Hilbich, 2010 - mit Verweis auf M. Imhof et al., 2000; Vonder Mühl, Noetzi et al., 2007). Dieses Messgebiet wird primär durch Festgesteinspermafrost dominiert (vgl. Hilbich, 2010). Hinweise auf die Existenz von Permafrost ergaben sich bereits beim Bau der Bergstation am Schilthorn in den 1960er Jahren (M. Imhof et al., 2000). Infolgedessen wurde dieses Gebiet für verschiedene Projekte eingehend genutzt (e.g. Vonder Mühl et al., 2000; Hauck, 2001; Hauck, 2002; Vonder Mühl, Nötzli et al., 2007; Hilbich et al., 2008; Hilbich et al., 2011; Pellet et al., 2016; Mollaret et al., 2018; Mollaret et al., 2020; u.A.). Um Veränderungen der Untergrundtemperatur zu beobachten, wurden zwei vertikale Bohrlöcher und ein geneigtes Bohrloch mit unterschiedlichen Tiefen an der Nordseite des Schilthorns installiert (Harris et al., 2003). Trotz einer maximalen Bohrlochtiefe von 100 m konnte die Permafrostbasis nicht erreicht werden. Der Eisgehalt des Permafrosts in dieser Zone ist verhältnismäßig gering, der Temperaturbereich liegt nahe 0°C und ist damit vergleichsweise warm. Die maximale Dicke der Auftauschicht liegt am Schilthorn im Mittel bei zirka 5 m (Hilbich, 2010), erreichte allerdings im Sommer des Jahres 2003 ein Maximum von 9 m (Vonder Mühl, Noetzi et al., 2007). Durch Langzeitbeobachtungen (Temperatur, ERT, Seismik) zeigt sich zudem ein auffälliger Abbau der Permafrosttafel bzw. ein Anstieg der maximalen Auftauschichtdicke (Hilbich et al., 2008). Abbildung 3.2 zeigt einen Teil des Messgebiets am Schilthorn.



Abb. 3.2: Der Nordosthang des Schilthorns: Der rechte Ausläufer des Schneefeldes verhinderte einen direkten Bodenkontakt dreier Elektroden im ersten Geoelektrikprofil (P1); Die Seismik wurde so ausgelegt, dass das letzte Geophon oberhalb des Schneefeldes installiert werden konnte

Kapitel 4

Methoden

4.1 Allgemein

Für die Permafrostforschung haben sich in den vergangenen Jahren neben elektromagnetischen Induktionsmethoden im Frequenz- bzw. Zeitbereich (Hauck et al., 2001) und dem Bodenradar (Hauck & Vonder Mühl, 2007; Maierhofer, 2018; Campbell et al., 2017; etc.) vor allem die Seismische Refraktionstomographie und die Spezifische Elektrische Widerstandstomographie (Hauck & Kneisel, 2008; Kneisel et al., 2008) etabliert. SRT und ERT wurden häufig eingesetzt, um Gebiete mit ständig gefrorenem Boden zu charakterisieren und massives Eis zu lokalisieren (Kneisel et al., 2008). Die Methode der Induzierten Polarisation wurde hingegen bisher eher selten verwendet (Duvillard et al., 2018; Krautblatter et al., 2009).

Die Messgrößen der SRT, der ERT sowie der IP hängen von den unterirdischen Materialeigenschaften ab. Änderungen der Materialeigenschaften treten bei einem Phasenwechsel des Porenwassers von nicht gefrorenem in gefrorenem Zustand auf (SRT und ERT: Hauck, 2001; Draebing & Krautblatter, 2012a; Kneisel et al., 2008; IP: Duvillard et al. (2018)). Dieser Phasenwechsel ist abhängig von der Porengröße, der Porenwasserchemie, der Untergrundtemperatur, dem Wassergehalt und dem Materialdruck (Scott et al., 1990). Ein Wechsel von elektrisch leitendem Wasser zu elektrisch nicht leitendem Eis lässt den spezifischen Widerstand des Materials steigen (Kneisel et al., 2008). Hohe spezifische Widerstände können somit unter anderem auf eine mögliche Vereisung des Untergrundes hinweisen. Die Größenordnung der spezifischen Widerstände liegt in Bergpermafrostzonen im Allgemeinen bei mehreren $k\Omega m$ (s. Tab. 2.1). Wie beim spezifischen Widerstand ist die Zunahme der seismischen Wellengeschwindigkeiten eng mit der Zunahme von gefrorenem Wasser verbunden. Allerdings wird seismische Wellenenergie hauptsächlich durch die feste Gesteinsmatrix übertragen. Ist das Porenvolumen weitgehend mit Eis gefüllt, führen weitere Abnahmen des bereits geringen flüssigen Wassergehalts zu einer vernachlässigbaren Geschwindigkeitsänderung (Kneisel et al., 2008 - m.V.a. Pearson et al., 1983). Damit beschränken sich die p-Wellengeschwindigkeiten auf Werte zwischen ca. 2000 - 4000 ms^{-1} (s. Tab. 2.2), was niedriger ist als die p-Wellengeschwindigkeiten der meisten Gesteinsmaterialien (Draebing, 2016; Hauck et al., 2003).

Der folgende Abschnitt erklärt die verwendeten geophysikalischen Methoden, meist in Bezug auf die vorliegende Thematik. Für eine allgemeine, detaillierte Beschreibung der jeweiligen Methode wird an dieser Stelle auf die zahlreich vorhandene Literatur verwiesen.

4.2 Spezifische Elektrische Widerstandstomographie (ERT)

4.2.1 Grundprinzip

Die elektrische Leitfähigkeit bzw. der spezifische elektrische Widerstand des Untergrundes stellt den wichtigsten Parameter dieser Methode dar. Enthält der Untergrund frei bewegliche, geladene Teilchen (Ionen, Elektronen), ist ein Stoff prinzipiell leitfähig (Knödel et al., 1997). Folgende drei Mechanismen bestimmen die Leitfähigkeit eines Stoffes:

- **Elektrolytische Leitfähigkeit:**
Als Elektrolyte werden Stoffe bezeichnet, in denen sich Ionen frei bewegen können. Eine größere Anzahl an freien Ionen bewirkt, dass größere Ladungsmengen übertragen werden können, da ein einzelnes Ion nur eine bestimmte Ladung transportieren kann. Sind die vorliegenden Gesteinsporen miteinander verbunden und durch wässrige Lösungen jedenfalls teilgesättigt, so wird die Leitfähigkeit im Untergrund vorrangig von der Leitfähigkeit des Elektrolyts sowie der Größe des effektiven Porenraums bestimmt. Einen Zusammenhang zwischen der Leitfähigkeit σ_0 und den Gesteinseigenschaften liefert die Gleichung nach Archie (1942):

$$\sigma_0 = \frac{\phi^m}{a} \cdot \sigma_w \cdot S^n \quad (4.1)$$

- mit σ_0 = elektrische Leitfähigkeit des Gesteins,
 σ_w = elektrolytische Leitfähigkeit des Porenwassers,
 ϕ = effektive Porosität,
 m = Zementationsexponent,
 a = Proportionalitätsfaktor,
 n = Sättigungsexponent

Der Zementationsexponent ändert sich je nach Verbindung der Poren. Je größer der Wert, desto mehr ist das Sediment verfestigt. Der Proportionalitätsfaktor und der Zementationsexponent sind empirische Konstanten. Die effektive Porosität quantifiziert das Volumen jener Gesteinsporen, die untereinander in Verbindung stehen und somit vom Elektrolyt durchflossen werden können. Die Wassersättigungszahl beschreibt, wie stark die Poren des Bodens mit Wasser gefüllt sind, abhängig vom Wassergehalt, der Korndichte, der Porenzahl und der Dichte des Wassers. Der Sättigungsexponenten hängt von der Verteilung der Flüssigkeit in den Porenräumen ab (Schön, 1983).

- **Metallische Matrixleitfähigkeit (Elektronenleiter):**
Elektronen weisen eine geringere Größe als Ionen auf. Bedingt durch diesen Größenunterschied können sich freie Elektronen schneller bewegen und haben dadurch eine höhere Leitfähigkeit. Dieser Leitfähigkeitsmechanismus ist primär bei vererzten Gesteinen relevant. Sind keine metallischen Mineralien vorhanden, spielt die Matrixleitfähigkeit jedoch eine untergeordnete Rolle (Knödel et al., 2005).
- **Grenzflächenleitfähigkeit (Oberflächenleitfähigkeit):**
Die Gleichung nach Archie (1942) gilt nur für Mineralien mit geringer Oberflächenla-

dung. Deshalb muss dieses Modell erweitert werden, um die Porenraumstruktur und den Ionengehalt des Porenfluids sowie die Bildung elektrischer Doppelschichten an der Gesteinsoberfläche zu berücksichtigen (Knödel et al., 2005). Oberflächenladungen ziehen Kationen aus dem Elektrolyt an. Dadurch bildet sich an der Mineral-Elektrolyt-Grenzfläche eine elektrische Doppelschicht (EDL; s. Kap. 4.3.2). Die in dieser Schicht gebundenen Kationen sind entlang der Kornoberfläche beweglich. Im Gegensatz zum Elektrolyt ist die Kationenkonzentration in diesem Bereich höher, was zu einer höheren elektrischen Leitfähigkeit führt. Nach Duvillard et al. (2018) kann an der Grenze zwischen flüssigem Porenfluid und Eiskorn eine elektrische Doppelschicht entstehen, welche die Kationen des Elektrolyts an der Kornoberfläche schwach adsorbiert. Wird mit Wechselstrom gemessen, zeigt die Oberflächenleitfähigkeit ein komplexes, frequenzabhängiges Verhalten (s. Kap. 4.3).

In der Natur treten die elektrolytische Leitfähigkeit, die Matrixleitfähigkeit und die Oberflächenleitfähigkeit zumeist gemeinsam auf. Allerdings kann im Bergpermafrost die Oberflächenleitfähigkeit die dominierende Rolle spielen, da in den trockenen Bodenmaterialien durch einen geringen Salzgehalt des Porenfluids nur wenig Ionen vorhanden sind. Die elektrolytische Leitfähigkeit kann somit vernachlässigt werden (Mollaret et al., 2020). Die Mobilität der Ionen ist zudem temperaturabhängig, mit sinkender Temperatur nimmt deren Beweglichkeit ab (Rommel, 1980).

Für geoelektrische Messungen dienen als Signalquelle zwei Elektroden (A , B), über die elektrischer Strom mit der Stromstärke $\pm I$ in den Untergrund geleitet wird, wodurch ein räumliches Potentialfeld erzeugt wird. Über zwei Potentialelektroden (M , N), auch als Empfangsdipol bezeichnet, wird die elektrische Potentialdifferenz gemessen. Die Konstellation zweier Dipole wird als Vierpunktanordnung (Quadrupol) bezeichnet. Ist der Untergrund homogenen und isotrop, breitet sich der elektrische Strom gleichmäßig von der Stromquelle aus (s. Abb. 4.1).

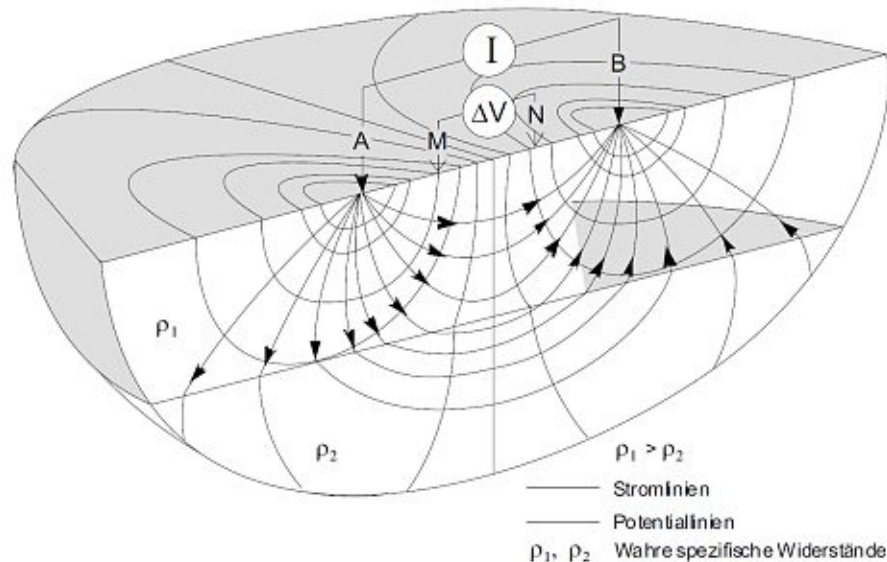


Abb. 4.1: Schematische Darstellung der Vierpunktanordnung (Knödel et al., 1997)

Da der Wert des eingespeisten elektrischen Stroms und der gemessenen Potentialdifferenz bekannt ist, kann über das *Ohm'sche Gesetz*, multipliziert mit dem jeweiligen *geometrischen Faktor* k , der *scheinbare spezifische Widerstand* ρ_a berechnet werden:

$$\rho_a = R \cdot k = \frac{\Delta U}{I} \cdot k, \quad (4.2)$$

mit ΔU = Potentialdifferenz,
 R = elektrischer Widerstand,
 I = elektrische Stromstärke,
 k = geometrischer Faktor (Konfigurationsfaktor).

In einem Quadrupol setzt sich ΔU aus der Überlagerung der Einzelpotentiale nach dem Superpositionsprinzip zusammen (Knödel et al., 2005). Für k gilt allgemein

$$k = \frac{1}{2\pi} \left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} - \frac{1}{\overline{AN}} + \frac{1}{\overline{NB}} \right). \quad (4.3)$$

Die Bezeichnungen \overline{AM} , etc. beschreiben die Abstände zwischen einer punktförmigen Stromquelle und einem Punkt, an dem ein Potential erzeugt wird (Knödel et al., 2005). Werden die Elektroden an der Erdoberfläche befestigt, so resultiert der Faktor $(\frac{1}{2\pi})$ aus der Annahme, dass die Ausbreitungsfläche einer halben Kugeloberfläche entspricht. Abhängig von der Reihung der Strom- und Spannungselektroden ergeben sich unterschiedliche Konfigurationen, die, je nach Anwendungsfall, mehr oder weniger gut geeignet sind. Für diese Arbeit wurden ausschließlich die Dipol-Dipol- und die Multiple-Gradient-Anordnung verwendet (siehe Abb. 4.2). Trotz eines vergleichsweise schlechten Signalrauschverhältnisses etabliert sich lt. Knödel et al. (2005) die Dipol-Dipol-Anordnung vor allem durch die relativ gute laterale Auflösung bei einer gleichzeitig guten Erkennbarkeit vertikaler Anomalien. Außerdem bietet diese Konfiguration die Möglichkeit, Strom- und Potentialelektroden zu vertauschen und eine reziproke Messung durchzuführen. Die Multiple-Gradient-Konfiguration verzeichnet eine ebenfalls gute laterale Auflösung sowie im Vergleich zu Dipol-Dipol eine geringere Empfindlichkeit gegenüber Störquellen. Beide Konfigurationen sind für eine Mehrkanaldatenerfassung geeignet, wodurch die Geschwindigkeit der Datenerfassung vor Ort erheblich erhöht werden kann (Dahlin & Zhou, 2006).

Für die Aufnahme der Daten wurde mit verschiedenen Dipollängen (skips) gearbeitet. Als Dipol wird das Strom- bzw. das Potentialelektrodenpaar bezeichnet. Die Dipollänge ist der Abstand zwischen zwei Strom- oder zwischen zwei Spannungselektroden. Eine Erhöhung der Dipollänge bewirkt eine Anregung tieferer Bereiche. Durch Messungen mit unterschiedlichen Dipollängen wird die Datendichte erhöht.

Der allgemeine Ansatz für den geometrischen Faktor kann für die verschiedene Konfigurationen individuell angepasst werden. Für die Dipol-Dipol-Anordnung (4.4) und die Multiple-Gradient-Anordnung (4.5) gilt somit

$$k = \pi n(n+1)(n+2)a \quad (4.4)$$

$$k = 2\pi n(n+1)a \quad (4.5)$$

mit a = Anzahl der übersprungenen Elektroden (skips).

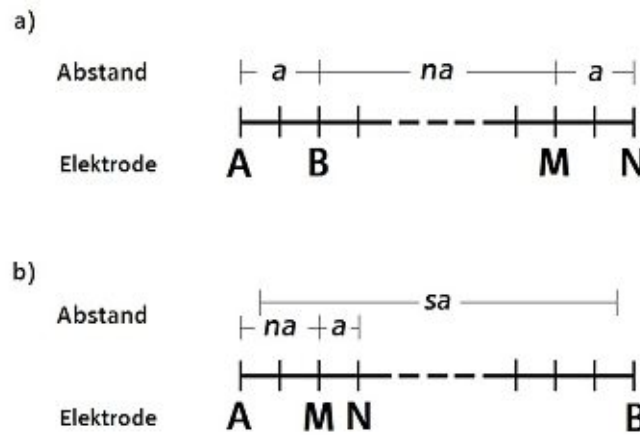


Abb. 4.2: a) Dipol-Dipol ($a = 1$), b) Multiple-Gradient ($a = 0$)

Bei der Dipol-Dipol-Konfiguration bestehen zwischen den beiden Elektrodenpaaren $A + B$ und $M + N$ die gleichen Abstände, in obiger Gleichung als a bezeichnet. Der Abstand zwischen den beiden Elektrodenpaaren ist ein ganzzahliges Vielfaches von a . Für beide Konfigurationen gilt, dass die Tiefe der Messung je nach Abstand zwischen Strom- und Potentialdipol variiert und größere skips das Signal-Rausch-Verhältnis erhöhen (Telford et al., 1990; Bender, 1985). Messungen werden meist mit einer größeren Anzahl an Elektroden und einer äquidistanten Anordnung zueinander ausgelegt, was als Multielektrodenanordnung bezeichnet wird. Die Messung per se ändert sich nicht und erfolgt wiederum ident der Vierpunktanordnung. Die Abstände zueinander sowie die Wahl der Konfiguration ergeben sich aus der geforderten Erkundungstiefe, der horizontalen/vertikalen Auflösung und den Leistungsparametern der Apparatur (Knödel et al., 2005). Mit der Verwendung einer Multielektrodenanordnung sind Messungen mit verschiedenen Dipolabständen möglich. Die daraus resultierende zweidimensionale Verteilung der scheinbaren spezifischen Widerstände wird in Diagrammen dargestellt, die als Pseudosektionen bezeichnet werden.

4.2.2 Pseudosektionen

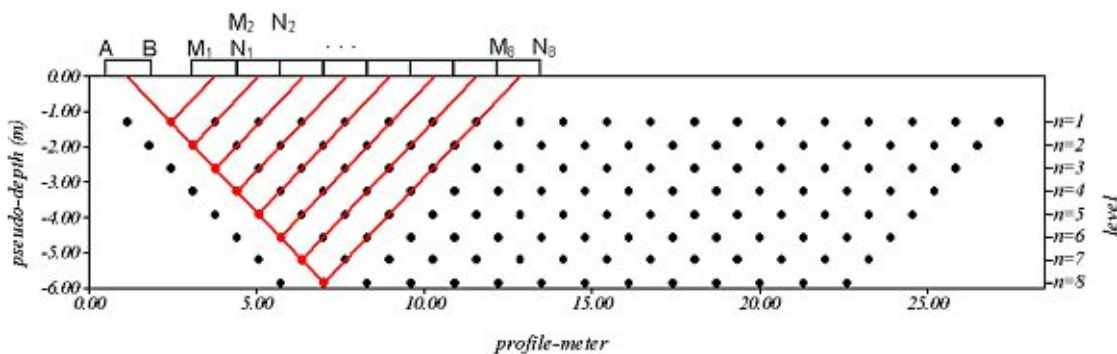


Abb. 4.3: Aufbau einer Pseudosektion einer Dipol-Dipol-Anordnung; Everett (2013)

Pseudosektionen vermitteln einen ersten Eindruck über die Lage und räumliche Verteilung des scheinbaren spezifischen Widerstandes (Knödel et al., 1997). Abbildung 4.3 zeigt eine schematische

Darstellung einer Pseudosektion für eine Dipol-Dipol-Konfiguration. Die jeweilige Pseudoposition des scheinbaren spez. Widerstandes entspricht dem Schnittpunkt zweier entgegengesetzter, 45°-geneigter Linien, welche vom Mittelpunkt des jeweils zugehörigen Dipols ausgehen. Die Pseudotiefe des entsprechenden Wertes steigt mit Zunahme der Distanz zwischen den Dipolzentren. Jeder ermittelte Wert erhält somit eine spezifische Lage. Die Abszissenachse markiert die Profilmeter, die Ordinatenachse die Pseudotiefe (Knödel et al., 2005). Generell geben Pseudosektionen einen ersten Überblick über die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund und gelten zudem als Präventivkontrolle, um mögliche Ausreißer und systematische Fehler (kaputtes Kabel, schlechter Elektrodenanschluss) zu erkennen.

4.2.3 Fractional Error

Der *Fractional Error* ist eine normalverteilte, dimensionslose Größe und ist neben der Pseudosektion eine weitere Möglichkeit, Ausreißer zu erkennen. Er setzt sich aus dem Verhältnis zwischen Differenz und Mittelwert eines normal und reziprok gemessenen Datenpaares zusammen:

$$\epsilon_{frac} = \frac{R_n - R_r}{\frac{R_n + R_r}{2}} \quad (4.6)$$

mit R_n = Widerstand der Vorwärtsmessung,
 R_r = Widerstand der reziproken Messung.

4.3 Induzierte Polarisation (IP)

4.3.1 Grundprinzip

Parallel zu den resistiven Eigenschaften weisen Untergrundmaterialien elektrische kapazitive Eigenschaften auf, deren Entstehung auf Polarisierungseffekte an der Grenzschicht zwischen Elektrolyt und Mineral- bzw. Eiskorn zurückgeht. Der Messaufbau und die Konfigurationen entsprechen wiederum einer Vierpunktanordnung und sind somit ident zur Widerstandsgeoelektrik. IP-Messungen können im Frequenzbereich (FDIP) oder im Zeitbereich (TDIP) durchgeführt werden (Knödel et al., 2005). Da für diese Arbeit lediglich Messungen im Frequenzbereich gemacht wurden, wird nachfolgend auf die Besonderheiten der Messungen im Zeitbereich nicht weiter eingegangen.

4.3.2 Die elektrische Doppelschicht

Generell gilt, dass durch das Anlegen eines elektrischen Feldes an einem polarisierbaren Untergrund freie Ladungen transportiert werden. Freie Ladungsträger sind üblicherweise Ionen, bei metallischen Mineralien aber auch Elektronen. Ionen bewegen sich je nach Ladung in oder entgegengesetzt der Richtung des externen elektrischen Feldes (Kemna et al., 2012). Die Strömung der Ionen wird durch ein Elektrolyt ermöglicht, der sich innerhalb der Porenebene befindet. Die in diesem Elektrolyt gelösten Salze liefern die Kationen und Anionen, die den Ladungstransport übernehmen (Knödel et al., 2005; Kemna et al., 2012). Durch elektrochemische Interaktionen zwischen den Ionen aus dem Elektrolyt und den Oberflächenladungen des Minerals entsteht eine

spezifische Ladungsverteilungen, die als *elektrischen Doppelschicht* bezeichnet wird (s. Abb. 4.4). Namensgeber hierfür sind zwei markante Schichten:

- 1) Eine feste Schicht (Stern-Schicht, engl.: Stern-Layer), die sich unmittelbar an der Grenzfläche zwischen Elektrolyt und Mineral- / Eiskorn bildet und an deren Phasengrenze zwei unterschiedlich polarisierte Ladungsträger gegenüberstehen (Knödel et al., 2005; Duvillard et al., 2018). Im Regelfall bindet die negative Oberflächenladung des Minerals die Kationen aus dem Elektrolyt (Knödel et al., 2005).
- 2) Eine daran anschließende diffuse Schicht (Guoy-Chapman-Schicht), in der mit zunehmendem Abstand das Potential exponentiell abnimmt, bedingt durch die ebenfalls abnehmende Ladungsträgerdichte (Knödel et al., 2005).

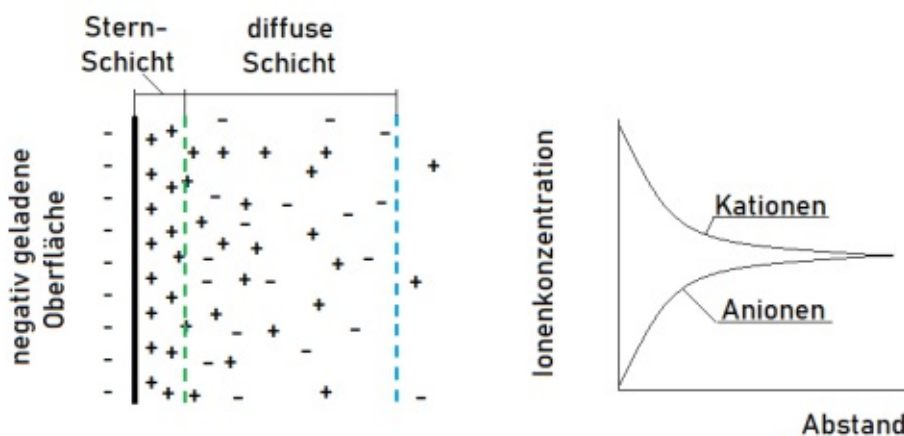


Abb. 4.4: Schematische Darstellung der elektrischen Doppelschicht nach Stern (1924); links: klar getrennte Stern- und diffuse Schicht - außerhalb der beiden Schichten befinden sich die ionischen Ladungsträger im Gleichgewicht; rechts: Die Abnahme der Ladungsträgerkonzentration mit dem Abstand zur Mineraloberfläche;

Engstellen in den Porenräumen, an denen sich eine elektrische Doppelschicht ausbildet, wirken als Barriere für freie Ladungsträger (Zisser et al., 2010). Dies führt zu einer Akkumulation von Ionen. Sobald die Einspeisung des elektrischen Stroms unterbrochen wird, lösen sich die Ladungsanhäufungen auf und die einzelnen Ladungsträger bewegen sich in ihren Ausgangszustand (Äquilibrium) zurück. Die Geophysik macht sich diesen Effekt zu Nutze: Durch Einspeisung eines niederfrequenten Wechselstroms (≤ 10 kHz) werden die freien Ladungsträger permanent bewegt. Aufgrund der Polarisationsmechanismen entsteht eine Phasenverschiebung zwischen eingespeistem elektrischen Strom und der resultierenden Spannung. Die Phase der Spannung bleibt hinter der Phase des Stroms zurück, wodurch die Differenz permanent negativ sein sollte (Knödel et al., 2005; Zisser et al., 2010; Everett, 2013).

Das erhaltene Signal aus IP-Messungen ist die elektrische Impedanz. Diese ist eine frequenzabhängige komplexe Größe:

$$R^* = R_0 e^{i\varphi}, \varphi < 0 \quad (4.7)$$

R_0 enthält die Informationen bezüglich der Leitfähigkeit (*in-phase*) des Bodens und ist über das Verhältnis zwischen Spannung und Strom ermittelbar. Die Phasenverschiebung φ gibt den

Wert der zeitlichen Verschiebung zwischen Strom- und Spannungskurve wieder (Hagmann, 2008). Der komplexe scheinbare spezifische Widerstand errechnet sich über

$$\rho_c^*(\omega) = k \frac{U^*(\omega)}{I^*(\omega)} = \rho'(\omega) + i\rho''(\omega) = \log |\rho(\omega)| - i\varphi(\omega) \quad (4.8)$$

mit ρ_c^* = komplexer scheinbarer spezifischer Widerstand,
 k = Konfigurationsfaktor,
 U^* = komplexe Spannung,
 I^* = Stromdichte,
 ρ' = Realteil,
 ρ'' = Imaginärteil,
 ω = Kreisfrequenz,
 i = imaginäre Zahl,

Die reale Komponente ist mit Leitungsmechanismen verbunden, die imaginäre Komponente hängt mit Polarisationsprozessen zusammen (Knödel et al., 2005). Die Magnitude $|\rho_c^*(\omega)|$ und die Phase $\varphi(\omega)$ berechnen sich über

$$|\rho_c^*(\omega)| = \sqrt{\rho'(\omega)^2 + \rho''(\omega)^2} \quad (4.9)$$

und

$$\varphi(\omega) = \text{atan}\left(\frac{-\rho''(\omega)}{\rho'(\omega)}\right) \quad (4.10)$$

Ident zum scheinbaren spezifischen Widerstand, kann auch die Phase in Pseudosektionen dargestellt werden. Informationen über mögliche Ausreißer und systematische Fehler können für die anschließende Prozessierung berücksichtigt werden. Die Auswertung der Daten bezieht lediglich Messungen ≤ 1 Hz mit ein, da der Imaginärteil bei niedrigen Frequenzen primär von Polarisierungseffekten durch die elektrische Doppelschicht beeinflusst wird und diese Art der Polarisierung vor allem in alpinen Permafrostgebieten dominant ist (Duvillard et al., 2018).

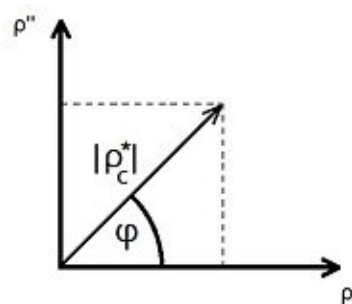


Abb. 4.5: Darstellung des komplexen scheinbaren spezifischen Widerstandes mit Real- und Imaginärteil, inkl. Magnitude $|\rho_c^*|$ und Phase φ

4.4 Seismische Refraktionstomographie (SRT)

4.4.1 Allgemein

Zur Untersuchung der Struktur des Untergrundes werden häufig seismische Methoden eingesetzt, da diese sensitiv auf Änderungen der Dichte und elastischer Eigenschaften von Bodenmaterialien reagieren (Weller et al., 2008). Für oberflächennahe Explorationen, eignen sich refraktionseismische Verfahren. Diese erfordern, dass der Untergrund schichtweise aufgebaut ist und die seismischen Geschwindigkeiten jeder Schicht mit der Tiefe zunehmen. Sind die Kontraste der seismischen Geschwindigkeiten zwischen den Schichten gering, kann auf die Seismische Refraktionstomographie (SRT) zurückgegriffen werden (Weller et al., 2008; A. Imhof et al., 2011). Der Vorteil von SRT liegt darin, dass bei der Auswertung keine kontinuierlichen Schichten mit konstanter Wellengeschwindigkeit angenommen werden und somit lokale Geschwindigkeitsanomalien modelliert werden können (A. Imhof et al., 2011).

Für die Messung seismischer Wellen werden Geophone an der Erdoberfläche ausgelegt. Die Erzeugung seismischer Wellen erfolgt mittels punktueller Krafteinwirkung in Form von Hammer schlägen. Ein wesentlicher Vorteil dieser Art der Energieanregung ist die hohe Bandbreite des Quellsignales, welche sich günstig auf das Auflösungsvermögen der seismischen Messung auswirkt, da die horizontale Auflösung von der Frequenz der seismischen Signalquelle abhängig ist (Knödel et al., 1997). Es wird genügend Energie erzeugt, um oberflächennahe Strukturen analysieren zu können. Zur Verbesserung der Datenqualität werden die Schläge mehrmals wiederholt und die Daten gestapelt (Hauck & Kneisel, 2008).

4.4.2 Seismische Wellen - Grundprinzip

Seismische Wellen sind elastische Verformungen, die sich in einem homogenen, isotropen Medium kugelförmig ausbreiten. In heterogenen Bodenstrukturen unterliegen die Wellen den Effekten der Brechung, der Reflexion und der Beugung. Eine Welle, die sich von der Signalquelle zum Geophon lediglich durch Brechung ausbreitet, wird als *refraktierte Welle* bezeichnet (Gawlas, 2002). Voraussetzung für die Entstehung refraktierter Wellen an der Schichtgrenze zweier Medien ist, dass für die Ausbreitungsgeschwindigkeit der unteren Schicht v_2 und die Ausbreitungsgeschwindigkeit der oberen Schicht v_1 gilt:

$$v_2 > v_1 \quad (4.11)$$

Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Wellen ist von deren Typ wie auch vom Elastizitätsmodul und von der Dichte des Materials abhängig. Für die SRT werden lediglich die entstehenden Longitudinalwellen (p-Wellen) betrachtet, da diese die höchste Ausbreitungsgeschwindigkeit (v_x) besitzen.

Alternativ werden *seismische Strahlen* zur Beschreibung seismischer Wellen verwendet. Bei Kugelwellen verlaufen diese radial vom Quellpunkt zur Wellenfront. Bei einer Brechung an der Schichtgrenze zweier Medien kommt es zur Ablenkung des Strahls. Das *Snellius'sche Brechungsgesetz* beschreibt die prinzipielle Beziehung zwischen den Ausbreitungsgeschwindigkeiten der beiden Medien sowie dem Ein- und Ausfallswinkel des gebrochenen Strahls:

$$\sin\left(\frac{\varphi_E}{v_1}\right) = \sin\left(\frac{\varphi_A}{v_2}\right) \quad (4.12)$$

mit $\varphi_E =$ Einfallswinkel
 $\varphi_A =$ Ausfallswinkel

Eine *kritisch refraktierte Welle* entsteht, wenn der Strahl im *kritischen Winkel* ϕ_κ auf die Schichtgrenze trifft. Der kritische Einfallswinkel

$$\phi_\kappa = \arcsin\left(\frac{v_1}{v_2}\right) \quad (4.13)$$

beschreibt einen Brechungswinkel von 90° vom Lot. Die Wellen breiten sich dann entlang der Schichtgrenze beider Medien mit der Geschwindigkeit v_2 aus und geben kontinuierlich Wellen (Kopfwellen), die unter ϕ_κ nach oben steigen, zurück (Knödel et al., 1997).

Die zurückgesandten Wellensignale erreichen nach einer gewissen Zeit die an der Oberfläche befestigten Geophone, welche die ankommenden Erschütterungen aufzeichnen. Über die Geophone werden Seismogramme erzeugt, welche die Amplituden der eintreffenden Wellen enthalten. Für die RST werden ausschließlich Ersteinsätze betrachtet. Als *Ersteinsatz* wird die Registrierung der ersten eintreffenden Welle bezeichnet. Abhängig vom Abstand des Geophons zum Quellpunkt, wird der Ersteinsatz von der *direkten Welle* oder der refraktierten Welle erzeugt. Die direkte Welle breitet sich mit der Geschwindigkeit des obersten Mediums (v_1) aus und gibt Aufschluss auf die Geschwindigkeit der obersten Schicht. An einem gewissen Punkt wird die direkte Welle von den Signalen der Kopfwelle überholt (Überholentfernung, cross-over-distance). Die Überholentfernung ist vor allem von den Geschwindigkeiten der Schichten sowie von der Tiefe der Schnittstelle abhängig (Knödel et al., 1997). Danach eintreffende Ersteinsätze werden ausschließlich von den Kopfwellen der unterschiedlichen Schichtübergänge dominiert. Abb. 4.6 stellt den Verlauf einer einzelnen Spur dar, an welcher die einfallenden Wellen erkennbar sind.

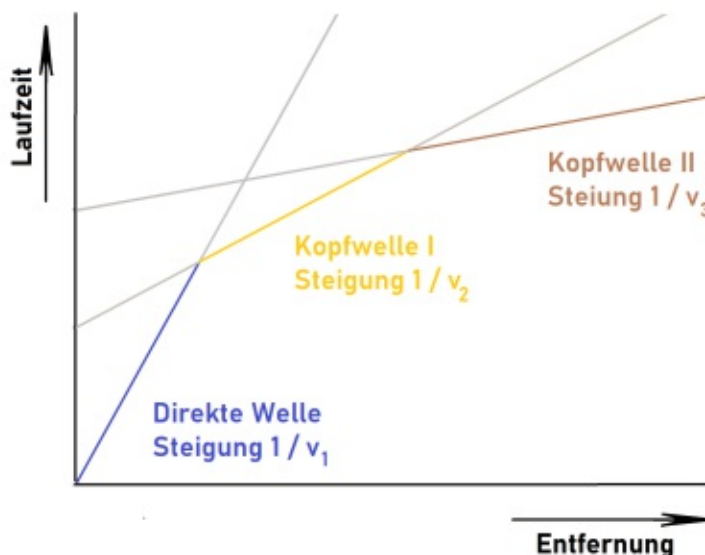


Abb. 4.6: Laufzeit-Distanz-Diagramm mit 3 einfallenden Wellen: Direkte Welle (blau), Kopfwelle No.I (gelb), Kopfwelle No.II (braun);

Abb. 4.7 stellt die schematischen Laufzeiten für ein Dreischichtmodell dar. Schichtgrenzen sowie Topographie sind vereinfacht als Horizontale definiert. In der Natur treten für gewöhnlich unregelmäßige, in Bergregionen meist geneigte Schichten und Inhomogenitäten innerhalb einer Schicht auf. Diese Unterschiede führen Laufzeitschwankungen herbei. Ungünstige Konstellationen können dazu führen, dass Schichten nicht erkannt werden. Beispiele hierfür sind kleine Schichtmächtigkeiten, zu geringe Geschwindigkeitskontraste, zwischenliegende Schichten mit geringerer Geschwindigkeit, an welchen keine Brechung stattfindet, sowie ungeeignete Geophonabstände (Reynolds, 2011).

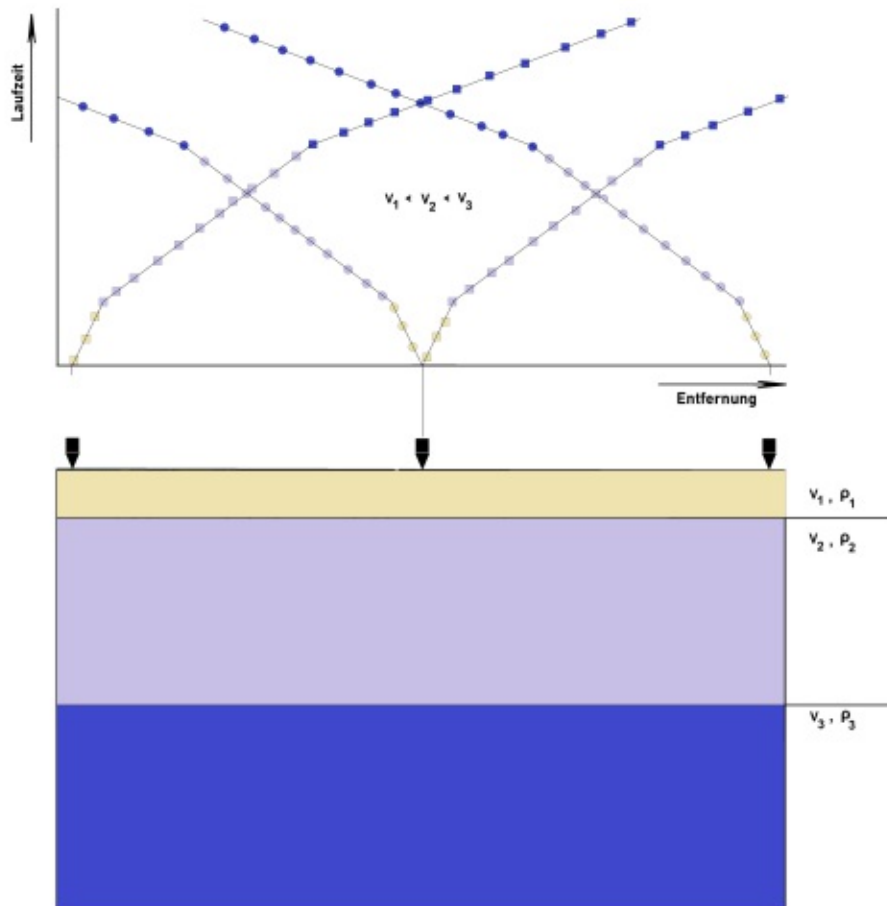


Abb. 4.7: Laufzeiten eines Dreischichtmodells mit steigenden Geschwindigkeiten (v_1, v_2, v_3) bei zunehmender Tiefe;

Nehmen die seismischen Geschwindigkeiten graduell zu, breiten sich seismische Strahlen entlang eines gekrümmten Weges aus. Bei einer Anzahl von n waagrechten Schichten (v_1, v_2, \dots, v_n) wird der Strahl mehrfach gebrochen, bis er unter dem kritischen Winkel auf eine Schichtgrenze n fällt. Bei Erreichen dieser Schicht wird der Strahl entlang der Schichtgrenze kritisch gebrochen (Gawlas, 2002). Dieser Aspekt ist vor allem für Messungen in porösen oder gemischt porösen Medien und Festgesteinen relevant (s. Abb. 4.8). Allgemein bewirkt der Wechsel von interstitiellem Wasser zu Eis eine Veränderung der Materialparameter und folglich einen Anstieg der Wellengeschwindigkeiten. Allerdings geschieht dieser Phasenwechsel nur sukzessive. Mit zunehmender Tiefe verfestigt sich gleichzeitig das Grundgestein. Dichtes Grundgestein weist eine höhere Steifigkeit als Eis oder Wasser auf, weshalb die Wellengeschwindigkeiten hier eine höhere Abhängigkeit gegenüber

der Porosität als dem Vereisungsgrad aufweisen (Hilbich, 2010). In unkonsolidiertem Gestein verändern sich die Wellengeschwindigkeiten jedoch stärker als in kompaktem Festgestein (Scott et al., 1990).

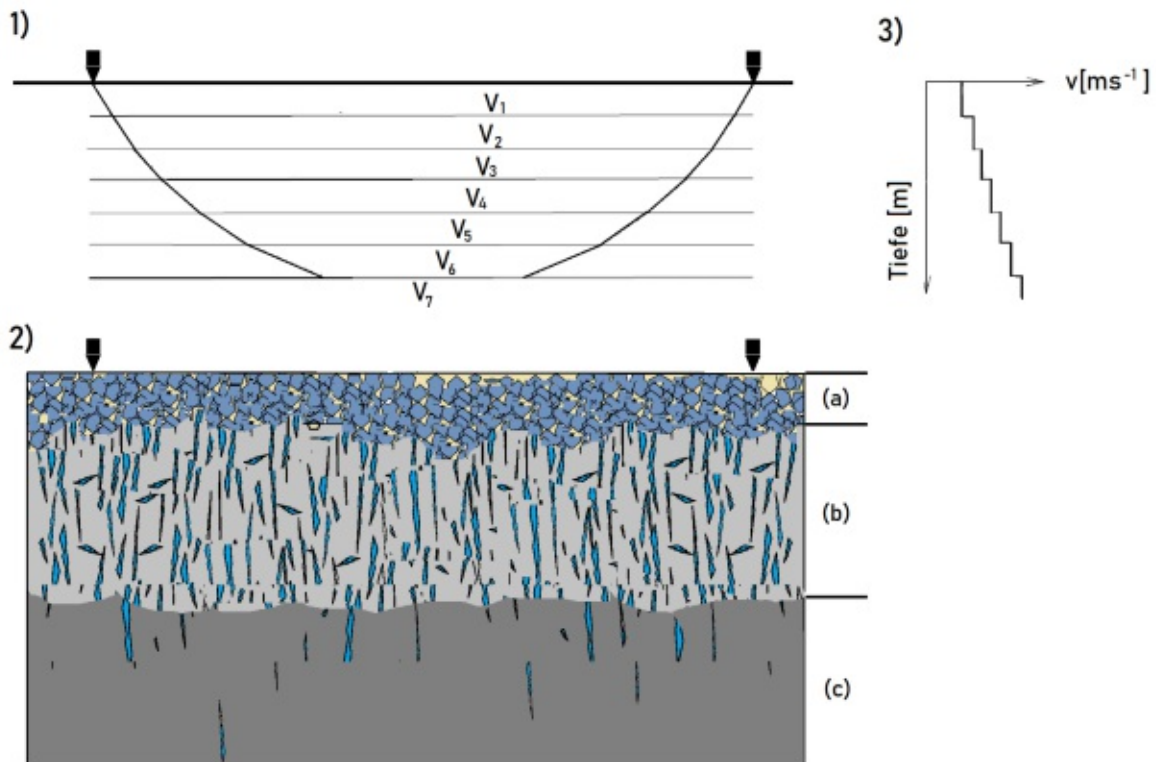


Abb. 4.8: Schematischer Aufbau (2) eines Permafrostbodens mit einer wasser- und luftdurchsetzten Geröllschicht (a), unkonsolidiertem Festgestein mit vereisten Brüchen (b) und kompaktem Festgestein mit vereisten Poren und Mikrorissen (c); Durch die graduelle Geschwindigkeitszunahme wird der refraktierte Strahl (1) mehrfach an den waagrechten Schichtgrenzen gebrochen und erzeugt an der Grenze zwischen v_6 , v_7 eine Kopfwellen, die unter dem kritischen Winkel gebrochen wird; Die Zunahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe (3) erfolgt dementsprechend gestuft (modifiziert nach Gawlas, 2002)

4.5 Dateninversion

Die Dateninversion ermöglicht es, ein Untergrundmodell zu finden, welches Rückschlüsse auf die Verteilung des komplexen spezifischen Widerstands (Magnitude und Phase) oder der seismische Wellengeschwindigkeiten gibt und die gesammelten Daten fassbar macht (Kemna et al., 2000; Clauser, 2018). Dazu wird der betrachtete Raum als ein Finite-Elemente-Gitter (FE-Gitter) konfiguriert, dessen Modellzellen die Änderungen der physikalischen Eigenschaften unter der Oberfläche zugewiesen werden.

Die geoelektrischen Daten wurden über das Programm *CRTomo* (Kemna et al., 2000) invertiert, die Auswertung der seismischen Daten erfolgte mit *pyGIMLI* (Rücker et al., 2017). Die Inversionsalgorithmen bedienen sich der Methode der kleinsten Quadrate. Das bedeutet, dass die Anpassung der spezifischen Modellparameter die Summe der quadratischen Residuen zu den übergebenen Beobachtungsdaten minimiert (*Inverses Problem*).

Abbildung 4.9 stellt die in *pyGIMLI* und *CRTomo* verwendete Gauß-Newton-Inversion in verein-

fachter Form schematisch dar.

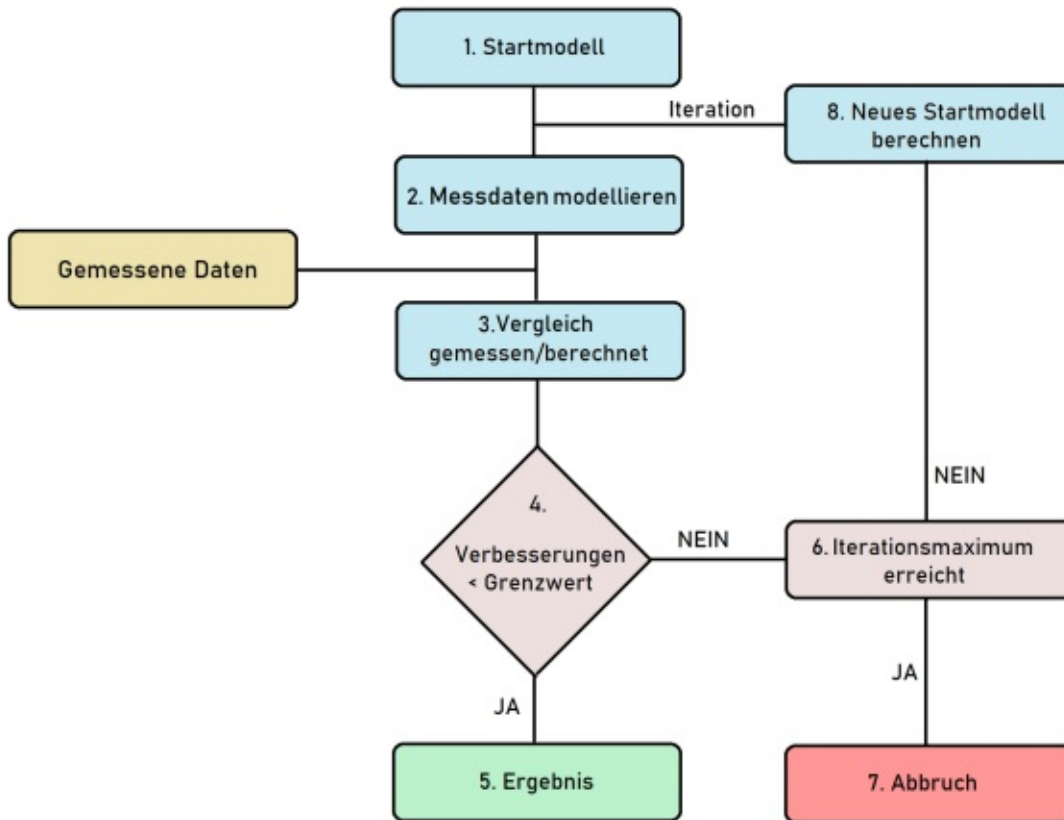


Abb. 4.9: Vereinfachter Ablauf einer Inversion (modifiziert nach Rucker et al., 2017 und Clauser, 2018)

Die Auswahl eines geeigneten Startmodells ist essentiell, da theoretisch eine unendliche Anzahl an Lösungen existiert und das Inversionsergebnis stark vom Startmodell abhängig ist. Zur Berücksichtigung der Datenfehler wird eine Fehlergewichtung verwendet, aus welcher eine Minimierung der Datenzielfunktion $\Psi_d(\mathbf{m})$ folgt (Hellman et al., 2017). Der Regularisierungsfaktor λ , die Modellzielfunktion Ψ_m sowie die Datenzielfunktion Ψ_d führen zur allgemeinen Zielfunktion (Kemna et al., 2000; Günther & Rucker, 2016):

$$\Psi(\mathbf{m}) = \Psi_d(\mathbf{m}) + \lambda\Psi_m(\mathbf{m}) \rightarrow \min. \quad (4.14)$$

mit $m =$ Modellvektor.

Der Regularisierungsfaktor λ gibt die Gewichtung zwischen der Differenz aus berechneten und gemessenen Parametern sowie dem Kehrwert der Modellglätte (*Rauheit*) wieder. λ ist also eine Abwägung zwischen Datenanpassung und Modellrauheit und wird in *pyGIMLi* manuell bestimmt. Je nach Wahl führt dies zu groben oder glatten Strukturen mit einer guten bzw. schwachen Datenanpassung (Günther et al., 2006). *CRTomo* sucht λ direkt in jeder Iteration (Kemna et al.,

2000).

Ein Maß dafür, wie gut das Modell zu den Daten für einen bestimmten Datenfehler passt, wird bei *CRTomo* über den *fehlergewichteten quadratischen Mittelwert (RMS)* und bei *pyGIMLi* über das χ^2 -Kriterium bewertet (Kemna et al., 2000; Günther & Rücker, 2016).

Die *standardisierte Abdeckung* (engl. *Coverage*) bildet ein Maß dafür, welchen Bereichen des Diagramms mehr Vertrauen geschenkt werden darf. Die Coverage zeigt, inwieweit Modellzellen zu den Daten beitragen (z.B. SRT: Je öfter eine Modellzelle von Strahlengängen überdeckt wird, desto stärker wirkt sich dies auf den Absolutwert der Abdeckung aus; Hellman et al., 2017).

pyGIMLI

Die Felddaten werden mittels Raytracing mit den modellierten Laufzeiten verglichen (A. Imhof et al., 2011). Die modellierten Laufzeiten werden iterativ angepasst (Lanz et al., 1998), bis ein definiertes Abbruchkriterium erreicht wird. Da die Berechnung der Geschwindigkeiten lediglich entlang der Strahlengänge erfolgt, können Modellblöcke aufgrund der Strahlengeometrie isoliert sein und eine Unterbestimmung aufweisen. Um dies weitestgehend zu vermeiden, werden Modelanpassungen als Randbedingung für die Inversion eingeführt, wie etwa der Regularisierungsfaktor λ (Günther & Rücker, 2016). Zu den weiteren Inversionsparametern gehören unter anderem folgende Kenngrößen zur Steuerung des Gitteraufbaus und der Modellglättung (nach Rücker et al., 2017):

Parameter zur Definition des Inversionsgitters

- **paraDX**: Relativer, horizontaler Abstand für zusätzliche Knoten zwischen zwei Geophonen. Am Hohen Sonnblick wurde dafür beispielsweise ein Wert von 0.2 verwendet. Das bedeutet, dass weitere 4 äquidistante Knoten zwischen zwei benachbarten Geophonen liegen. Bei einem Geophonabstand von 2 m entspricht dies einem Abstand von 0.4 m pro Knoten.
- **paraDepth**: Parameter zur Definition der maximalen Tiefe.
- **paraMaxCellSize**: Definiert die maximale Zellengröße in m^2 .
- **boundaryMaxCellSize**: Maximale Zellengröße in den Grenzbereichen [m^2].
- **paraBoundary**: Seitenrand des Parameterbereichs in Geophonabständen.
- **boundary**: Grenzbreite, die für die Domänenverlängerung in absoluter para-Domänenbreite anzuhängen ist. Werte unter Null erzwingen, dass die Grenze das Vierfache der Domänenbreite beträgt.
- **quality**: Winkelbeschränkung der Triangulation.

Glättungsparameter

- **lambda**: Regularisierungsfaktor für die Inversion. Dieser legt die Gewichtung zwischen Differenz aus berechneten und beobachteten Daten und dem Modellglättekehrwert (Rauheit) fest.
- **zWeight**: Relative Gewichtung für den Einfluss der vertikalen Glättung. Besonders zur Verbesserung der Inversionsergebnisse geschichteter Strukturen geeignet.

Für die Definition eines Startmodells werden verfügbare geophysikalische Daten miteinbezogen, wie beispielsweise Schichtgeschwindigkeiten, die auf Daten vergangener Messkampagnen beruhen. Auf Grundlage dieses Startmodells berechnet die Software Modelllaufzeitkurven sowie Strahlenverläufe. Die Differenzen zwischen den berechneten und gemessenen Laufzeiten (Laufzeitresiduen) bilden die Basis für die Entscheidung, ob eine weitere Iteration durchzuführen ist. Zur Verbesserung des Startmodells werden die Laufzeitresiduen in Geschwindigkeitskorrekturen umgerechnet, mit denen das Startmodell aktualisiert wird. Unterschreiten die Laufzeitresiduen einen gewissen Grenzwert, wie beispielsweise χ^2 oder $dPhi$, wird der Rechenvorgang abgebrochen. Laut Günther et al. (2006) zeigen sich in der Praxis zuverlässige Ergebnisse bei einem χ^2 von 1 bis 5. Sofern kein Abbruchkriterium erfüllt wird, wiederholt sich die Auswertung mit dem neu errechneten Geschwindigkeitsmodell solange, bis eine maximale Anzahl an Iterationen erreicht wird. Ist dies der Fall, so wird die Berechnung mit keinem brauchbaren Ergebnis abgebrochen und muss mit einem neuen Startmodell bzw. neuen Inversionsparametern wiederholt werden.

CRTomo

Auch hier geschehen die Modellanpassungen iterativ. Das FE-Gitter basiert auf dreieckigen Elementen und wird über einen bereitgestellten *MATLAB*-Algorithmus berechnet. Es enthält bereits die Topographie des Untersuchungsgebietes. Mittels Vorwärtsrechnung kalkuliert *CRTomo* daraus intern ein Startmodell. Neben der Gitter-Datei müssen vorab einige Parameter definiert und der Inversionssoftware übergeben werden:

- Fehlerparameter:
Absoluter $[\Omega]$ und relativer Fehler [%] (s. Kap. 5.3.2).
- Glättungsparameter:
Je nach Aufbau des Untergrunds, können die Werte für die Glättung entsprechend angegeben werden. Eine stärkere horizontale Glättung wird bevorzugt für Schichtmodelle verwendet, eine stärkere vertikale Glättung für die Auflösung scharfer vertikaler Kontraste (z.B. Brüche, Risse). Werden beide Parameter auf 1 gesetzt, so ist die Glättung isotrop.
- Angabe der Messart (IP oder ERT)
- Startmodell:
Als Startmodell kann z.B. das Inversionsergebnis einer anderen Konfiguration definiert werden.
- Robuste Inversion:
Hierbei verändert sich die Gewichtung der Datenpunkte bei jedem Iterationsschritt, abhängig von deren Datenfehlern (Kemna et al., 2000; D. J. LaBrecque & Ward, 1990).
- Maximale Anzahl an Iterationsschritten:
Dieser Parameter wird als Abbruchkriterium festgelegt, sofern keine Lösung gefunden werden kann.

Alternativ gibt es einige weitere Parameter, die jedoch für die Auswertung in dieser Arbeit nicht verwendet wurden, weshalb darauf nicht weiter eingegangen wird.

4.6 1D Analyse

Um Änderungen der p-Wellengeschwindigkeiten und des komplexen spezifischen Widerstandes (Größe und Phase) genauer untersuchen zu können, wurden aus den Inversionsergebnissen die physikalischen Parameter an einer bestimmten Stelle extrahiert. Dazu wurde ein Bereich von ± 0.5 m um den gewählten Profilmeter festgelegt. Alle darunterliegenden Zellenwerte des Modells wurden für die weitere Darstellung verwendet. Die einzelnen Werte wurden über die Tiefe und die jeweilige physikalische Größe (v_p , ρ , ϕ) in Diagrammen aufgetragen. Da die Daten nicht orthogonal zur Hangneigung extrahiert wurden, kann auch nicht direkt auf die Tiefe von Schichtwechsell geschlossen werden, was besonders auf steile Hangneigungen zutrifft. Allerdings ist das für die Beurteilung von Korrelationen zwischen den Methoden vernachlässigbar, da diese unabhängig davon erhalten bleiben sollten. Zur besseren Vergleichbarkeit wurden die 1D-Kurven der ERT- und SRT-Inversionen übereinandergelegt. Gleiches gilt für den zeitlichen Vergleich derselben Methode.

Kapitel 5

Datenerfassung und Datenprozessierung

5.1 Datenerfassung am Hohen Sonnblick

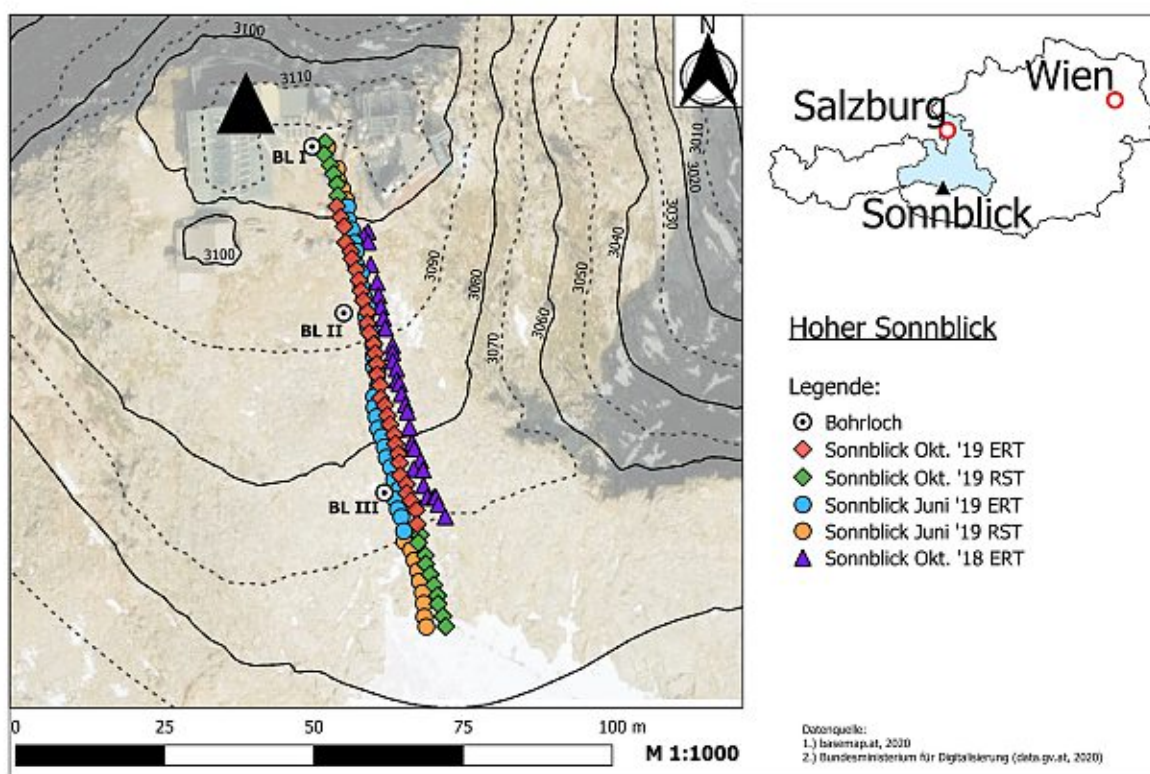


Abb. 5.1: Messgebiet Hoher Sonnblick inkl. aller relevanten Profile und Bohrlöcher

Die Messungen am Hohen Sonnblick fanden an drei verschiedenen Terminen statt (s. Tab. 5.1). Die Wahl der Profilpositionen und deren Ausrichtung am Hohen Sonnblick geschah auf Basis verschiedener Aspekte: Die Profile wurden im Bereich der drei Bohrlöcher ausgelegt, um eine Interpretation der Messdaten durch den Vergleich zu anderen Messkampagnen (e.g. Schöner, Boeckli et al., 2012; Hausmann et al., 2010) zu erleichtern (s. Abb. 5.1). Unabhängig von der Messkampagne, beginnen die SRT-Messungen in unmittelbarer Nähe zum Zittelhaus, direkt am ersten Bohrloch, und reichen bis unterhalb des dritten Bohrlochs. Der Start der geoelektrischen Messungen wurde so gewählt, dass er sich in einiger Entfernung zum Observatorium befindet, um einen möglichen Einfluss des Gebäudes (Bewährung, etc.), umliegender Bodeninstrumente und Stromkabel sowie elektromagnetischer Felder auf die Datenqualität zu reduzieren. Die

Profileigenschaften und Aufnahmeparameter für ERT/IP und SRT sind in den Tabellen 5.1 und 5.2 zusammengefasst.

Tab. 5.1: Profilinformatoren ERT u. IP der Messkampagnen am Hohen Sonnblick; nr = normal und reziprok; sk = skip;

	Oktober 2018	Juni 2019	Oktober 2019
Elektrodenmaterial	Metall		
Elektrodenanzahl pro Segment	32	32	32
Elektrodenabstand	2 m	2 m	2 m
Gesamtlänge	62 m	62 m	62 m
Frequenz	0.5 - 225 Hz	0.5 - 225 Hz	0.5 - 225 Hz
Konfigurationen	Dipol-Dipol sk 3, nr	Dipol-Dipol sk 3, nr Dipol-Dipol sk 0 - 3	Dipol-Dipol sk 3, nr Dipol-Dipol sk 0 - 3
Stapel	3	2	2
Stromstärke	2000 mA	2000 mA	2000 mA

Tab. 5.2: Profilinformatoren SRT

	Juni 2019	Oktober 2019
Geophonanzahl pro Segment	48	48
Geophonabstand	2 m	2 m
Geophonfrequenz	14 Hz ($\pm 5\%$)	14 Hz ($\pm 5\%$)
Gesamtlänge	94 m	94 m
Abtastintervall	0.25 ms	4 ms bzw. 0.25 ms
preTrigger	10 ms	10 ms bzw. 0 ms
Stapel	4	4

Die Distanz zwischen Profilbeginn der ERT- und SRT-Messungen beträgt 14 m (entspricht Geophon No. 8), der Überlappungsbereich endet bei Geophon No. 39 (s. Abb. 5.1). Das verwendete Koaxialkabel konnte über eine Krokodilklemme mit der jeweiligen Elektrode verbunden werden. Dadurch wurde der Einsatz separater Überbrückungskabel verhindert und ein direkter Anschluss gewährleistet. Für eine weitere Qualitätssteigerung der Daten sorgte eine präventiv durchgeführte, hochfrequente Messung mit einer Multiple-Gradient-Konfiguration, deren Daten für die weitere Auswertung jedoch irrelevant sind.

Für die Messkampagne im Juni wurde eine teilweise bis zu 3 m dicke Schneeschicht abgetragen, um direkt am Gestein messen zu können. Dies war unabdingbar, da andernfalls die Methoden durch die schneebedingte Signaldämpfung zu stark eingeschränkt würden und eine Messung keine verwendbaren Daten erbracht hätte. Die Geophone No. 1 - 39 befanden sich zwar auf festem Boden, die Schüsse mussten jedoch teilweise auf schnee- bzw. eisbedecktem Untergrund durchgeführt werden. Die Geophone No. 40 - 48 wurden auf der Altschneedecke montiert, welche aufgrund der Vereisung nicht abgegraben werden konnte. Durch die extreme Sonneneinstrahlung und dem zügigen Schmelzvorgang der Schneedecke verloren diese Geophone jedoch in kurzer Zeit deren Stützung und mussten immer wieder von Neuem befestigt werden.

Die Elektroden (Metallspieße) wurden nach den Schneegrabungsarbeiten im Boden befestigt, wobei zumeist der gewünschte Anschlussort vorgebohrt werden musste, um einen sauberen Kontakt in den Untergrund zu gewährleisten. Teilweise konnten noch Bohrlöcher aus älteren Messkampagnen gefunden und verwendet werden. Zur besseren Anbindung wurden jeweils zwei Elektroden

mittels Klebeband oder Kupferdraht verbunden und über einen Kupferdraht verknüpft. Diese Zwillingselektroden wurden im dafür vorgesehenen Bohrloch verkeilt und mögliche Freiräume zwischen den Elektroden und dem Bohrlochrand mit Quarzsand befüllt. Das Befeuchten des Sandes mit einem Elektrolyt (Salzwasser) erhöhte die Kontaktleitfähigkeit und trug unmittelbar zur Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses bei.

Im Oktober 2018 konnten lediglich ERT-Messungen durchgeführt werden, da durch den Umbau der Seilbahn das gesamte Equipment zu Fuß transportiert werden musste. Aus diesem Grund konnte das Profil lediglich per konventionellem GNSS-Handempfänger abgesteckt werden. Die fehlende Datengenauigkeit dieser Geräte in Lage und Höhe wirkt sich direkt auf die genaue Lokalisierung der Profilmunkte aus, weshalb dieses Profil eine kleine Lageabweichung zu den Profilen aus dem Jahr 2019 aufweist. Kleinere Differenzen der Koordinaten zwischen Juni und Oktober 2019 resultieren aus den Verhältnissen in situ. Im Juni entstanden durch die umgebenden Schneewände Abschattungen, welche Einbußen der 3D-Datenqualität provozierten. Dies wurde in der Auswertung berücksichtigt, indem für eventuelle Vergleiche die Topographie der Koordinaten aus den Oktober-Messungen verwendet wurde. Ansonsten stellten die Lageabweichungen der Profile kein Problem dar, da sich Permafrostgebilde bzw. die lithologischen Untergrundstrukturen innerhalb eines kleinen Bereichs höchstwahrscheinlich kaum unterscheiden.

Die geoelektrischen Messungen wurden mithilfe des *Data Acquisition System 1 (DAS-1)*, seismische Messungen über den *DMT Summit Seismograph* durchgeführt.

5.2 Datenerfassung am Schilthorn

Am Schilthorn wurden im August 2019 an insgesamt zwei Profilen jeweils geoelektrische sowie seismische Messungen durchgeführt. Der Verlauf der Profile richtet sich nach der Permafrosthinweiskarte des Bundesamtes für Umwelt, welche in Abb. 5.2 dargestellt ist. Informationen über die ERT- und SRT-Profile sind in den folgenden Tab. 5.3 und 5.4 ersichtlich. Das erste Profil (P1) begann knapp unterhalb des Gipfelkamms und verlief in nordöstliche Richtung. Die SRT-Messungen wurden in der Nähe der Bohrlöcher durchgeführt. Die Geophonanbindungen waren größtenteils durch den Hangschutt sehr dürftig und mit einem hohen Datenrauschen verbunden. Aus diesem Grund wurde keine seismische roll-along Messung durchgeführt. Im Gegensatz dazu konnten die Elektroden für die ERT/IP-Messungen gut installiert werden, weshalb zwei Segmente gemessen wurden. Im unteren Teil des ersten Segments befand sich ein Schneefeld, welches über eine Länge von etwa 30 m gequert wurde. Ein Abtragen der Schneedecke war aufgrund des Vereisungsgrades und der Schneestärke nicht möglich, weshalb die darauf befindlichen Elektroden zwar angeschlossen, für die Auswertung jedoch vernachlässigt wurden.

Das zweite Profil (P2) begann etwa 300 m nördlich des Schilthorngipfels, auf dem Plateau unterhalb des Steilaufschwungs. Es verlief in östliche Richtung. Wiederum wurden ERT/IP- sowie SRT-Daten gesammelt. Die ERT/IP-Messungen wurden in drei einzelnen Segmenten, welche denselben Überdeckungsgrad wie in P1 aufweisen, aufgezeichnet. Die SRT-Erfassung beginnt ab Profilmeter 30 und verläuft anschließend synchron zum ERT-Profil. Es wurden vier Segmente mit einer Überlappung von zwei Geophonen aufgenommen.

Die geoelektrischen Messungen wurden wiederum mittels DAS-1, die seismischen Messungen mithilfe des *Geometrics Geode Exploration Seismograph* durchgeführt.

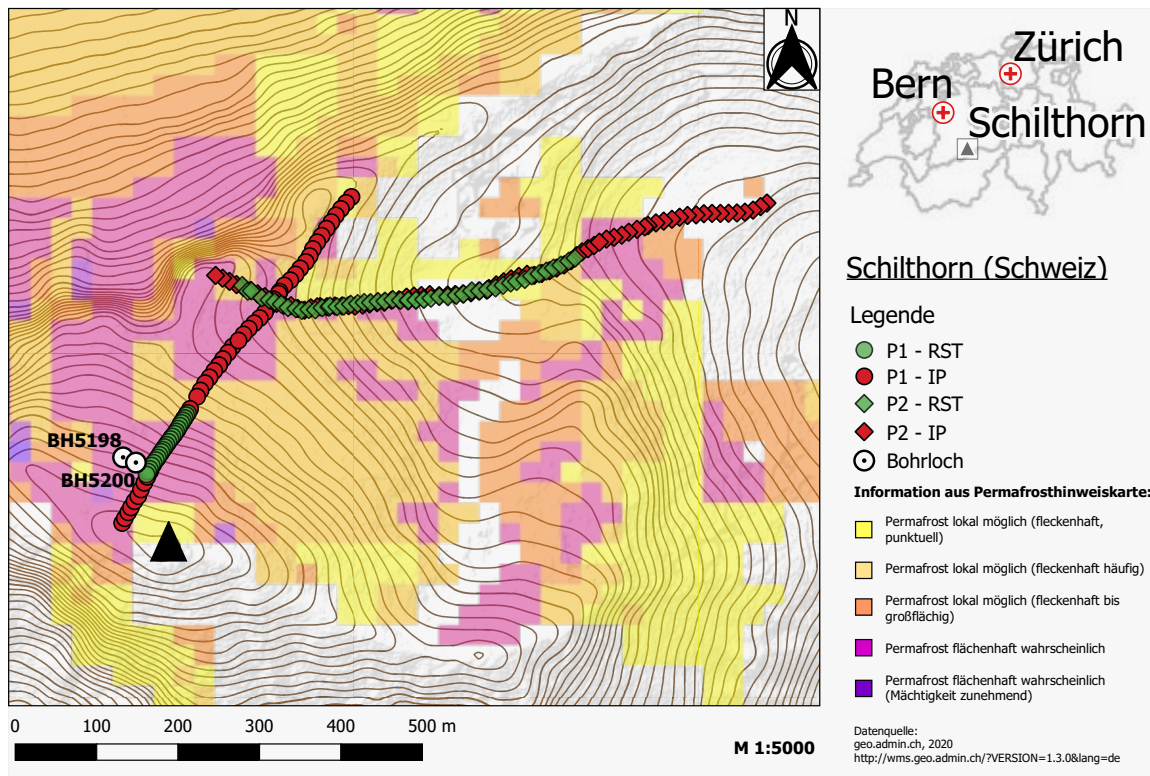


Abb. 5.2: Messgebiet Schilthorn inkl. Verlauf von P1 und P2 sowie die Positionen der Bohrlöcher

Tab. 5.3: Profilinformationen ERT u. IP der Messkampagne am Schilthorn; nr = normal und reziprok; sk = skip;

	P1	P2
Elektrodenmaterial	Metall	
Segmente	2	3
Überlappung	9 Elektroden	9 Elektroden
Elektrodenanzahl pro Segment	32	32
Elektrodenabstand	10 m	10 m
Gesamtlänge	540 m	770 m
Frequenz	0.5 - 225 Hz	0.5 - 225 Hz
Konfigurationen	MG sk 0 - 3	MG sk 0 - 3
Stapel	Dipol-Dipol sk 3, -5, -7, -9, nr	Dipol-Dipol sk 3, -5, -7, -9, nr
Stapel	2	2
Stromstärke	2000 mA	2000 mA

Tab. 5.4: Profilinformationen SRT der Messkampagne am Schilthorn

	P1	P2
Segmente	1	4
Überlappung	n.a.	2 Geophone
Geophonanzahl pro Segment	24	24
Geophonabstand	5 m	5 m
Gesamtlänge	115 m	430 m
Abtastintervall	0.125 ms	0.125 ms
preTrigger	0 ms	0 ms
Stapelung	8 - 12	8 - 12

5.3 Datenprozessierung Geoelektrik

Die Auswertung der Geoelektrik beschränkt sich zumeist auf 1 Hz - Messungen, da höhere Frequenzen vor allem für die *Spectral Induced Polarization (SIP)* eine Rolle spielen und auf diese Methode in vorliegender Arbeit nicht eingegangen wird. Niedrigere Frequenzen (< 1 Hz) werden lediglich für eine eventuelle Auswertung der IP-Daten verwendet, sofern die Daten bei 1 Hz keine verwendbaren Ergebnisse aufgrund schlechter Datenqualität liefern. Frequenzen < 1 Hz zeigen insbesondere am Hohen Sonnblick eine Verbesserung des Signal-Rauschverhältnisses im Bereich der Polarisationsmessungen, wenngleich der größte Teil der IP-Messungen in diesem Messgebiet generell stark verrauscht ist. Vor allem anthropogene Strukturen können die Messungen negativ beeinflussen. Die Prozessierung der geoelektrischen Daten wird nachstehend anhand zweier Datensätze erläutert. Zudem soll mittels einer Gegenüberstellung gezeigt werden, wie sich die unterschiedlichen Inversionsmethoden auf die Qualität der Ergebnisse auswirken.

Es sei hier angemerkt, dass die verwendeten Profilkordinaten für die Auswertung der Sonnblick-Datensätze gänzlich aus den GNSS-Messungen der Messkampagne vom Oktober 2019 stammen. Grund dafür ist die geringere Abschattung durch die fehlende Schneebarriere und die damit verbundene höhere 3D-Koordinatenqualität.

5.3.1 Datenfilterung

Die Datenfilterung ist ein wichtiges Instrument um die Entstehung von Artefakten in der Inversion zu vermeiden. So können zum Beispiel hohe Widerstandswerte auf Grundeisvorkommen bzw. gefrorenen Boden hinweisen. Andererseits könnte es sich auch um Werte handeln, die mit systematischen Fehlern verbunden sind (Mollaret et al., 2018).

Bei Messungen mit Dipol-Dipol-Konfiguration besteht die Möglichkeit, die Strom- und Potentialdipole zu vertauschen und eine reziproke Messung durchzuführen. Nach dem Prinzip der Reziprozität sollten beide Messungen eine gleiche Verteilung des scheinbaren Widerstandes liefern (Slater et al., 2000). Die Dipollänge des Stromdipols weist bei der reziproken Messung dieselbe Dipollänge wie bei der Vorwärtsmessung auf. Dadurch sollten die Werte der normalen und reziproken Messung keinen unterschiedlichen, geometriebezogenen Einflüssen unterliegen (Parsekian et al., 2017). Allerdings treten bei realen Messbedingungen Differenzen auf, die mit der Richtwirkung der Messung verbunden sind. Diese Differenzen können sowohl für die Datenfilterung als auch für die Schätzung von Fehlerparametern verwendet werden (Zhou & Dahlin, 2003).

Nicht alle Messungen wurden wechselseitig aufgezeichnet. Dies liegt am zeitlichen Mehraufwand, den eine zusätzliche reziproke Messung mit sich bringt. Aus diesem Grund geschah die Datenfilterung spezifisch zur jeweiligen Datenqualität. Grundsätzlich wurden nicht brauchbare Werte

(negative Phasen) und Indikatoren für Messfehler (positive Widerstände) präventiv herausgefiltert. Auf Basis der daraus resultierenden Datensätze wurden weitere Filterungsschritte durchgeführt. Folgende drei Methoden wurden angewandt:

- Manuelle Datenfilterung
- Filterung über die maximale Standardabweichung der Widerstandsdifferenzen zwischen normalen und reziproken Messwerten
- Filterung über den Interquartilsabstand der Widerstandsdifferenzen zwischen normalen und reziproken Messwerten

Für die manuelle Filterung wurden im Vorhinein die jeweiligen Histogramme und Pseudosektionen betrachtet, um potenzielle Ausreißer zu erkennen. Die Verteilung der Widerstandsdaten hängt von den Bedingungen im Untergrund ab. Einzelne markant hohe oder niedrige Werte können als Ausreißer deklariert und für die weitere Berechnung entfernt werden (s. Abb. 5.3). Selbstverständlich wurden auch offensichtliche Fehlerquellen, welche während der Datenaufzeichnung (kognitiv) wahrgenommen werden konnten, für die weitere Auswertung berücksichtigt. Teilweise wurden durch die Analyse der Pseudosektion einzelne Werte als Ausreißer deklariert. Weicht ein einzelner Wert signifikant von den Nachbarschaftswerten ab, wurde dieser aus dem Datensatz entfernt. Die manuelle Filterung beschränkt sich demnach ausschließlich auf die Setzung von Schwellenwerten, innerhalb derer die Daten für die weitere Auswertung bestehen bleiben sowie auf die Elimination isolierter Ausreißer. Diese Filterung wurde einzig und allein bei ERT-Datensätzen ohne Reziprokmessung verwendet.

Bei IP-Messungen geschah die Filterung über manuell definierte Schwellenwerte der Phasenverschiebungen. Der Grund liegt darin, dass eine Filterung über die im nachfolgenden Absatz beschriebenen Methoden zu viele Daten entfernen und den Datensatz somit unbrauchbar machen würde. Abbildung 5.4 zeigt die ungefilterten und gefilterten Pseudosektionen einer 0.25 Hz IP-Messung, die normal und reziprok aufgenommen wurde.

Eine weitere Methode ist die Filterung über die Standardabweichung der Differenzen aus wechselseitigen Messungen. Im Normalfall ist der Wert des Minuenden nie gleich dem des Subtrahenden. Zieht man demnach das reziproke Pendant von der Normalmessung ab, so streuen die Ergebnisse um Null. Die hierzu berechnete Standardabweichung fungiert als Grenzwert. Alle Daten innerhalb dieses Schwellenwertes werden für die weitere Auswertung übernommen.

$$0 - sd[\Delta R_{normal}^{reziprok}] < [\Delta R_{normal}^{reziprok}] < 0 + sd[\Delta R_{normal}^{reziprok}] \quad (5.1)$$

Der große Nachteil liegt darin, dass die Standardabweichung nicht robust gegenüber Ausreißern ist.

Unempfindlich hinsichtlich Ausreißern zeigt sich eine Filterung auf Basis des Interquartilsabstandes (IQA). Der IQA wird über die Differenz des oberen und unteren Quartils der gesamten Stichprobe gebildet. Die Addition bzw. Subtraktion des 1.5-fachen IQA mit dem Median des Datensatzes erzeugt die Filterungsgrenze. Sämtliche dazwischenliegende Daten werden für die weitere Datenverarbeitung herangezogen.

$$Q_{0.5} - 1.5 * [Q_{0.75} - Q_{0.25}] < [\Delta R_{normal}^{reziprok}] < Q_{0.5} + 1.5 * [Q_{0.75} - Q_{0.25}] \quad (5.2)$$

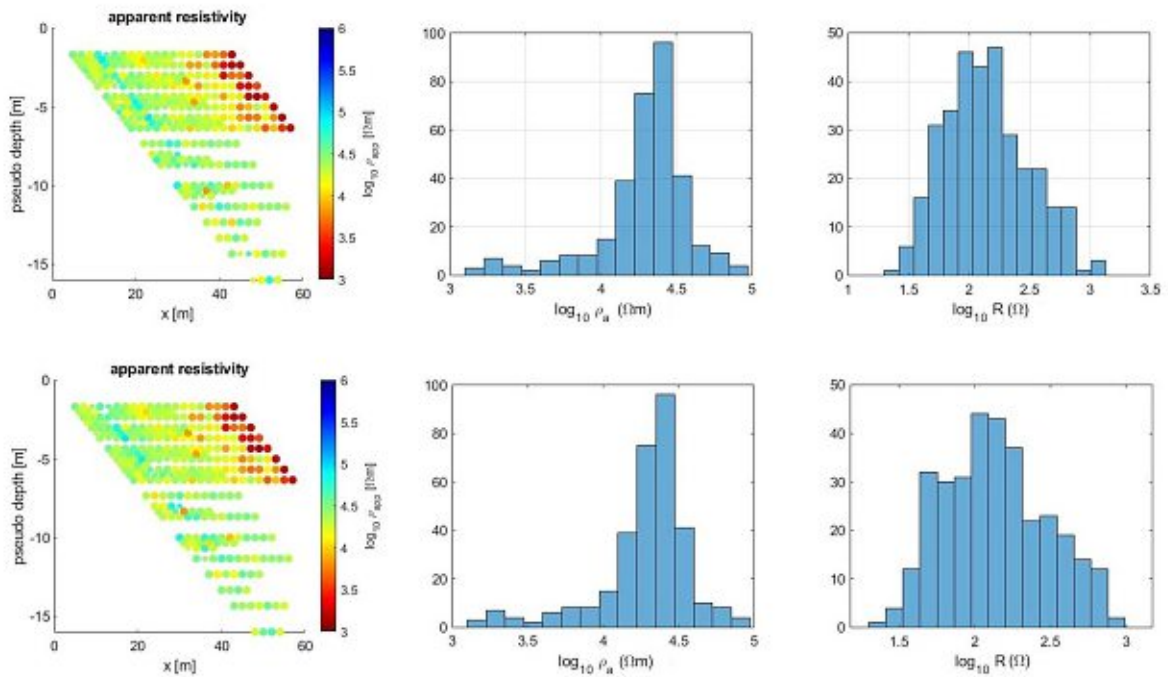


Abb. 5.3: Multiple-Gradient, 1 Hz, skip 0-3: Widerstände wurden mittels manueller festgelegter Schranke ($R > 10^3 \text{ } [\Omega\text{m}]$) entfernt (unten). Über die Vorfilterung wurde der Datensatz bereits von sämtlichen negativen Widerständen bereinigt. Die Datenqualität ist sehr gut, fast alle Daten bleiben erhalten. ρ_a : Scheinbarer spezifischer Widerstand; R = Wahrer Widerstand

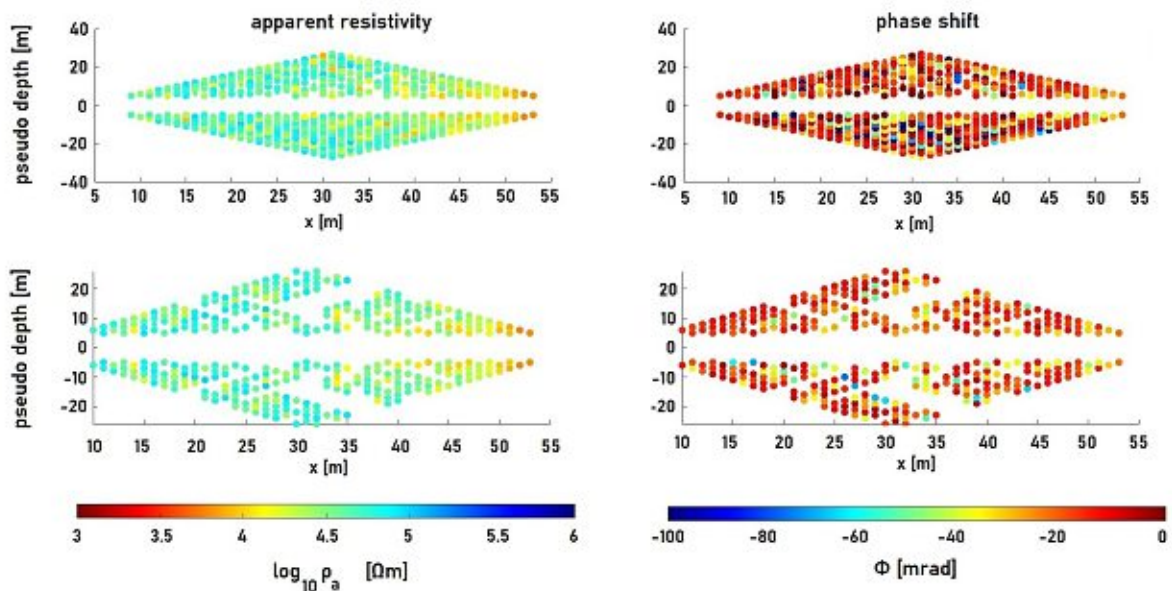


Abb. 5.4: Hoher Sonnblick - Oktober 2019: Beispiel einer IP-Pseudosektion (Dipol-Dipol, 0.25 Hz, skip 3, NR)

Leider gehen bei einem verrauschten Datensatz verhältnismäßig viele Daten verloren, weshalb die passende Filtermethode entsprechend dem vorliegenden Datensatz gewählt werden muss. Eine Auflistung der Filterungsschritte sämtlicher Messdaten der Geoelektrik sind in den Tabellen 5.5 und 5.6 ersichtlich.

Tab. 5.5: ERT-Filterungsprozesse aller Konfigurationen und Profilstegmente; NR = normal und reziprok gemessener Datensatz;

Messgebiet	Profil	Seg.	Freq.	Konfig.	Skips	Filterung
Sonnblick Juni 2019	P1	n.a.	1 Hz	MG	0-3	$\log(\rho) < 6$ [Ωm]
	P1	n.a.	1 Hz	DD	0-3	$\log(\rho) < 7$ [Ωm]
	P1	n.a.	1 Hz	DD	3, NR	Ausreißer z.T. manuell entfernt Stdabw. (ΔR)
Sonnblick Oktober 2019	P1	n.a.	1 Hz	MG	0-3	$0 < R < 10^3$ [Ω]
	P1	n.a.	1 Hz	DD	0-3	$0 < R < 10^{3.5}$ [Ω]
	P1	n.a.	1 Hz	DD	3, NR	Stdabw. (ΔR), $ \Delta R < 100$ [Ω]
	P1	n.a.	0.25 Hz	DD	3, NR	Stdabw. (ΔR)
Schilthorn	P1	1	1 Hz	MG	0 - 3	$2.75 < \log(\rho) < 3.5$ [Ωm]
	P1	1	1 Hz	DD	3	Stdabw. (ΔR)
	P1	1	1 Hz	DD	5	IQA u. $\Delta R < 0.1$ [Ω]
	P1	1	1 Hz	DD	7	IQA u. $\Delta R < 0.1$ [Ω]
	P1	1	1 Hz	DD	9	IQA u. $\Delta R < 0.1$ [Ω]
	P1	1	1 Hz	DD	3 - 9	IQA u. $\Delta R < 0.15$ [Ω]
	P1	2	1 Hz	MG	0 - 3	$0 < R < 10^{1.5}$ [Ω]
	P1	2	1 Hz	DD	3	Stdabw. (ΔR)
	P1	2	1 Hz	DD	3 - 9	$\Delta R < 0.2$ [Ω]
	P2	1-4	1 Hz	MG	0 - 3	$\log(\rho) < 3.8$ Ωm
	P2	1-4	1 Hz	DD	3	$ \Delta R < 0.06$ [Ω]
	P2	1-4	1 Hz	DD	5	$ \Delta R < 0.05$ [Ω]
	P2	1-4	1 Hz	DD	7	$ \Delta R < 0.05$ [Ω]
	P2	1-4	1 Hz	DD	9	$ \Delta R < 1$ [Ω]
P2	1-4	1 Hz	DD	3 - 9	Stdabw. ($ \Delta R $)	

Tab. 5.6: ERT-Filterungsprozesse aller Konfigurationen und Profilstegmente; NR = normal und reziprok gemessener Datensatz;

Messgebiet	Profil	Seg.	Freq.	Konfig.	Skips	Filterung
Sonnblick Juni 2019	P1	n.a.	1 Hz	DD	0-3	IQR; $-80 < \phi < 0$ [mrad]
	P1	n.a.	0.25 Hz	DD	3, NR	IQA; $-80 < \phi < 0$ [mrad]
Sonnblick Oktober 2019	P1	n.a.	1 Hz	MG	0-3	$0 < R < 10^3$ [Ω]; $-60 < \phi < 0$ [mrad]
	P1	n.a.	1 Hz	DD	0-3	$0 < R < 10^{3.5}$ [Ω]; $-100 < \phi < 0$ [mrad]
	P1	n.a.	1 Hz	DD	3, NR	IQA; $-60 < \phi < 0$ [mrad]
	P1	n.a.	0.25 Hz	DD	3, NR	Stdabw. (ΔR); $-80 < \phi < 0$ [mrad]

Schilthorn	P1	1	1 Hz	MG	0 - 3	$0 < R < 10^2$ [Ω]; $-25 < \phi < 0$ [mrad]
	P1	1	1 Hz	DD	3	Stdabw. (ΔR); $-40 < \phi < 0$ [mrad]
	P1	1	1 Hz	DD	5	$\Delta R < 0.1$ [Ω]; $-50 < \phi < 0$ [mrad]
	P1	1	1 Hz	DD	7	$\Delta R < 0.1$ [Ω]; $-50 < \phi < 0$ [mrad]
	P1	1	1 Hz	DD	9	$\Delta R < 0.1$; $-50 < \phi < 0$ [mrad]
	P1	1	1 Hz	DD	3 - 9	$\Delta R < 0.15$ [Ω]; $-50 < \phi < 0$ [mrad]
	P1	2	1 Hz	MG	0 - 3	$0 < R < 10^{1.5}$ [Ω]; $-25 < \phi < 0$ [mrad]
	P1	2	1 Hz	DD	3	Stdabw. (ΔR); $-40 < \phi < 0$ [mrad]
	P1	2	1 Hz	DD	3 - 9	$\Delta R < 0.1$ [Ω]; $-30 < \phi < 0$ [mrad]
	P2	1-4	1 Hz	MG	0 - 3	$0 < R < 10^{1.9}$ [Ω]; $-25 < \phi < 0$ [mrad]
	P2	1-4	1 Hz	DD	3	IQA; $-40 < \phi < 0$ [mrad]
	P2	1-4	1 Hz	DD	5	IQA; $-25 < \phi < 0$ [mrad]
	P2	1-4	1 Hz	DD	7	IQA; $-30 < \phi < 0$ [mrad]
	P2	1-4	1 Hz	DD	9	$ \Delta R < 0.1$ [Ω]; $-30 < \phi < 0$ [mrad]
	P2	1-4	1 Hz	DD	3 - 9	IQA; $-40 < \phi < 0$ [mrad]

5.3.2 Analyse der ERT-Fehlerparameter

Jede Messung wird durch verschiedenste Störquellen beeinflusst, wodurch die Daten ein gewisses Messrauschen beinhalten. Wird das Datenrauschen nicht genau quantifiziert, kann es zu Fehlinterpretationen von ERT-Ergebnissen kommen (Slater et al., 2000). Das Datenrauschen kann durch

- systematische Fehler (z.B.: schlechter Elektrodenkontakt, Kabelkopplung, etc.) und
- zufällige Fehler (Umgebungseinflüsse, Wettereinflüsse, etc.)

entstehen (Slater et al., 2000; D. LaBrecque et al., 2007). Zur näheren Quantifizierung sämtlicher Fehlereinflüsse werden spezifische Fehlermodelle verwendet. Für geoelektrische Datensätze der Gesamtfehler ϵ über die lineare Funktion

$$\epsilon = \epsilon_a + \epsilon_r \cdot R \quad (5.3)$$

mit ϵ_a = absoluter Fehler in $[\Omega]$,
 ϵ_r = relativer Fehler [%] und
 R = elektrischer Widerstand $[\Omega]$.

definiert werden (Slater et al., 2000). ϵ_a bestimmt die Grenze, ab der die gemessenen Daten für die Inversion miteinbezogen werden und spielt vor allem für kleine Messwerte eine große Rolle (Orozco et al., 2012). Je nach Messkonfiguration erfolgt die Auswahl von ϵ_a anhand dreier Möglichkeiten:

- kleinster gemessener Widerstand
- Mittelwert des *Fractional Errors*
- Mittelwert der Differenzen aus normal und reziprok gemessenen Daten

Dagegen definiert sich ϵ_r über

- die Standardabweichung des *Fractional Errors* oder
- die Standardabweichung der Differenzen aus normal und reziprok gemessenen Daten

und ist bei großen Messdaten relevant. Dies liegt an wachsenden Abweichungen bei größeren Messwerten (Kemna et al., 2000). Für die IP-Daten wird das lineare Modell erweitert und um einen widerstandsabhängigen Phasenfehler ergänzt (Orozco et al., 2012).

5.3.3 Normal-Reziproke Datenanalyse

Das Stapeln von Daten durch mehrmalige Messungen ist ein Maß für die Rauschquantifizierung. Eine normale und reziprok angeordnete Datenaufnahme kann alternativ dazu genutzt werden, um Fehler zu erkennen, die bei gestapelten Messdaten unentdeckt geblieben wären (Slater et al., 2000). Werden die Widerstände der normal und reziprok gemessenen Daten in x- bzw. y-Richtung aufgetragen, sollten diese im Idealfall auf einer Geraden liegen. Ist dies nicht der Fall, so hängt dies mit systematischen oder zufälligen Fehlern zusammen. Die linke Darstellung in Abbildung 5.5 zeigt als Beispiel die Widerstände der Vorwärtsmessung und der reziproken Messung des zweiten Schilthornprofils (skip 3). Um kleine und große Werte übersichtlich darstellen zu können, wurden die Werte logarithmiert. Daten, die sich innerhalb der Standardabweichung befinden, werden grün markiert und für die weiteren Berechnungen beibehalten, sofern die Daten nicht mit einer anderen Methode gefiltert werden. Rechts ist der für diesen Datensatz berechnete *Fractional Error* abgebildet. Die Werte zeigen eine Normalverteilung um Null, was darauf hindeutet, dass sie lediglich von zufälligem Rauschen und nicht von systematischen Fehlern beeinflusst werden. Die Normalverteilung ermöglicht, dass der Fehler über die Standardabweichung beschrieben werden kann (Orozco et al., 2012). Sämtliche normal und reziprok aufgenommene Datensätze, wurden über diese Art der Datenanalyse verarbeitet.

Eine NR-Analyse ist auch mit IP-Daten möglich. In Abbildung 5.6 sind die Phasen der normalen und reziproken Messung in x- bzw. y-Richtung aufgetragen.

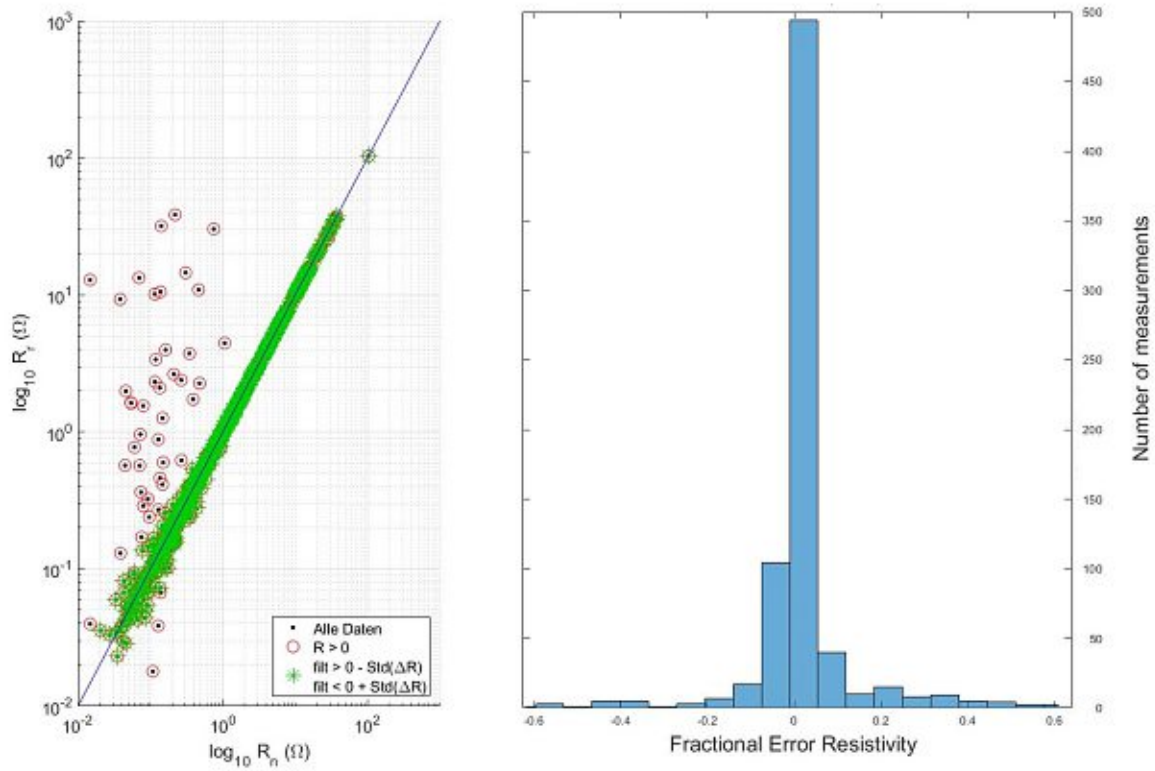


Abb. 5.5: Schilthorn P2 - sk3; Links: Gegenüberstellung der normalen und reziproken Daten über eine logarithmierte Skala - grün markierte Punkte werden für die Auswertung verwendet, rot markierte Punkte sind gültige Messungen (d.h. $R > 0$); Rechts: Fractional Error;

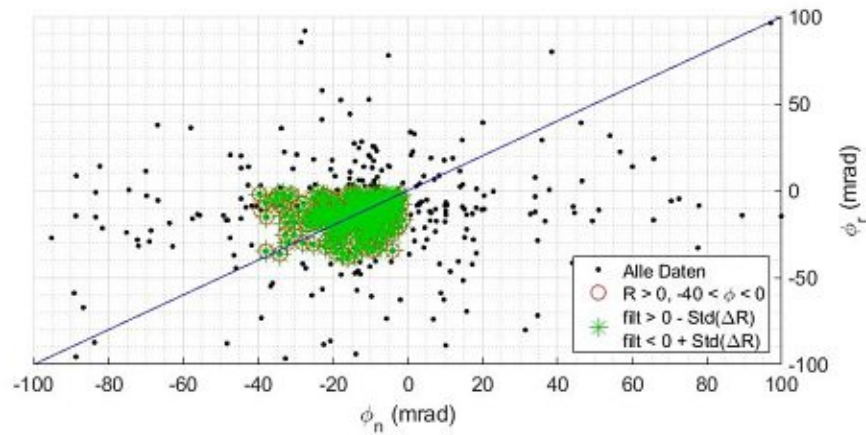


Abb. 5.6: Schilthorn P2 - sk3; Gegenüberstellung der normalen und reziproken Phasen - grün markierte Punkte werden für die Auswertung verwendet, rot markierte Punkte sind gültige Messungen (d.h. $R > 0$ und $-40 < \phi < 0$);

5.4 Datenprozessierung Seismik

Je nach Messgebiet und den Verhältnissen vor Ort zeigen die Daten ein individuelles Messrauschen, welches die Ersteinsätze zum Teil extrem überlagert. Zufallsrauschen kann bereits vor Ort durch eine erhöhte Schlagzahl pro Schussposition verringert werden. Durch eine Stapelung der jeweiligen Signale resultieren daraus Gesamtimpulse mit einem höheren Signal-Rausch-Verhältnis und komprimierten Amplituden. Dieses Signal wird unverändert für das Picking übernommen. Um die Ersteinsätze der einzelnen Schusspositionen hervorzuheben, werden Tief-, Hoch- oder Bandpassfilter herangezogen (Yilmaz, 2001). Diese bewirken nicht immer eine Verbesserung. Bei stärker verrauschten Spuren waren die Ersteinsätze immer noch schwierig zu erkennen (s. Abb. 5.7).

Eine zu starke Filterung verursacht zudem eine Phasenverschiebung, welche das Picking und ferner das Endergebnis verfälschen können. Abhilfe schafft ein für diese Zwecke eingesetzter 3-Punkt-Filter, der Phasenverschiebungen vermeidet. Dieser Filter tastet die jeweiligen Spuren sukzessive ab und berechnet für jede betrachtete Position einen neuen Amplitudenwert ($P_{neu,i}$), bestehend aus dem betrachteten Wert (P_i) summiert mit dem Mittel der beiden benachbarten Werte (P_{i+1}, P_{i-1}):

$$P_{neu,i} = \frac{P_i}{2} + \frac{P_{i+1} + P_{i-1}}{4} \quad (5.4)$$

mit $i = -1, 0, \dots, x$;

Durch mehrmalige Anwendung dieses Filters lassen sich die Ersteinsätze stärker extrahieren und erleichtert damit das Picking ungemein.

Auffallend ist, dass die Geophone, welche am Hohen Sonnblick im Altschneefeld platziert wurden (No. 40 - 48), ein besonders hohes Signalausrauschen aufweisen, was auf eine unzureichende Geophonbefestigung zurückzuführen ist. Zunächst wurde versucht, auch diese Spuren zu picken. Allerdings zeigte sich spätestens nach der Inversion, dass die gepickten Laufzeiten dieser Spuren einen negativen Einfluss auf das Endergebnis hatten, da ungewöhnlich hohe p-Wellengeschwindigkeiten in diesem Bereich wiedergegeben wurden. Aus diesem Grund wurden in den nachfolgenden Inversionen nur die gepickten Ersteinsätze der Geophone No. 1 - 39 berücksichtigt (s. Abb. 5.8).

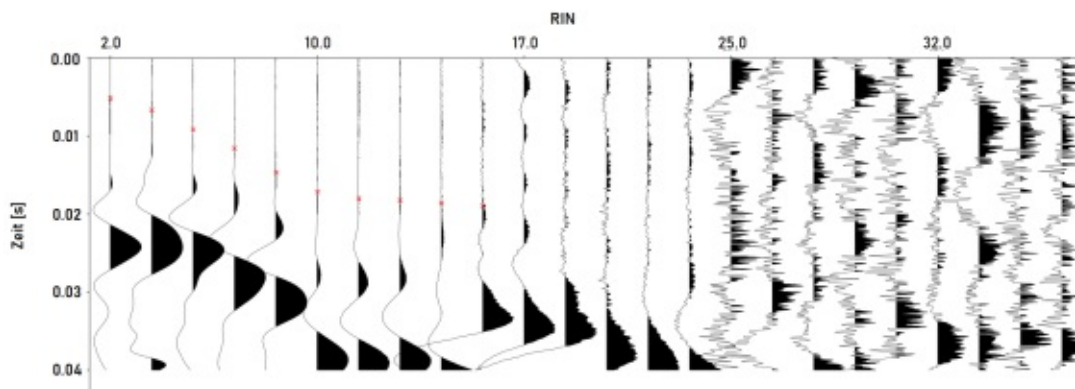


Abb. 5.7: Darstellung einer Signalaufzeichnung vom Schilthorn (P1); Trotz Filterung weisen die Geophonspuren mit zunehmender Entfernung vom Schusspunkt ein erhöhtes Rauschen auf.

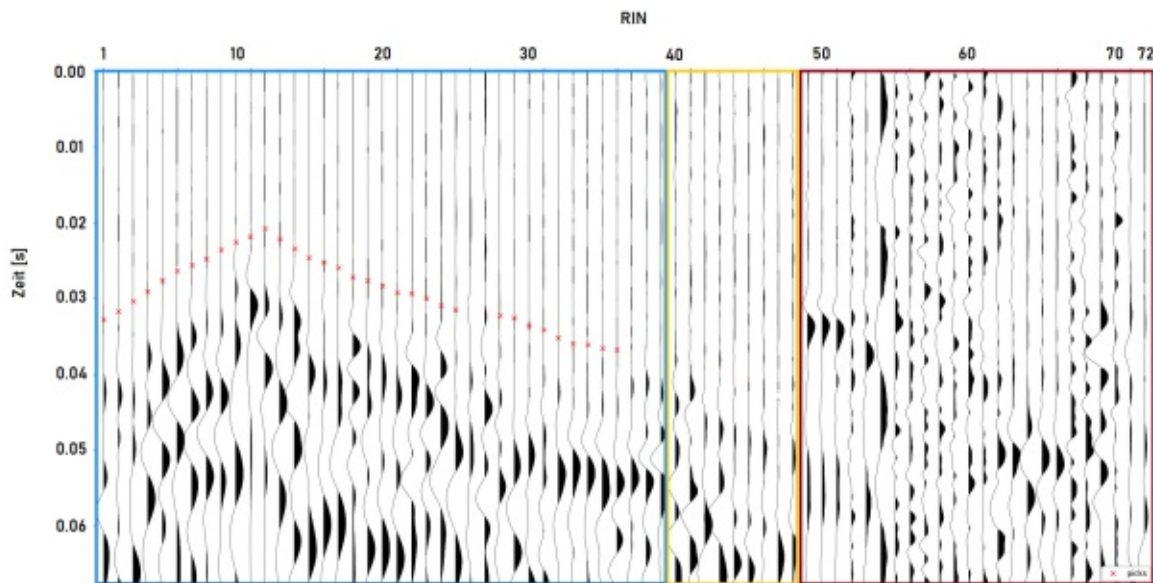


Abb. 5.8: Die Darstellung zeigt sämtliche Signalaufzeichnungen der Schussposition 11 (shot index number - SIN 11) vom Juni 2019 am Hohen Sonnblick inklusive *preTrigger* und einigen Picks; Die Spuren sind nach Geophonnummer (receiver index number - RIN) sortiert; Blau: Verwendete Geophone; Gelb: Geophone auf Altschneefeld; Rot: Bohrlochgeophone;

Nach Abschluss des Pickings wurde ein allenfalls verwendeter *preTrigger* entfernt, indem die Laufzeit des Ersteinsatzes der Schussposition von den einzelnen Spuren dieses Schusses subtrahiert wurde. Die Daten der Bohrlochgeophone am Hohen Sonnblick wurden für die Auswertung nicht berücksichtigt. Dies lag zum einen an der unsicheren Information bzgl. der Installationsreihenfolge sämtlicher Bohrlochgeophone und zum anderen an einer Unterbrechung des Kabelanschlusses zu Bohrloch BLII, welche während der Messung geschah und bis kurz vor deren Abschluss unbemerkt blieb.

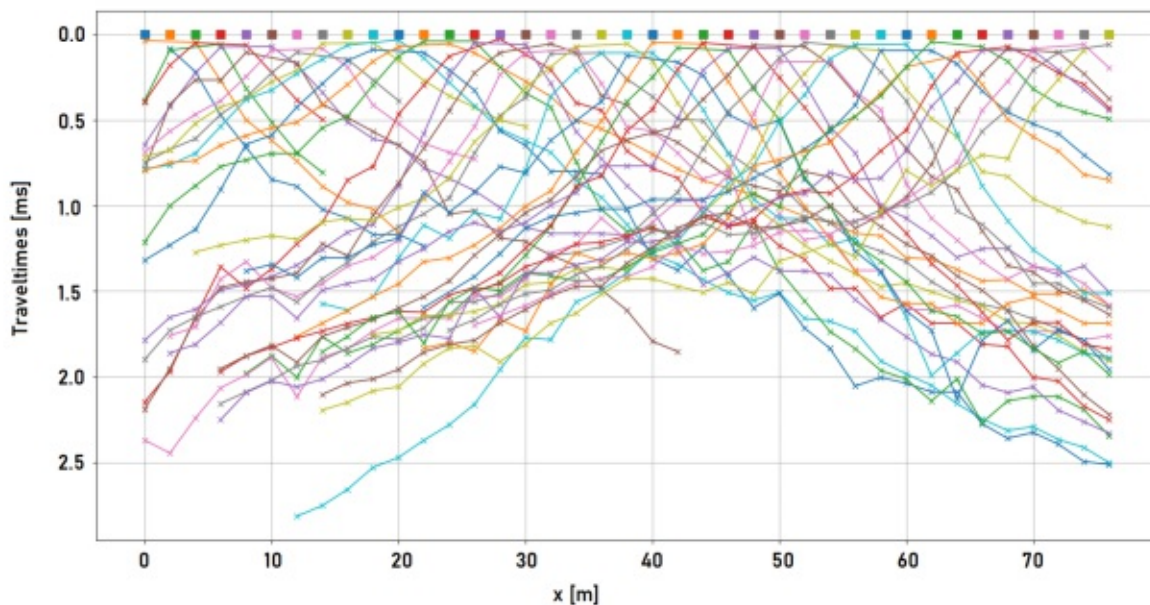


Abb. 5.9: Hoher Sonnblick Oktober 2019: Laufzeitäste der gekürzten Version (exkl. Schneefeld);

Nachdem alle möglichen Ersteinsätze gepickt wurden, konnten die Laufzeiten anhand eines Diagramms dargestellt werden (s. Abb. 5.9). Die Laufzeitäste geben einen groben Überblick über mögliche Pickfehler, die aufgrund verschiedener Faktoren zustande kommen (Phasenwechsel einzelner Spuren, hohes Rauschen einzelner Seismogramme, u.Ä.).

Werden Schuss- und Geophonpunkt vertauscht (Rückschuss), sollte dies bei einem homogenen, horizontalen Schichtenaufbau das Versuchsergebnis nicht beeinflussen (Prinzip der Reziprozität - Knödel et al., 1997). Durch eine Gegenüberstellung der Laufzeiten zu den Offset-Distanzen des Hin- und Rückschusses lässt sich die Konsistenz der Laufzeiten und der Einfluss der Topographie bewerten sowie die Struktur der Grenzschicht interpretieren. Ein Beispiel für gepickte Ersteinsätze zeigt Abbildung 5.10. Die Streuung steigt bei höheren Laufzeiten an, was auf Strukturvariationen an der Oberfläche wie auch im Untergrund hinweist. Trotzdem zeigen die beiden Schüsse Ähnlichkeiten.

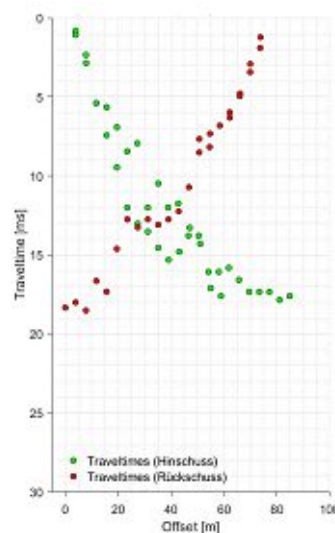


Abb. 5.10: Hoher Sonnblick, Oktober 2019: Gepickte Laufzeiten des Hin- und Rückschusses bei Geophon No. 17 und 32;

5.5 Inversion geoelektrischer Daten

Eine Erhöhung der Werte für die horizontale Glättung kann vorhandene Schichtgrenzen verstärkt darstellen und vertikale Störeinflüsse unterdrücken. Allerdings zeigten sich für die meisten der invertierten Daten kaum Veränderungen, weshalb die Standardwerte größtenteils beibehalten wurden. Zunächst wurde ein internes Startmodell berechnet, das zur Auswertung der Multiple-Gradient-Daten dient. Für nachfolgende Berechnungen fungierten die Multiple-Gradient-Inversionsergebnisse als Startmodelle, woraus eine genauere Anpassung der Messdaten ermöglicht wurde.

Die in Kapitel 5.3.2 definierten Fehlerparameter wurden direkt in der Inversionssoftware übernommen. Das daraus hervorgehende Inversionsergebnis lieferte meist kein optimales Resultat, weshalb letztendlich mit leicht abgeänderten Werten gearbeitet wurde, um eine Über- bzw. Unteranpassung (engl.: *overfitting*, *underfitting*) zu vermeiden. Eine besondere Herausforderung stellten dabei die Daten der Juni-Messkampagne am Hohen Sonnblick dar. Aufgrund des erhöhten Datenrauschens und des starken Datenverlustes konnten nur durch *robuste Inversionen* verwendbare Ergebnisse erreicht werden. Um sicherzugehen, dass in den Inversionsergebnissen tatsächlich keine Anomalien verloren gegangen sind, wurden sowohl die ungefilterten als auch die gefilterten Daten invertiert. In den ungefilterten Daten sind zwar sämtliche Ausreißer enthalten, allerdings kann

ein Vergleich zwischen Inversionen von gefilterten und ungefilterten Daten Klarheit bezüglich Untergrundanomalien bringen. Unterschiede zwischen Inversionen mit und ohne Startmodell bzw. nicht robust und robust sind in Abb. 5.11 dargestellt. Besonders die unterschiedlichen Datenabdeckungen zeigen, wie sich die jeweilige Vorgangsweise auf das Endergebnis auswirkt. Die Parameter sämtlicher ERT-Inversionen der gefilterten Daten, die für die nachfolgenden Methodenvergleiche verwendet werden, sind in Tabelle 5.7 aufgelistet. Werden in weiterer Folge andere Inversionsergebnisse dargestellt als in der Tabelle angegeben, so können die jeweiligen Inversionsparameter aus den jeweiligen Bildbeschriftungen entnommen werden.

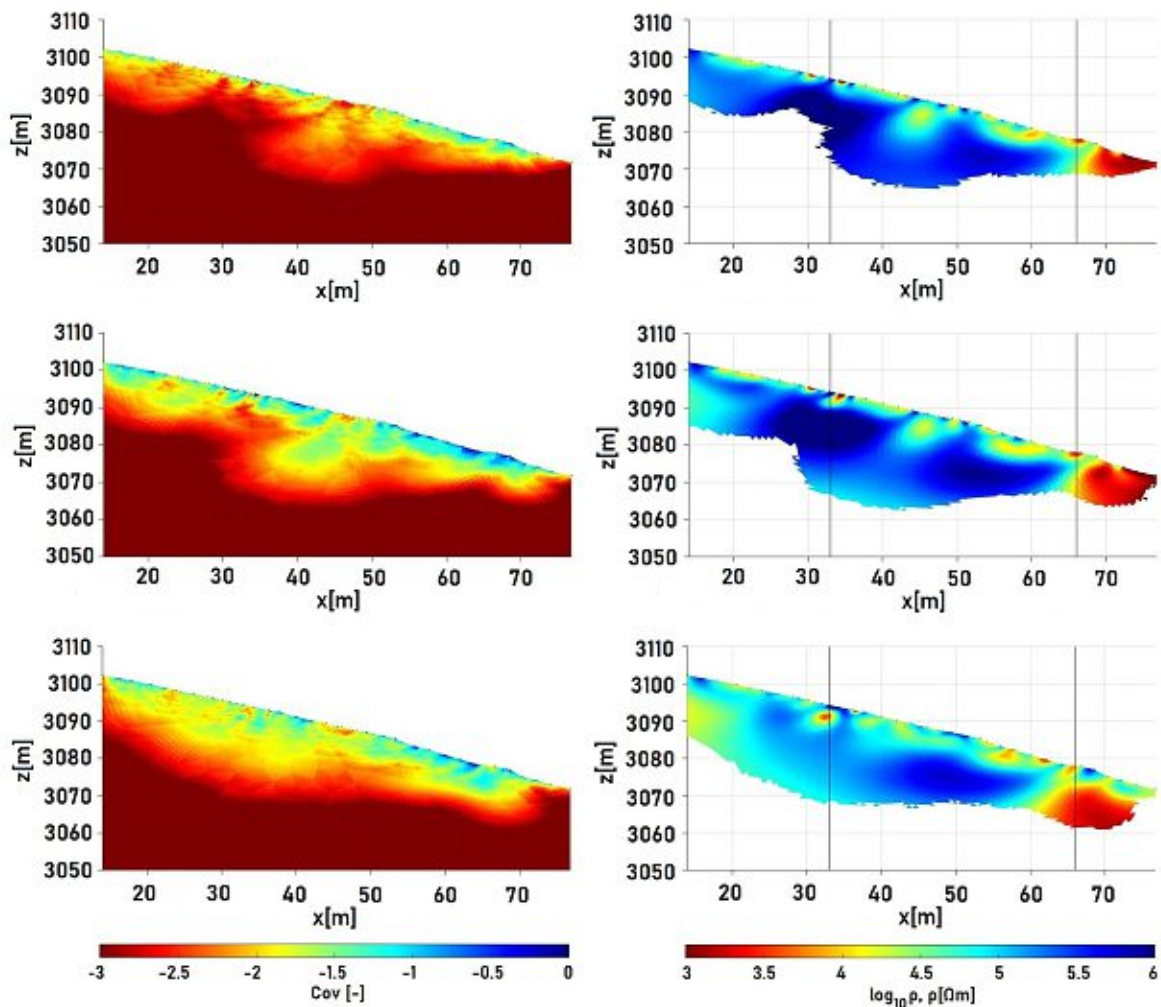


Abb. 5.11: Hoher Sonnblick - Juni 2019: Vergleich der Inversionsergebnisse der DD skip 0-3 Konfiguration inklusive Startmodell (MGsk03); Oben: gefiltert, x- / y-smoothing = 1, Abs.Err. = 20 Ω , Rel.Err. = 0.1%; rms = 2.852; Mitte: gefiltert, mit Startmodell, x- / y-smoothing = 1, Abs.Err. = 20 Ω , Rel.Err. = 1%; rms = 2.851; Unten: gefiltert, mit Startmodell, robust, x- / y-smoothing = 1, Abs.Err. = 30 Ω , Rel.Err. = 1%; rms = 2.828

Die IP-Daten, welche am Hohen Sonnblick gesammelt wurden, weisen ein starkes Rauschen auf. Daraus resultiert auch ein hoher Datenverlust bei der Filterung. Um den Einfluss dieses

Datenverlusts so gering wie möglich zu halten, wurde als Startmodell für die IP-Inversionen das ERT-Ergebnis der Multiple-Gradient-Konfiguration übergeben. Abbildung 5.12 zeigt das Inversionsergebnis der IP-Daten vom Hohen Sonnblick (Oktober 2019).

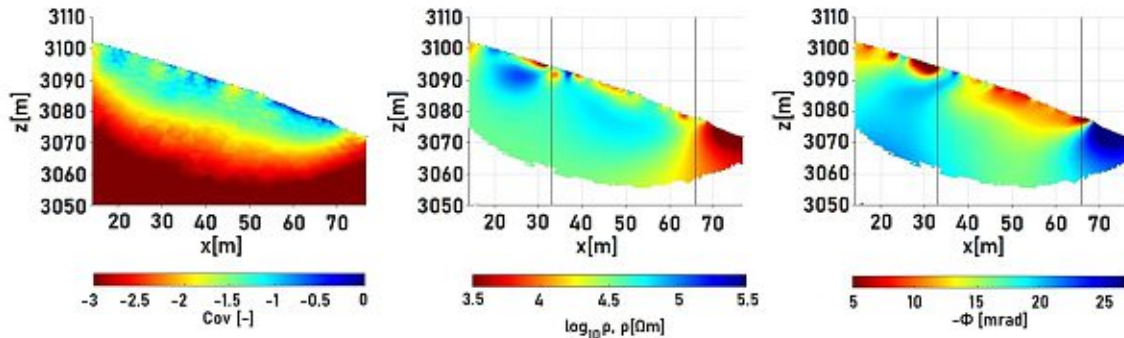


Abb. 5.12: Hoher Sonnblick - Oktober 2019: 0.25Hz, gefiltert, mit Startmodell, x- / y-smoothing = 1, rel. Error: 10%, abs. Error: 2 (Ω), A2: 1 %, A3: 5 [mrad]; data RMS = 1.007; mag RMS = 1.007; pha RMS = 1.015; Startmodell = MGsk03 (ERT); Die vertikalen Linien markieren die Positionen der Bohrlöcher;

Tab. 5.7: Parameter der für die nachfolgende Vergleiche verwendeten ERT-Inversionen; F = Frequenz; rob. = Robuste Inversion; IM = Verwendung eines Startmodells; Konf. = Konfiguration; ϵ_a = absoluter Error; ϵ_r = relativer Error; Gl. = Glättung; RMS = fehlergewichteter quadratischer Mittelwert; DD = Dipol-Dipol; MG = Multiple-Gradient; sk = skip; nr = normal und reziprok

	F [Hz]	rob.	IM	Konf.	berechnet		gewählt		Gl.		RMS
					ϵ_a [Ω]	ϵ_r [%]	ϵ_a [Ω]	ϵ_r [%]	x	y	
Sonnblick Okt. 2018	1			DD sk 3, nr	5	7	5	10	1	1	0.9956
Sonnblick Okt. 2019	1			MG sk 0-3	2	10	20	0.1	1	1	0.9925
	1		X	DD sk 3, nr	2	10	2	10	1	1	0.9999
	1		X	DD sk 0-3	2	10	1	10	1	1	0.9995
Sonnblick Juni 2019	1	X		MG sk 0-3	3	14	1	10	1	1	0.9868
	1	X	X	DD sk 3, nr	3	14	4	5	1	1	0.9950
	1	X	X	DD sk 0-3	3	14	1	30	1	1	2.828
Schilthorn P1	1			MG sk 0-3	0.04	0.1	0.3	5	1	1	1.493
	1		X	DD sk 3, nr	0.04	0.1	0.04	0.1	1	1	2.041
Schilthorn P2	1			MG sk 0-3	0.2	0.1	0.3	1	1	1	1.004
	1		X	DD sk 3, nr	0.2	0.1	0.3	1	1	1	0.9970
	1		X	DD sk 5, nr	0.03	0.05	0.2	0.01	1	1	0.9997
	1		X	DD sk 7, nr	0.2	0.07	0.2	0.01	1	1	1.005
	1		X	DD sk 9, nr	0.6	0.04	0.03	1	1	1	0.9928

5.6 Inversion refraktionsseismischer Daten

Abb. 5.13 zeigt das verwendete FE-Gitter, das für die SRT-Messdaten vom Hohen Sonnblick verwendet wurde. Zusätzlich zum Inversionsergebnis können die Strahlenverläufe exportiert und dargestellt werden. Dies ist eine weitere Möglichkeit zur Überprüfung der Plausibilität der Inversion (Bsp. s. Abb. 5.14). Bei nicht nachvollziehbaren Strahlenverläufen wurde das Gitter bzw. das Startmodell überarbeitet. Sämtliche Inversionsparameter sind in Tabelle 5.8 aufgelistet.

Tab. 5.8: Iterativ bestimmte Parameter aller SRT-Inversionen

Parameter	Hoher Sonnblick		Schilthorn	
	Juni 2019	Oktober 2019	Profil P1	Profil P2
paraDX [-]	0.05	0.05	0.05	0.2
paraDepth [m]	30	30	50	70
paraBoundary [%]	0.5	0.5	5	1
paraMaxCellSize [m^3]	1	1	5	1
boundary [-]	0.0	0.0	0.0	0.0
boundaryMaxCellSize [m^3]	0	0	0	0
quality [-]	34.3	34.3	34.3	34.3
lambda [-]	100	300	50	700
zWeight [-]	1.1	0.5	2	n.a.
v_{min} [$km s^{-1}$]	1000	500	1800	500
v_{max} [$km s^{-1}$]	5500	5500	5000	5000
Robust Inversion	Ja	Nein	Nein	Nein
Absoluter Fehler [s]	0.001	0.001	0.0005	n.a.
Relativer Fehler [%]	1	2	5	n.a.

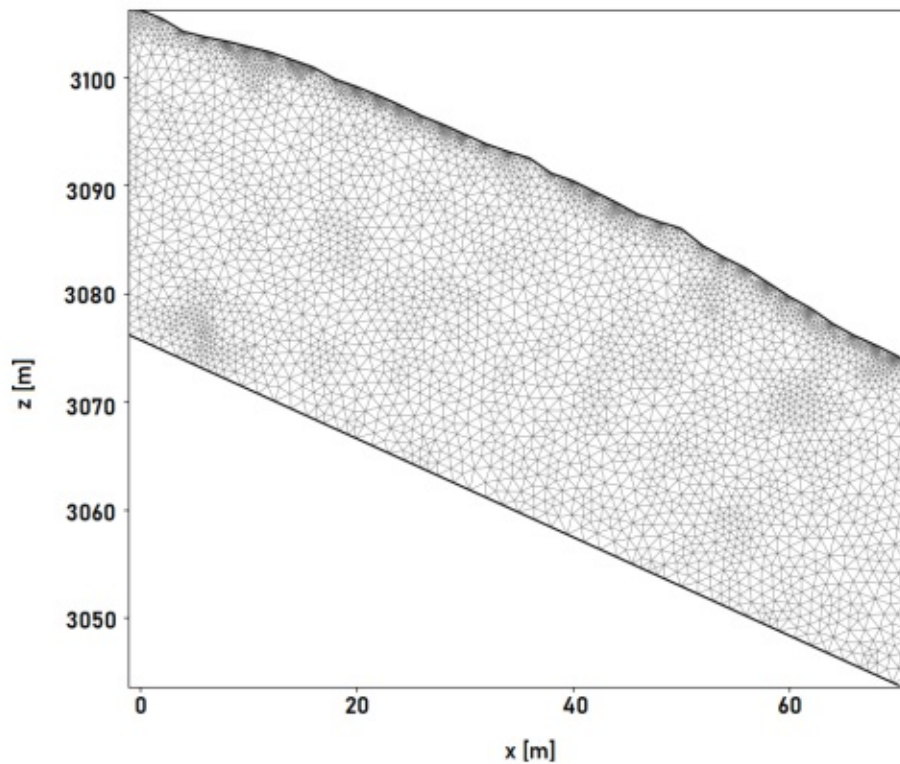


Abb. 5.13: Finite-Elemente-Gitter für die Inversionen der SRT-Messdaten vom Hohen Sonnblick

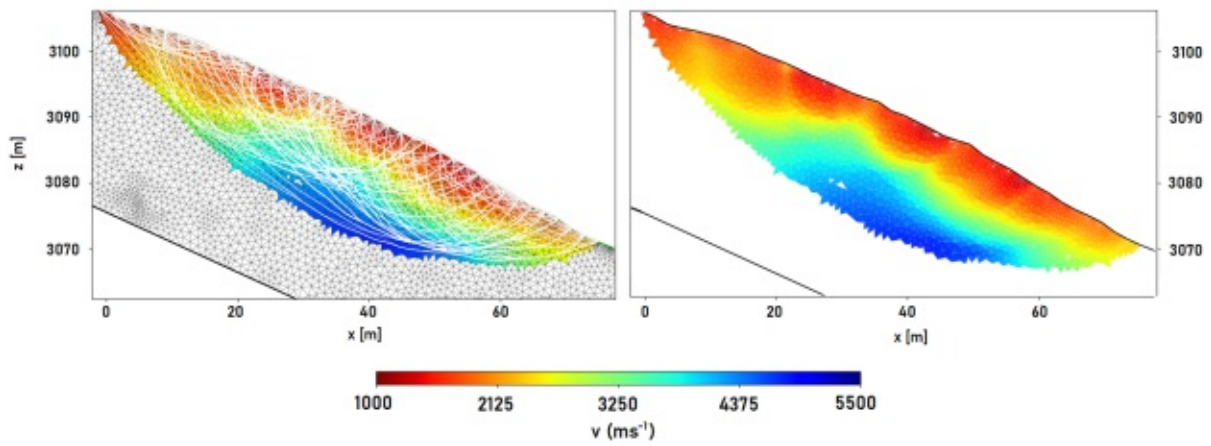


Abb. 5.14: Hoher Sonnblick - Oktober 2019: Inversionsergebnis mit (links) und ohne (rechts) Strahlenverläufe; $\chi^2 = 2.401$

Kapitel 6

Ergebnisse, Interpretation und Diskussion

6.1 Messgebiet Hoher Sonnblick

6.1.1 Zeitabhängige Gegenüberstellungen - ERT

2018 und 2019

Die 1D-Diagramme in Abbildung 6.1 (oben) stellen die von der Oberfläche bis in tiefere Schichten auftretenden Veränderungen der spezifischen Widerstände vom Oktober 2018 und 2019 bei verschiedenen Profilmeter gegenüber. Der Bereich der spezifischen Widerstände 2019 beschränkt sich auf Werte zwischen 3 - 100 k Ω m. Die spezifischen Widerstände vom Oktober 2018 weisen im Gegensatz dazu stärkere Schwankungen, geringere spezifische Widerstände nahe der Oberfläche (ca. 1.5 k Ω m) und höhere spezifische Widerstände in tieferen Lagen auf (bis zu 160 k Ω m). Durchaus kongruente Kurvenverläufe zeigen sich bei Profilmeter 50 und 60, wobei die Wechsel zwischen hohen und niedrigen spezifischen Widerständen im Oktober 2018 eindeutig stärker ausgeprägt sind. Der eher weniger stark variierende Verlauf der spezifischen Widerstände vom Oktober 2019 hängt damit zusammen, dass bei den Inversionen der beiden Datensätze nicht dieselben Fehler- bzw. Glättungsparameter verwendet wurden, da die Datensätze eine unterschiedliche Qualität aufwiesen. Die Kurvenverläufe stimmen bei anderen Profilmeter nur zum Teil überein.

Abbildung 6.1 (unten) stellt die ERT-Ergebnisse vom Oktober 2018 und Juni 2019 gegenüber. Die Kurven zeigen partiell idente Verläufe, was besonders bei Profilmeter 20 und 30 sowie auch 60 erkennbar ist. Bei Profilmeter 40 weisen beide Datensätze zunächst dieselben oberflächennahen Schwankungen auf. In tieferen Lagen steigt der spezifische Widerstand der Juni-Ergebnisse jedoch stärker an (> 300 k Ω m), was nicht ausschließlich auf eine erhöhte Bodenvereisung in dieser Jahreszeit hinweist. Eine mögliche Ursache hierfür ist ein variierender Wassergehalt im unterirdischen Eis oder in Gesteinen mit niedriger Temperatur. Andererseits ist es nicht möglich, die Unterschiede zwischen beiden Zeitpunkten aufgrund unbeabsichtigter Effekte bei der Inversion, die durch Änderungen der gemessenen Widerstände (Signalstärke), der Wahl der entsprechenden Fehlerparameter und der Regularisierungen entstehen, zu ignorieren. Der kontinuierliche, sinkende Verlauf des spezifischen Widerstands in tieferen Lagen deutet auf den Übergang zu konsolidiertem Festgestein hin.

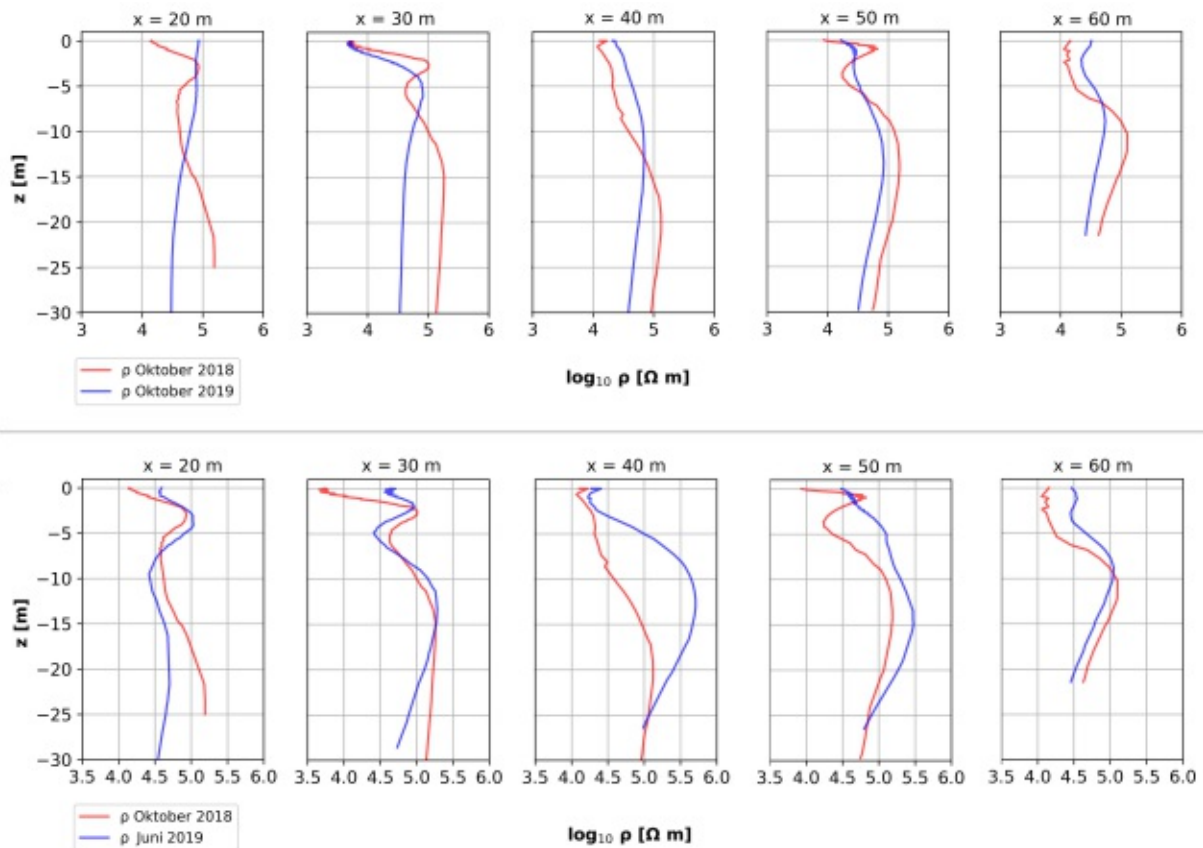


Abb. 6.1: 1D ERT-Ergebnisse der Dipol-Dipol-Konfiguration aus den Jahren 2018 und 2019; Oben: Vergleich zwischen Oktober 2018 (rot) und Oktober 2019 (blau); Unten: Vergleich zwischen Oktober 2018 (rot) und Juni 2019 (blau)

Juni 2019 und Oktober 2019

Abbildung 6.2 stellt die ERT-Ergebnisse der MG- bzw. DD-Konfiguration zwischen Juni und Oktober 2019 gegenüber. Aufgrund der höheren Vereisung erreichen die spezifischen Widerstände erwartungsgemäß im Juni generell höhere Werte (bis ca. 320 k Ω m) als im Oktober (bis ca. 100 k Ω m). Unterschiede zeichnen sich besonders in Bodennähe ab, da auch die Auftauschicht im Juni noch zum Teil eine hohe Vereisung aufwies. Im Oktober sind die Unterschiede zwischen den spezifischen Widerständen weniger markant ausgeprägt, was aus den verwendeten Inversionsparametern resultiert. In den Inversionsergebnissen sind zwischen den Konfigurationen nur wenige Unterschiede erkennbar. Die Bohrlöcher erscheinen in allen Inversionsergebnissen als verhältnismäßig leitfähige Bereiche (ca. 10 - 15 k Ω m). Details hierzu geben die 1D-Diagramme in Abbildung 6.3 wieder.

Zwischen den Konfigurationen gehen viele idente Strukturen hervor. Im Juni zeigt besonders die Dipol-Dipol-Konfiguration (DDsk3, nr) schärfer getrennte, oberflächennahe Strukturen. Im verwitterten, oberflächennahen Gestein kumulieren Wasser, Eis oder Luft in den vorhandenen Brüchen und erzeugen so die lateralen Unterschiede in den spezifischen Widerständen. Die Multiple-Gradient-Konfiguration hat aufgrund der längeren Dipolabstände eine schwächere laterale Auflösung, wodurch die oberflächennahen Strukturen weniger stark in Erscheinung treten. Aufgrund des enormen Datenverlustes bei der Filterung der DDsk03-Daten vom Juni 2019, wird diese Konfiguration für einen zeitlichen Vergleich nicht herangezogen.

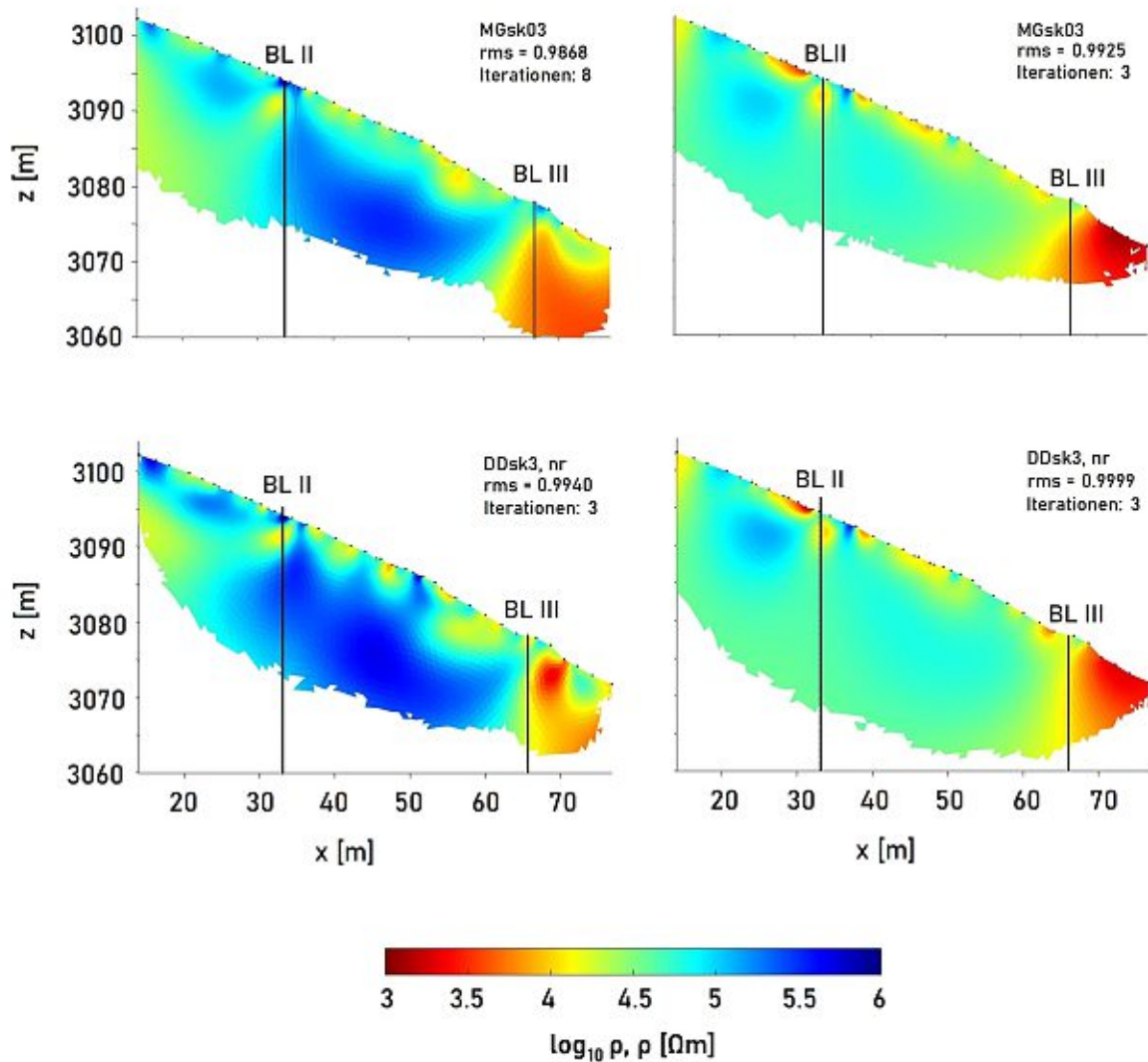


Abb. 6.2: Inversionsergebnisse der unterschiedlichen Konfigurationen vom Juni 2019 (links) und Oktober 2019 (rechts);

Differenzen in den Kurvenverläufen zwischen Juni und Oktober 2019 (s. Abb. 6.3) sind Folge der Datenfilterung. Im Juni gehen besonders am Profilbeginn viele Daten verloren, was sich möglicherweise auf das Inversionsergebnis auswirkt (Abb. 6.3, $x = 20$ m). Die oberflächennahen Schwankungen der blauen Kurve, beispielsweise bei Profilmeter 30, resultieren aus dem höheren Vereisungsgrad im Juni. So steigen die spezifischen Widerstände bis zum Übergang von losem zu gefestigtem Fels (ca. 2 - 2.5 m) an, da in dieser Schicht mehr Eis eingeschlossen werden kann. Mit zunehmender Tiefe verfestigt sich das Gestein sukzessive, wodurch Brüche oder Hohlräume verschwinden und der Eisgehalt sowie die spezifischen Widerstände sinken. Mit zunehmender Konsolidierung in tieferen Lagen steigt auch der spezifische Widerstand, der beim Übergang zum gefestigtem Grundgestein wieder nachlässt. Durch die hohen Kontaktwiderstände bei den Juni-Messungen weisen die Daten in tieferen Lagen keine gute Abdeckung auf. Die Strukturen beider Zeitpunkte sehen bei Profilmeter 40 bis 60 ähnlich aus. Die großen Änderungen im Juni spiegeln möglicherweise das höhere Signal in dieser Tiefe wider.

Allerdings muss diese Interpretation mit Vorsicht betrachtet werden, da die starken Anstiege ebenfalls Folgen der Inversion sein könnten.

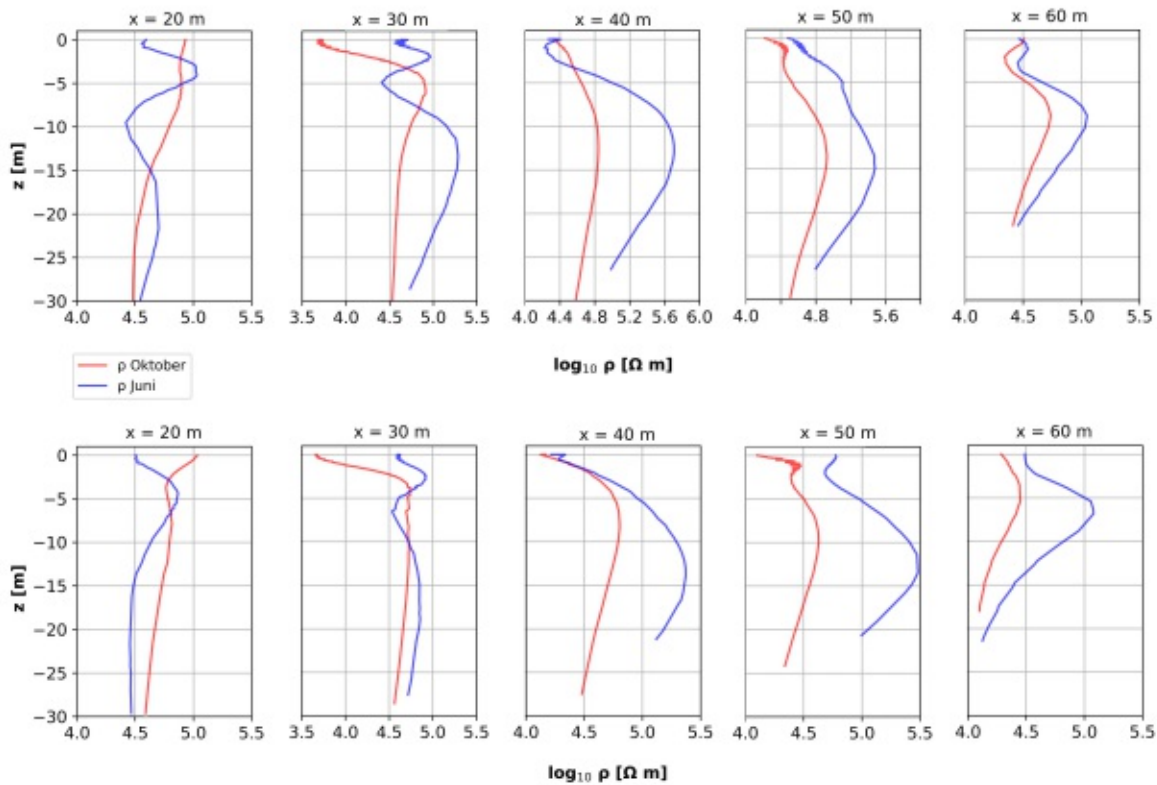


Abb. 6.3: 1D ERT-Ergebnisse zwischen Juni und Oktober 2019 bei unterschiedlichen Profilm Metern; Oben: MGsk03; Unten: Dipol-Dipol (sk3, nr);

6.1.2 Zeitabhängige Gegenüberstellungen - SRT

Juni 2019 und Oktober 2019

Die Bodenbeschaffenheit beider Messkampagnen spiegelt sich in den SRT-Daten vor allem nahe der Oberfläche wider. Die in Abbildung 6.4 eingetragenen Isolinien markieren die p-Wellengeschwindigkeiten von 2 bis 5 kms^{-1} . Am hohen Sonnblick weist dieser Wertebereich laut Hausmann et al. (2011) und Schöner, Boeckli et al. (2012) auf vereisten Permafrost hin (s. Tab. 2.2). Die Isolinien verdeutlichen die Verlagerung niedriger p-Wellengeschwindigkeiten in tiefere Ebenen zwischen Juni und Oktober. Auffallend ist die Auswirkung der Oberflächenerwärmung auf die p-Wellengeschwindigkeiten. So verschieben sich $v_p < 2 \text{ kms}^{-1}$ von 1 bis 3 m (Juni) bis in eine Tiefe von ca. 4 bis 5 m (Oktober).

Im Juni konnten die Hammerschläge durch die Gegebenheiten in situ nur teilweise direkt an der Oberfläche durchgeführt werden. Oftmals wurde die Signalquelle durch eine zwischen Oberfläche und Schlagplatte liegende Schneeschicht gedämpft, wodurch besonders in tiefen Lagen ein erhöhtes Rauschen entstand. Die hohen Geschwindigkeiten im Juni ($> 5 \text{ kms}^{-1}$) stimmen in deren Position zwar mit dem Übergang zu konsolidiertem Grundgestein überein, unterscheiden sich jedoch stark zu den Geschwindigkeiten im Oktober.

Bei der Messung im Oktober wurden zu Beginn der Datenaufnahme die Akquisitionsparameter nicht ideal gewählt. Bei den Schüssen 1 bis 9 wurde eine Aufnahmezeit von 2048 ms und eine

Abtastrate von 0.25 Hz festgesetzt. Vor allem die Abtastrate beeinflusst das eingehende Signal stark. Die Abtastrate der betroffenen Geophonspuren wurde bei der Datenprozessierung zu 4 Hz konvertiert. Trotzdem erschwerte sich die Auswahl der Ersteinsätze am Profilbeginn. Die Geschwindigkeitsdifferenzen in tieferen Lagen beider Tomogramme können nicht auf Unterschiede im Bodenaufbau oder Eisgehalt des Bodens zurückgeführt werden, sondern resultieren viel eher aus verschiedenen Inversionsparametern sowie der erschwerten Auswahl der Ersteinsätze.

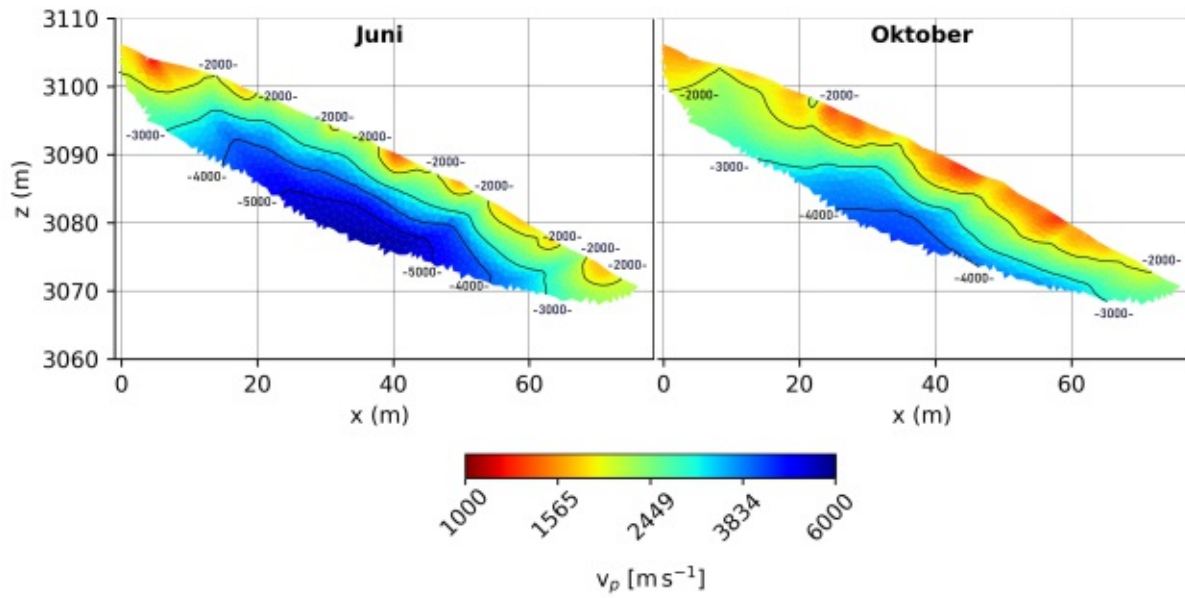


Abb. 6.4: Gegenüberstellung der original SRT-Inversionsergebnisse in einer logarithmischen Darstellung; Links: SRT-Tomogramm Juni, $\chi^2 = 1.203$; Rechts: SRT-Tomogramm Oktober, $\chi^2 = 2.401$

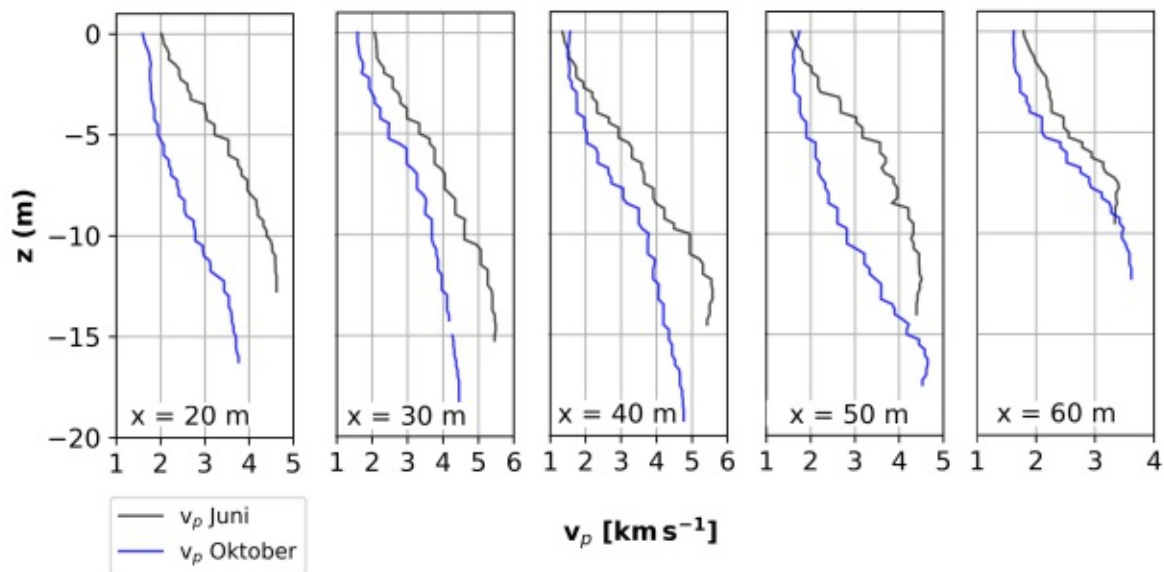


Abb. 6.5: 1D SRT-Ergebnisse zwischen Juni und Oktober 2019 bei unterschiedlichen Profilmeteren;

Die 1D-Daten in Abbildung 6.5 veranschaulichen den Anstieg der Geschwindigkeiten mit zunehmender Tiefe sowohl im Juni als auch im Oktober. Ähnlichkeiten in den Kurvenverläufen sind je nach Profilmeter stärker ausgeprägt, wie beispielsweise bei $x = 30$ oder $x = 60$. Nahe der Oberfläche befinden sich die Geschwindigkeiten entlang des gesamten Profils in einem ähnlichen Wertebereich ($1.5 - 2 \text{ km s}^{-1}$). In tieferen Lagen steigen die absoluten Differenzen zwischen Juni und Oktober. Markante Punkte in den Verläufen beider Kurven, die auf eventuelle Schichtübergänge hindeuten, befinden sich oftmals nicht an derselben Position.

Um die Geschwindigkeitsunterschiede besser zu erkennen, wurde die Differenz der invertierten Daten in Abbildung 6.6 dargestellt. Für die Inversionen der Juni- und Oktoberdaten wurde dasselbe Triangulationsnetz verwendet. Dadurch konnten die Werte der einzelnen Zellen subtrahiert werden. Die geringe Geschwindigkeitsabnahme in Oberflächennähe entlang des gesamten Profils resultiert aus der Erwärmung dieser Bereiche. Ausgehend von der Annahme, dass sich niedrige Geschwindigkeiten im Oktober in tiefere Ebenen verlagern, sollten sich über das ganze Profil negative Differenzen schichtweise verteilen. Die Geschwindigkeitszunahme am Profilende ist abhängig von einer gesteigerten Wassersättigung im Oktober. Am Profilbeginn ist der Geschwindigkeitsanstieg einerseits auf einen erhöhten Wassergehalt des sandigen Bodens, andererseits auf die Nachwirkungen der eingestellten Aufnahmeparameter zurückzuführen. Mit zunehmender Tiefe sind negative Differenzen erwartbar. Allerdings treten in einer Tiefe von $> 5 \text{ m}$ starke Unterschiede ($\Delta v_p > -1.5 \text{ km s}^{-1}$) auf, die einerseits ein Effekt des variierenden Eisgehalts und andererseits die Folgen der geringeren Intensität der Signalquelle und den damit verbundenen hohen v_p ist.

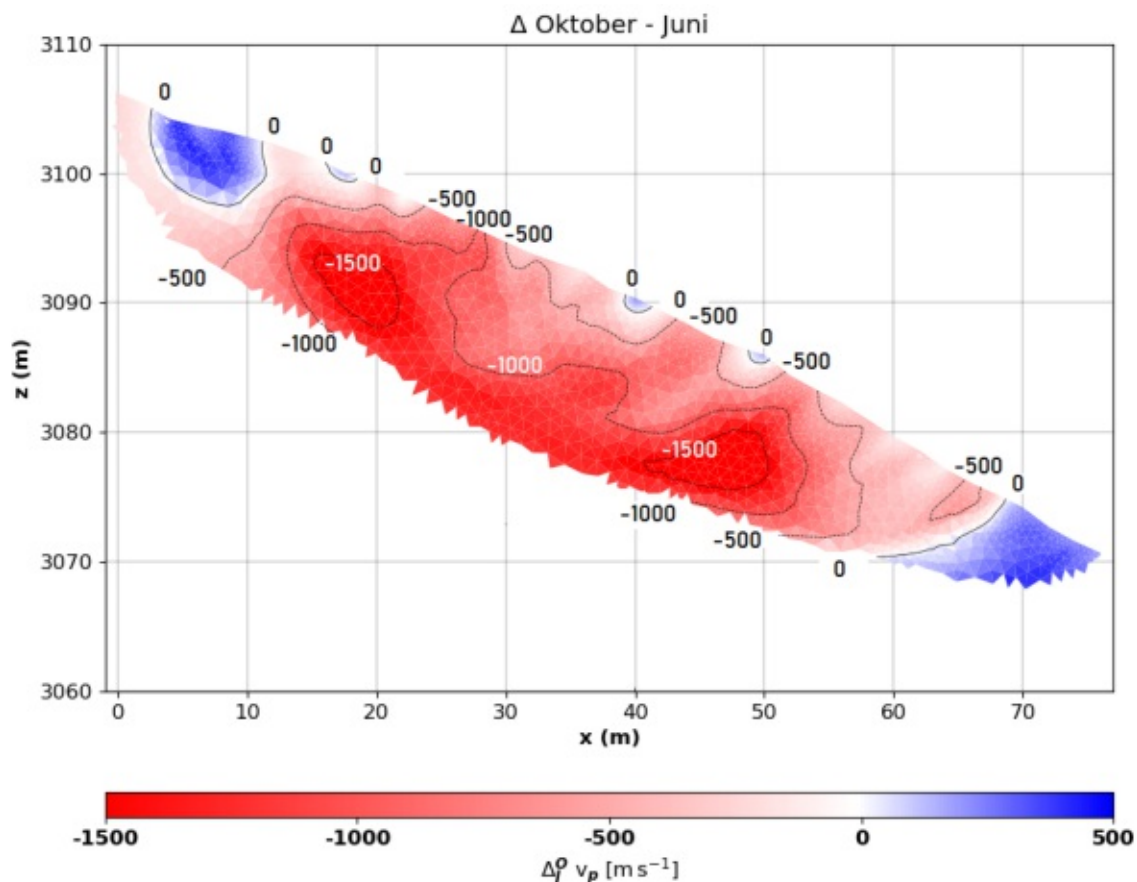


Abb. 6.6: Differenz zwischen invertierten Oktober und Junidaten (Oktober-Juni); Rote Bereiche signalisieren eine Abnahme der Geschwindigkeiten, blau Bereiche eine Zunahme;

6.1.3 Gegenüberstellung ERT und SRT - Juni 2019

Generell waren die ERT-Messungen geprägt von hohen Kontaktwiderständen aufgrund der noch stark vorhandenen Vereisung, die teils bis an die Oberfläche reichte. In den ERT-Ergebnissen verursachen die Bohrlöcher an deren Position sowie deren näherer Umgebung aufgrund ihrer Materialeigenschaften markante leitfähige Bereiche ($10 - 15 \text{ k}\Omega\text{m}$), abhängig von der verwendeten Konfiguration (s. Abb. 6.7). Das Profil verläuft nahe an den Bohrlöchern vorbei. Diese haben aufgrund des 3D-Effektes trotzdem Einfluss auf die Messdaten. Der Effekt entsteht auch bei sonstigen metallischen Teilen, welche nahe am Profil liegen und die Messungen stark beeinflussen können. Im Gegensatz zu elektrischen Verfahren (z.B. ERT und IP) ist die Seismik davon nicht betroffen, weshalb in den SRT-Tomogrammen keine Anomalien in denselben Bereichen auftreten.

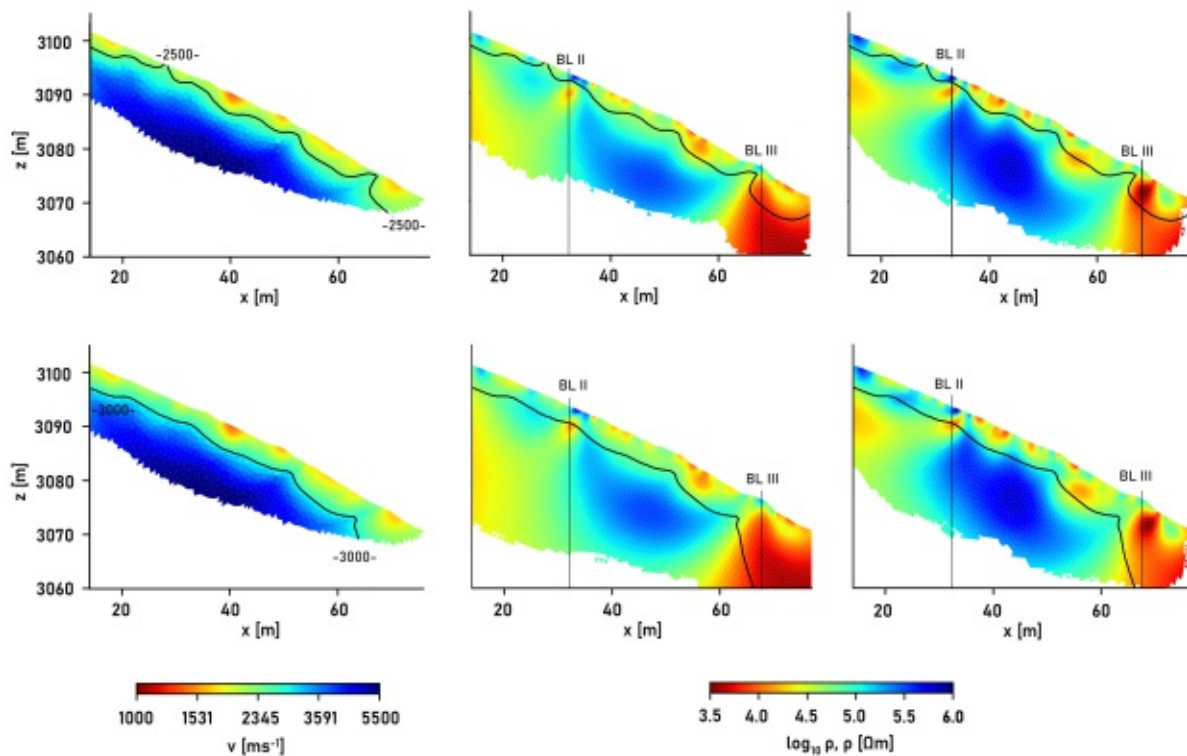


Abb. 6.7: Vergleich zwischen SRT (Links), MGsk03 - robuste Inversion (Mitte) und DDsk3 NR (Rechts) inkl. Isolinien bei 2.5 km s^{-1} und 3 km s^{-1} ; Bohrloch 2 (BL II) und Bohrloch 3 (BL III) sind in den ERT-Diagrammen entsprechend markiert

Die in Abbildung 6.7 eingezeichneten Isolinien entsprechen den p-Wellengeschwindigkeiten bei 2.5 km s^{-1} (6.7, oben) sowie 3 km s^{-1} (6.7, unten). Eine Übertragung der Geschwindigkeitslinien in die ERT-Diagramme zeigt, dass unterhalb von $2.5 - 3 \text{ km s}^{-1}$ der spezifische Widerstand deutlich steigt. Geschwindigkeiten $< 2.5 \text{ km s}^{-1}$ reichen in eine Tiefe von maximal 1 - 2 m und treten als einzelne, isolierte Bereiche in Erscheinung. Dies liegt wahrscheinlich an einsetzenden Tauprozessen, die in jenen Bereichen niedrige Geschwindigkeiten und spezifische Widerstände hervorrufen (s. Abb. 6.8). Dies kann als die Untergrenze der Auftauschicht interpretiert werden, welche sich zum Teil auch mit den gegebenen Leitfähigkeitsvariationen decken. Ab einer Tiefe von ca. 10 m erscheinen $v_p > 4 \text{ km s}^{-1}$ sowie hohe spezifische Widerstände ($150 - 170 \text{ k}\Omega\text{m}$), insbesondere zwischen Profilmeter 30 und 50. Basierend auf den Ergebnissen aus Schöner, Boeckli et al. (2012)

kann angenommen werden, dass in dieser Tiefe der Grenzbereich zwischen zerklüftetem und konsolidiertem Felskörper vorliegt. Am Profildende sinken sowohl die spezifischen Widerstände als auch die seismischen Geschwindigkeiten. Die Dipol-Dipol-Resultate zeigen eine abgegrenzte, leitfähige Region, welche sich an der Position des dritten Bohrlochs befindet. Die geringen spezifischen Widerstände werden allerdings nicht durch das dritte Bohrloch begünstigt. Vielmehr bewirkt das vorhandene Untergrundmaterial, welches vermutlich aus einer Mischung von feinem, wassergesättigtem Sand und Schutt besteht, eine leitfähige Basis. Damit lassen sich auch die niedrigen Geschwindigkeiten in dieser Zone erklären.

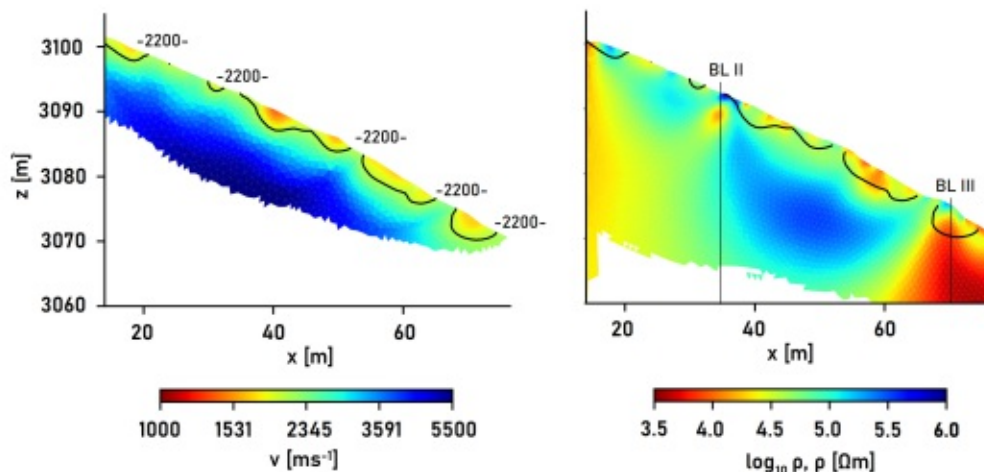


Abb. 6.8: Vergleich zwischen SRT (Links) und MGsk03 robuste Inversion (Rechts) inkl. Isolinie bei 2200 ms^{-1} ; Oberflächennahe Anomalien treten in beiden Methoden als niedrige ρ und kleine v_p auf;

Abbildung 6.9 stellt die 1D-Kurven der SRT- und ERT-Ergebnisse bei bestimmten Profilmeter gegenüber. Die spezifischen Widerstände weisen in geringer Tiefe starke Variationen auf, während die v_p erwartungsgemäß kontinuierlich steigen. Bei genauer Betrachtung lässt sich jedoch in einer Tiefe von ca. 1 - 2 m eine kleine Krümmung der Geschwindigkeitskurve erkennen. Beim Übergang zu konsolidiertem Gestein (ca. 10 m) ändern sich die Geschwindigkeiten erneut.

Die oberflächennahen Schwankungen der ERT-Kurven hängen vom Zustand des Untergrundes zum gegebenen Messzeitpunkt ab. Der Tauprozess befand sich im Juni im Anfangsstadium, weshalb der Vereisungsgrad noch weitläufig sehr hoch gewesen ist. Schmelzwasser dringt zunächst über grobblockiges Haldenmaterial in den Untergrund, bis es oberhalb von Schichten höheren Eisgehalts aufgrund derer Undurchdringlichkeit abfließt. In diesem Bereich nehmen die spezifischen Widerstände vorerst ab. Zunehmende Tiefe bedingt niedrigere Temperaturen. Dadurch erhöht sich der Eisgehalt in vorhandenen Klüften sowie in den Porenräumen. Der Anstieg der spezifischen Widerstände unterhalb von 2 - 5 m ist darauf zurückzuführen (Vgl. 6.9, $x = 40\text{m}$). Beim Übergang zwischen zerklüftetem und konsolidiertem Gestein sinken die spezifischen Widerstände. Ein wenig versetzt stoppt der Anstieg der v_p ($v_p^{\text{Gneis}} \approx 3 - 5.5 \text{ km s}^{-1}$, s. Tab. 2.2), was ebenso auf den Übergang zum festen Grundgestein hinweisen kann. Wie in Kapitel 6.1.1 erwähnt, ist jedoch eine genaue Interpretation des Profilbeginns sowie tiefer liegender Schichten schwierig. Die Verläufe der ERT-Kurven zwischen den Konfigurationen sind bei den jeweiligen Profilmeter sehr ähnlich, was ein Indikator für die Konsistenz der Daten ist.

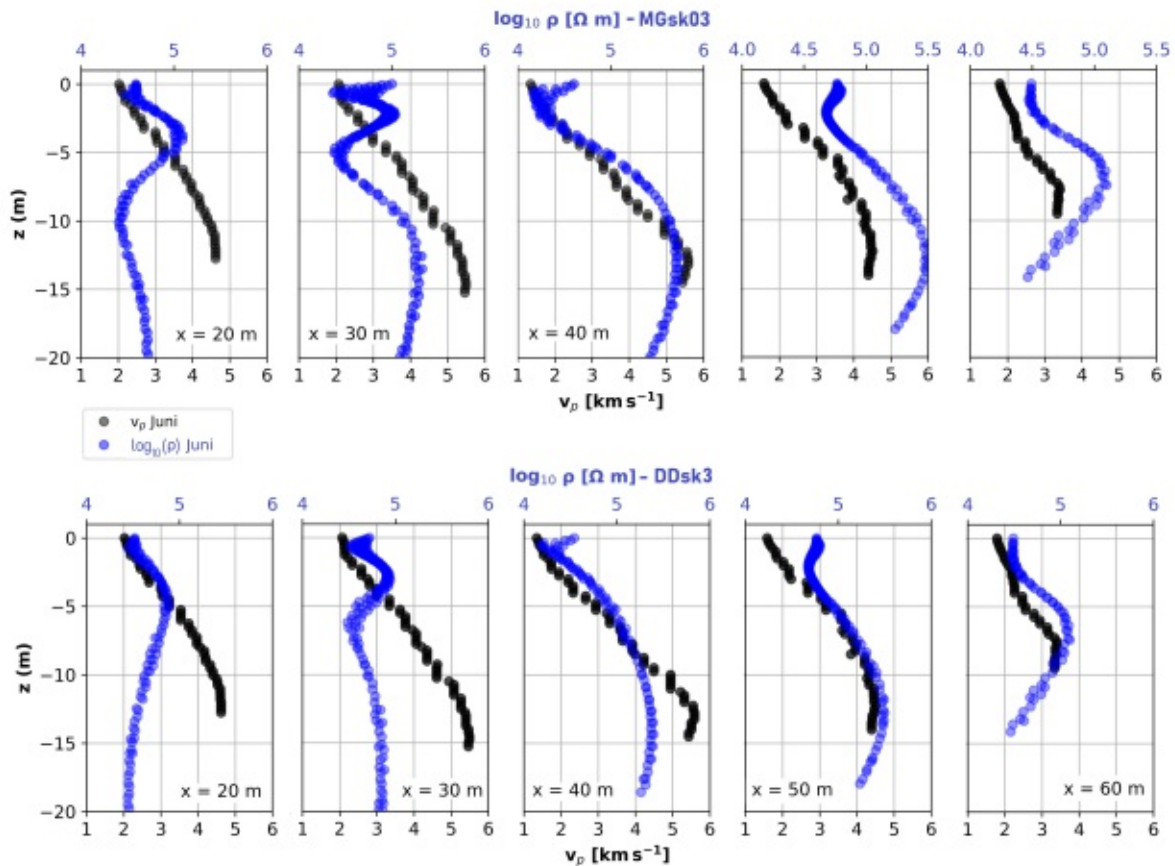


Abb. 6.9: 1D Darstellung der spezifischen Widerstände zweier Konfigurationen und der p-Wellengeschwindigkeiten;

6.1.4 Gegenüberstellung ERT und SRT - Oktober 2019

Die übertragenen Isolinien bei $v_p = 2.5 \text{ km s}^{-1}$ zeigen in Abbildung 6.10 ähnliche Zusammenhänge zwischen v_p und ρ wie im Juni. Es ist eine deutliche Abgrenzung leitfähiger und resistiver Bereiche erkennbar, die mit niedrigen bzw. hohen v_p korrelieren. Wesentlich ausgeprägter zeigt sich im Oktober die leitfähige Anomalie am Profilende.

In Abbildung 6.11 scheinen die v_p bei Profilmeter 40 und 50 anfänglich zurückzugehen. Dies liegt an der Vernachlässigung der Hangneigung. Die v_p steigen in Oberflächennähe allerdings tatsächlich nur wenig, was sich durch die geringe Vereisung der Auftauschicht im Oktober begründen lässt. Der nachfolgende Anstieg in tieferen Lagen ist mit zunehmendem Eisgehalt und Gesteinsverdichtung verbunden. Je nach Profilmeter markiert ein Knick in den SRT-Kurven den Übergang zu verdichtetem Festgestein in unterschiedlichen Tiefen (z.B. Abb. 6.11, $x = 40$ m). Die ERT-Werte variieren oberflächennah teilweise sehr stark (3.5 - 5.5 kΩm) bevor sie sich in tieferen Bereichen zwischen 4.5 - 5 kΩm einpendeln. So ist bei Profilmeter 20 ein starker Rückgang von ρ erkennbar, der vermutlich durch einen erhöhten Luftanteil nahe der Oberfläche entsteht. Darauf weisen auch die geringen p-Wellengeschwindigkeiten hin. Bei Profilmeter 30 ist das genaue Gegenteil der Fall. Das Bohrloch beeinflusst hier die ERT-Werte ungemein, weshalb nahe der Oberfläche eine höhere Leitfähigkeit gegeben ist. Aufgrund der geringen Vereisung der Auftauschicht weist diese Kurve auch nicht denselben markanten Verlauf wie im Juni auf. Die Konfigurationen unterscheiden sich teilweise sehr stark. So erreicht die Dipol-Dipol-Konfiguration,

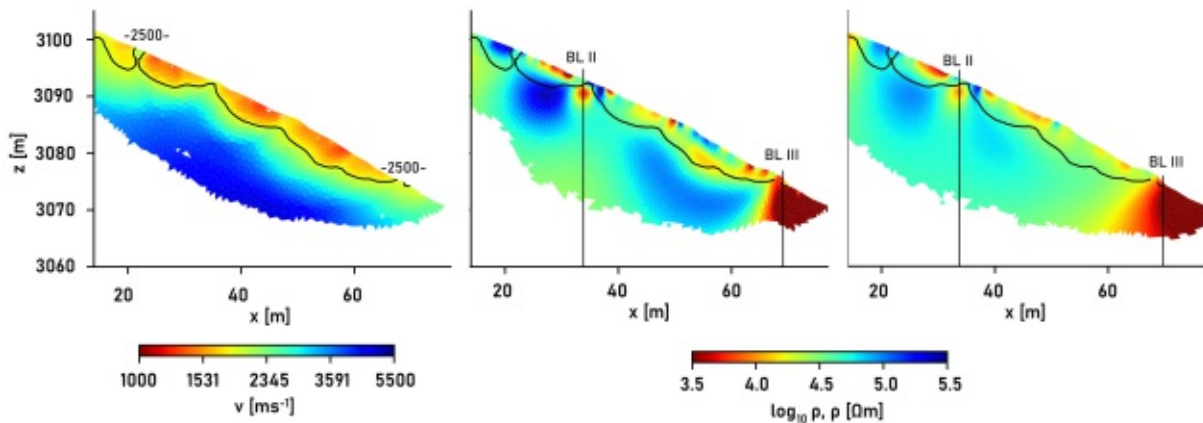


Abb. 6.10: Vergleich zwischen SRT (Links), MGsk03 (Mitte) und DDsk3 - normal/reziprok (Rechts) inkl. Isolinie bei 2500 ms^{-1} ;

beispielsweise bei Profilmeter 30 (s. Abb. 6.11, $x = 30 \text{ m}$) höhere Werte als die Multiple-Gradient-Anordnung. Allerdings sinken die Dipol-Dipol-Werte anschließend stärker und erreichen in einer Tiefe von 15 m annähernd denselben Wert wie die Multiple-Gradient-Daten ($\approx 4.5 \text{ k}\Omega\text{m}$). Unterschiede zwischen den Konfigurationen zeigen sich auch bei Profilmeter 40 und 60 in Bodennähe. So weisen die Dipol-Dipol-Daten hier viel stärkere Schwankungen auf. Tiefer liegende Scheitelpunkte der ERT-Kurven markieren den Übergang zum konsolidierten Festgestein.

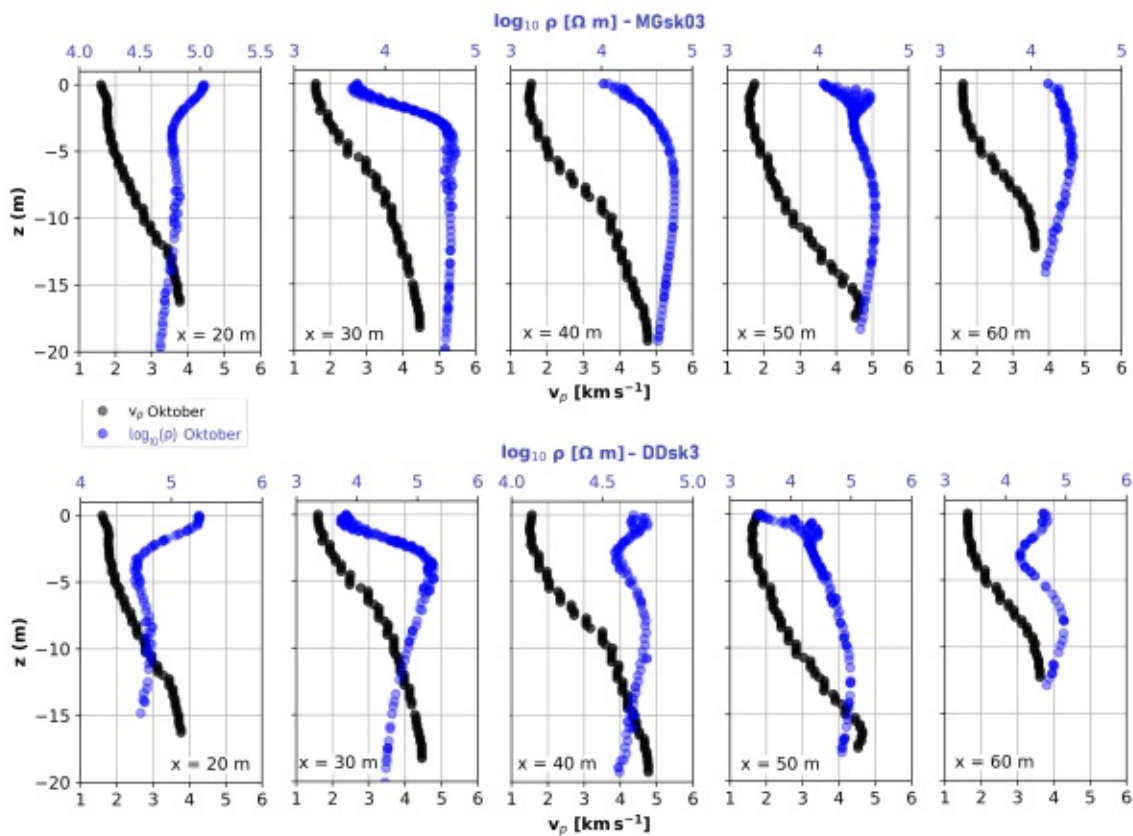


Abb. 6.11: 1D-Darstellung der spezifischen Widerstände zweier Konfigurationen und der p-Wellengeschwindigkeiten;

Im Vergleich zu v_p steigt ρ im betrachteten Bereich nicht kontinuierlich an. Auffallend ist, dass eine Abnahme der spezifischen Widerstände früher als der markante Knick in den p-Wellengeschwindigkeiten einsetzt (s. Abb. 6.12). Dies liegt abermals an der Datenprozessierung sowie den gewählten Inversionsparametern, welche die Ergebnisse in tieferen Lagen aufgrund des erhöhten Datenrauschens verfälschen.

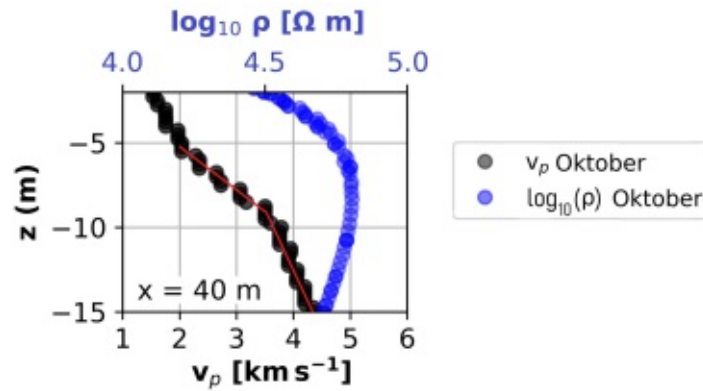


Abb. 6.12: 1D-Darstellung SRT und MGsk03: Ausschnitt aus Profilmeter 40; Der Knickpunkt der v_p liegt tiefer als der Scheitelpunkt von ρ ;

6.1.5 Gegenüberstellung IP und SRT - Oktober 2019

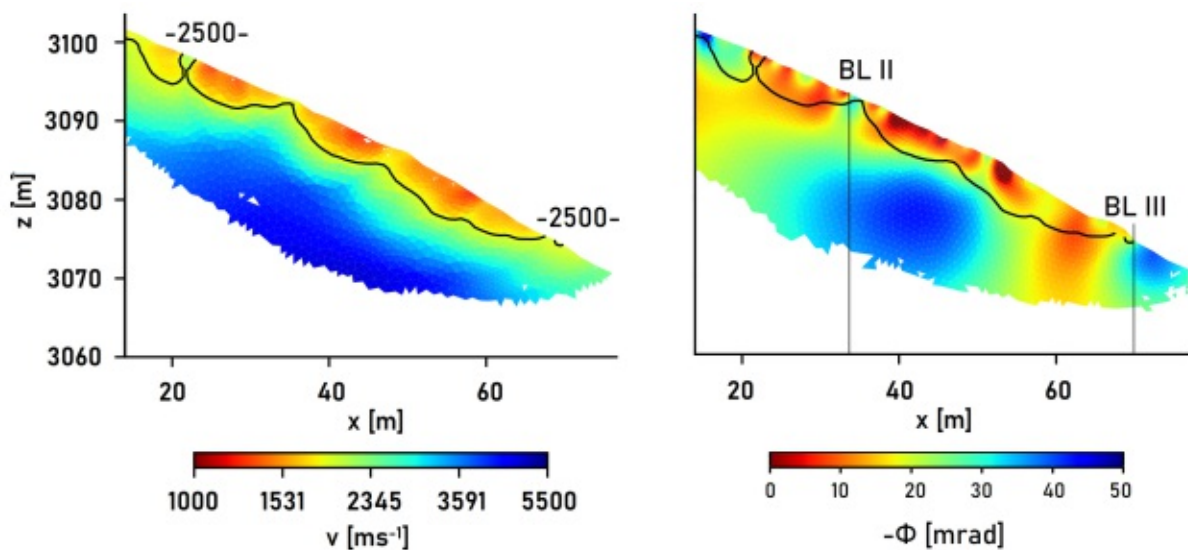


Abb. 6.13: Vergleich der SRT-Tomogramm (Links) und IP-Diagramm (Rechts); Für die IP-Inversion wurde der MGsk03 (0.25 Hz) Datensatz herangezogen;

Im Gegensatz zu den gemessenen IP-Datensätzen im Juni weisen die Oktober-Datensätze eine wesentlich höhere Qualität auf. Abbildung 6.13 stellt die SRT- sowie IP-Inversionsergebnisse gegenüber. Erwartungsgemäß weisen die Bereiche um die Bohrlöcher höhere Polarisationseffekte auf. Die übertragene Isolinie ($v_p = 2.5 \text{ km s}^{-1}$) markiert in etwa die Grenze zwischen schwacher und starker Phasenverschiebungen. Es spiegeln sich Oberflächenanomalien sowohl im SRT-Tomogramm (niedrige Wellengeschwindigkeiten) als auch im IP-Diagramm (Polarisationswerte $-\Phi < 10 \text{ mrad}$) wider. Hohe Phasenverschiebungen (30 - 40 mrad) in der Profilmitte

korrelieren mit hohen spezifischen Widerständen sowie steigenden p-Wellengeschwindigkeiten und deuten auf einen erhöhten Eisgehalt in einer Tiefe von 4 - 5 m hin. Die leitfähige Anomalie am Profilende weist zudem stärkere Polarisierungseffekte auf, die erneut auf ein Material mit erhöhter Wassersättigung schließen lässt.

In Abbildung 6.14 sind 1D-Kurven verschiedener Profilometer dargestellt. Beim Übergang zu gefestigtem Grundgestein zeigt sich wiederum ein Versatz zwischen den geoelektrischen und seismischen Daten.

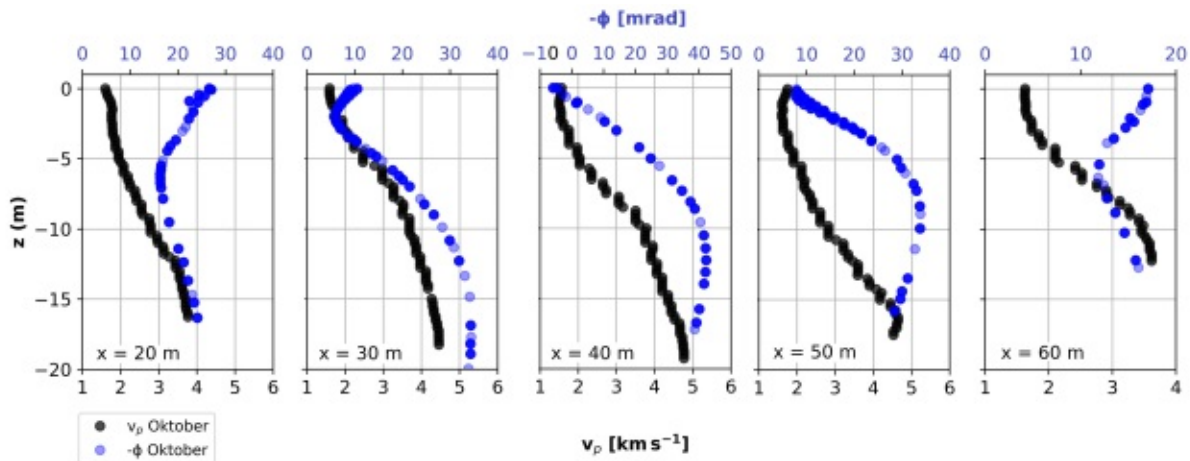


Abb. 6.14: 1D-Darstellung SRT und IP (MGsk03) bei verschiedenen Profilometern;

6.1.6 Vergleich mit Bohrlochtemperaturdaten

Die gesammelten Daten können lediglich mit den Temperaturdaten des dritten Bohrlochs verglichen werden, da für die beiden anderen Bohrlöcher keine Daten existieren. Zudem sind für den Zeitraum ab 01.01.2019 keine Temperaturdaten vorhanden, weshalb nur die Ergebnisse aus 2018 direkt damit verglichen werden können. Weiters liefern nur 15 der insgesamt 25 Temperatursensoren brauchbare Daten, die allerdings den wichtigsten Bereich zwischen 0 und 15 m gut abdecken. Abbildung 6.15 zeigt die Temperaturzeitreihe des dritten Bohrlochs vom 01.01.2018 bis zum 31.12.2018 in verschiedenen Tiefen. Deutlich erkennbar sind die Unterschiede zwischen Sommer und Winter, in denen die Oberfläche aufgetaut bzw. gefroren ist. Auch das Verhalten der Auftauschicht sowie die Abgrenzung zu Permafrost sind ersichtlich. Die Auftauschicht weist am dritten Bohrloch eine Tiefe von bis zu 1,5 m auf.

Abbildung 6.16 zeigt den direkten Vergleich der ERT-Ergebnisse vom Oktober 2018 an der Position des dritten Bohrlochs. Nahe 0°C können Schwankungen des spezifischen Widerstandes aufgrund des Tau- und Gefrierprozesses auftreten (Wu et al., 2013). Dieses Verhalten ist auch in Abbildung 6.16 ersichtlich, wo in Oberflächennähe sowohl der Temperaturverlauf aufgrund der beginnenden Vereisung als auch die spezifischen Widerstände schwanken. Letztere befinden sich generell in einem hohen Bereich (ca. 100 kΩm). In einer Tiefe von ca. 5 m beginnen die Bodentemperaturen ein wenig schneller zu sinken. Gleichzeitig steigen die spezifischen Widerstände. Unterhalb einer Tiefe von etwa 7 m sinkt die Temperatur nur mehr gering. Eine Abnahme der spezifischen Widerstände ist erst in einer Tiefe von 10 m gegeben (Übergang zu konsolidiertem Material).

Durch die unterschiedlichen Außentemperaturen im Oktober 2018 und 2019 kann nicht angenommen werden, dass die Bodentemperaturen in beiden Jahren ähnlich waren. Dadurch ist

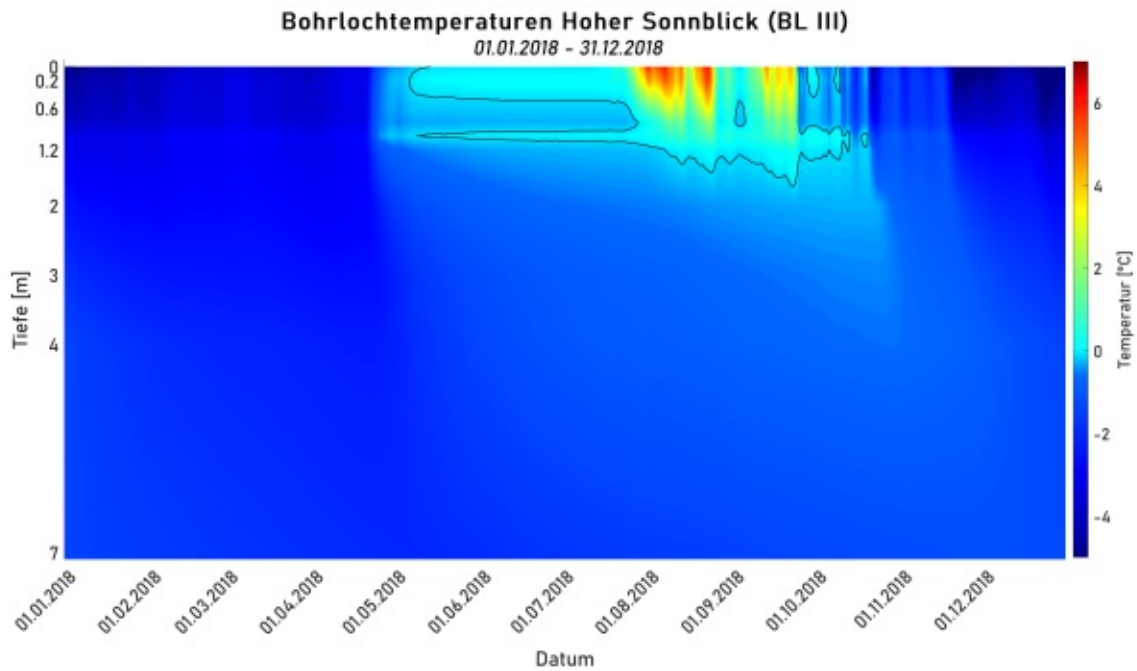


Abb. 6.15: Zeitreihe der Bohrlochtemperaturen (BL III) vom 01.01.2018 bis zum 31.12.2018; Abgebildet sind die Temperatursensoren bis zu einer Tiefe von 7 m; Der Übergang von positiven zu negativen Temperaturen wurde mittels schwarzer Isotherme gekennzeichnet. Dunklere Bereiche markieren Zonen $< 0^{\circ}\text{C}$ und vice versa

auch ein direkter Vergleich der SRT- sowie ERT-Ergebnisse von 2019 mit den vorliegenden Bohrlochtemperaturen nicht möglich.

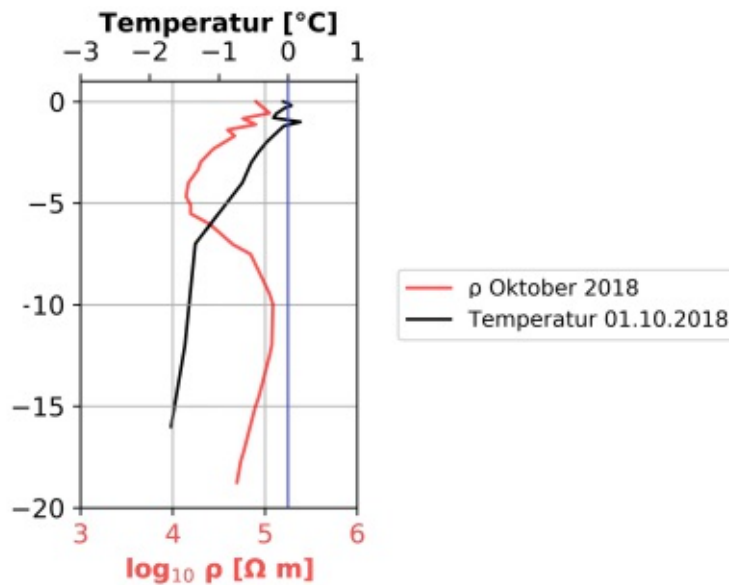


Abb. 6.16: Vergleich der Bohrlochtemperaturen vom 01.10.2018 mit den ERT-Ergebnissen vom Oktober 2018; Die 0°C -Marke ist mittels blauer Linie gekennzeichnet;

6.2 Messgebiet Schilthorn

Am Schilthorn wurde für die ERT- und IP-Messungen eine Multiple-Gradient sowie eine Dipol-Dipol-Konfiguration verwendet. Bei Letzterer wurde zusätzlich mit unterschiedlichen Dipolabständen (sk3, sk5, sk7 und sk9) gearbeitet, um verschiedene Faktoren, wie beispielsweise Auflösung und Untersuchungstiefe, optimal abdecken zu können. Die Inversionsergebnisse der Dipol-Dipol-Messungen zeigen jedoch teilweise eine sehr starke Ähnlichkeit, weshalb für etwaige Vergleiche nicht alle Dipol-Dipol-Geometrien herangezogen wurden. Abbildung 6.17 zeigt einen kleinen Ausschnitt aus Profil P2, der einen Überblick der Inversionsergebnisse aller Elektrodenreihungen gibt.

Auch die IP-Inversionen zeigen eine hohe Ähnlichkeit. Allerdings weisen die Multiple-Gradient-Daten den kleinsten quadratischen Mittelwert der Inversion auf, wodurch diese Konfiguration für Vergleiche herangezogen werden.

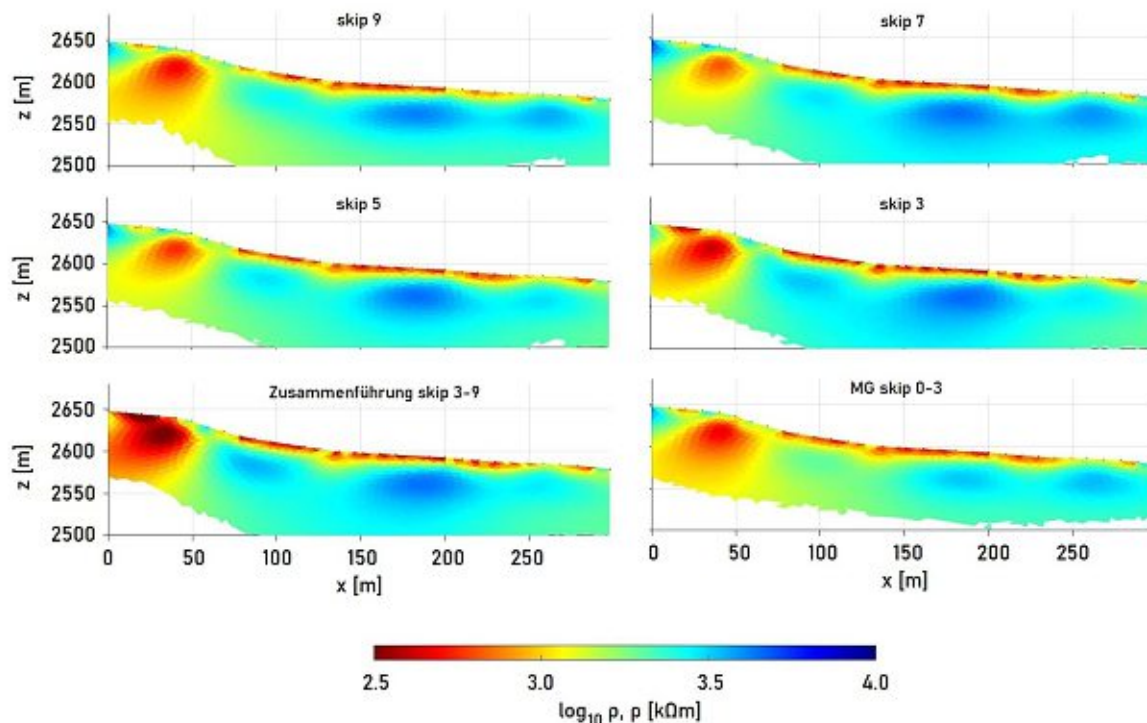


Abb. 6.17: Schilthorn, Profil P2, Segment 3: ERT-Vergleich der Inversionsergebnisse sämtlicher Konfigurationen und Geometrien - die Untergrundanomalien werden sehr ähnlich dargestellt;

6.2.1 Gegenüberstellung ERT und SRT - Profil P1

Im Profil P1 (s. Abb. 6.19 und 6.18) reichen die ERT- und SRT-Werte von etwa 0.5 bis 4 $k\Omega m$ bzw. 2 bis 5.8 kms^{-1} . Allgemein weisen die Inversionsergebnisse beider Methoden einige Anomalien auf, was nicht zuletzt auf die Oberflächenbeschaffenheit dieses Profils zurückzuführen ist. Im Profilverlauf tritt stellenweise zerklüftetes Grundgestein an die Oberfläche, welches durch loses, großteils sandiges Schuttmaterial überdeckt wird. Das Schuttmaterial weist eine starke Wassersättigung auf. Insbesondere für die SRT-Messungen waren diese Bereiche ein wesentlicher Störfaktor, da die Befestigung der Geophone durch den lockeren Schutt erschwert wurde. Im SRT-Tomogramm (s. Abb. 6.18, links) ist dieses lockere Material nicht bzw. kaum sichtbar, da aufgrund der gewählten Geophonabstände Schichten mit geringer Mächtigkeit nicht aufgelöst

werden. Die niedrigen p-Wellengeschwindigkeiten ($< 2 - 2.5 \text{ km s}^{-1}$) deuten eher auf nicht vereistes und unkonsolidiertes Grundgestein hin. Die in Abbildung 6.18 dargestellte Isolinie markiert die p-Wellengeschwindigkeit bei 3.1 km s^{-1} . Diese wurde aufgrund der für Permafrost charakteristischen Geschwindigkeit gewählt und um oberflächennahe Anomalien besser abgrenzen zu können. Von Profilmeter 25 bis 100 steigen die v_p mit zunehmender Tiefe stark an und erreichen in einer Tiefe von etwa 14 m deren Maximum ($5 - 5.8 \text{ km s}^{-1}$), was auf den Übergang zu konsolidiertem Grundgestein hindeutet. Die Daten dieses Profils weisen im Vergleich zum zweiten Profil (P2) ein erhöhtes Datenrauschen auf, das durch die teilweise zu locker befestigten Geophone und dem Betrieb der nahegelegenen Seilbahn entstanden ist. Dadurch waren besonders spätere Ersteinsätze kaum erkennbar. Aufgrund der geringen Schussanzahl stehen zudem weniger Laufzeiten für die Inversion zur Verfügung.

Die Vergleiche des SRT-Tomogramms mit den Ergebnissen der Geoelektrik (s. Abb. 6.18 und 6.19) zeigen, dass sich die Anomalien an der Oberfläche nur zum Teil decken. Der Profilbeginn erscheint als leitfähige Schicht (sowohl Dipol-Dipol als auch Multiple-Gradient), die mit niedrigen v_p einhergeht. Hochohmige Bereiche korrelieren mit hohen v_p und befinden sich ab Profilmeter 35 in einer Tiefe von 4 - 8 m. Allerdings sind die höheren v_p bei Profilmeter 40, welche bis an die Oberfläche reichen, in den spezifischen Widerständen nicht erkennbar.

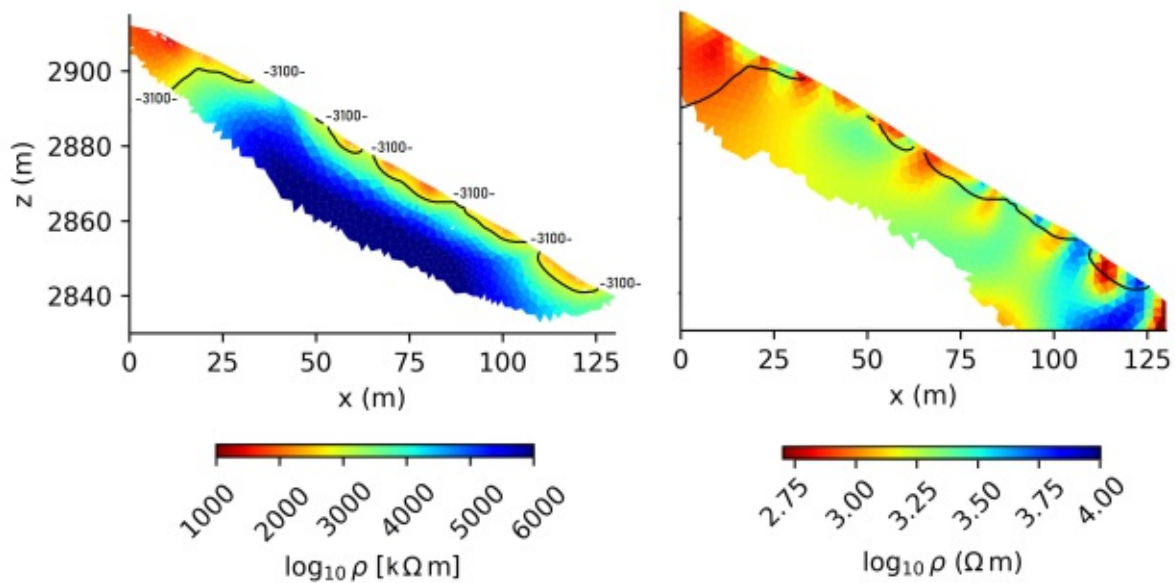


Abb. 6.18: Vergleich zwischen SRT (Links, $\chi^2 = 1.835$) und MGsk03 robuste Inversion (Rechts, $\text{rms} = 1.493$) inkl. Isolinie der SRT-Inversion bei 3100 ms^{-1} ;

In Abbildung 6.19 wurde die v_p -Isolinie so gewählt, dass der Übergang zwischen nieder- und hochohmigen Bereichen (ca. $1.8 - 2 \text{ k}\Omega m$) von Profilmeter 35 bis 90 hervorgehoben wird. Die dafür notwendige p-Wellengeschwindigkeit entspricht 4 km s^{-1} . In vorliegendem Beispiel bedeutet dies, dass sich die Permafrosttafel im Allgemeinen in einer Tiefe von ca. 5 bis 7 m befindet. Verglichen mit den Ergebnissen aus Hilbich (2010) und Vonder Mühl, Noetzli et al. (2007), stimmt diese Tiefe mit der darin beschriebenen Grenze zwischen aktiver Schicht und Permafrost überein. Die auftretenden spezifischen Widerstände von $> 2 \text{ k}\Omega m$ und p-Wellengeschwindigkeiten von 4 km s^{-1} sind charakteristisch für Permafrost am Schilthorn (Hilbich, 2010; Vonder Mühl, Noetzli et al., 2007).

Die 1D-Daten in Abbildung 6.20 zeigen den Vergleich zwischen SRT und ERT bei unterschiedlichen Profilmetern. Dabei kennzeichnen die spezifischen Widerstände in einer Tiefe von 8 - 10 m den Übergang zwischen aktiver Schicht und Permafrost mittels Knick im Kurvenverlauf (s. Abb. 6.20, $x = 35, 70, 100$). Der Verlauf der ERT-Kurven bei Profilmeter 50 und 110 resultiert aus der nicht berücksichtigten Geometrie des Profilverlaufs bei der Extrahierung der 1D-Daten.

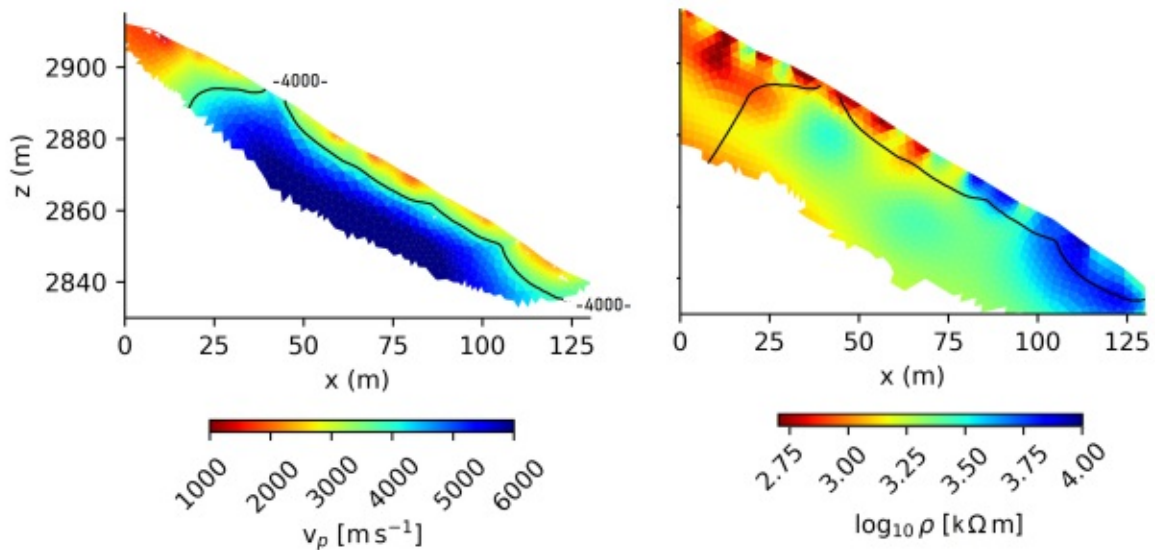


Abb. 6.19: Vergleich zwischen SRT (Links, $\chi^2 = 1.835$) und DDsk3 robuste Inversion (Rechts, rms = 2.041) inkl. Isolinie bei 4000 ms^{-1} ;

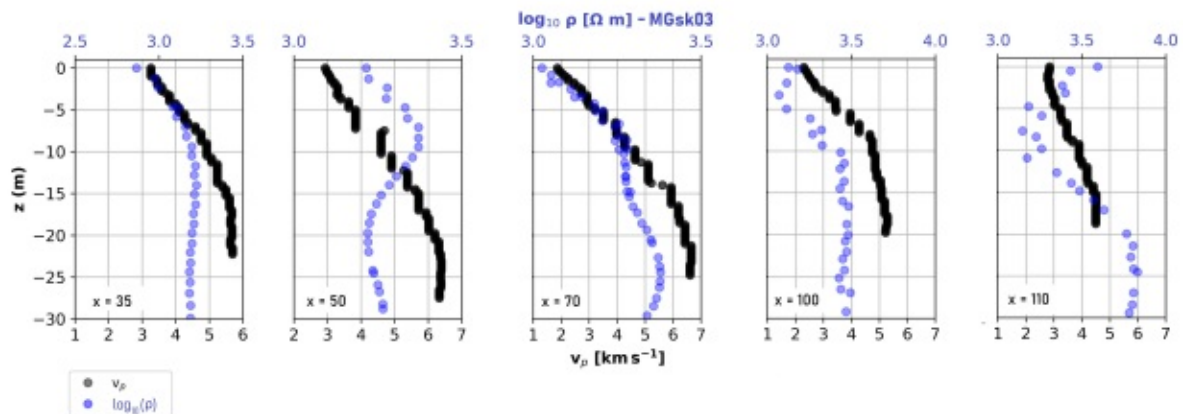


Abb. 6.20: 1D-Darstellung SRT und ERT (MGsk03) bei verschiedenen Profilmetern;

6.2.2 P1 - Vergleich mit Bohrlochtemperaturdaten

Am Schilthorn stehen die Daten zweier Bohrlöcher (*SCH_5198* und *SCH_5200*) für das Jahr 2019 zur Verfügung. Die Temperatursensoren decken einen Bereich von 0.2 - 10 m Tiefe (*SCH_5198*) und 0 - 9 m Tiefe (*SCH_5200*) ab. Beide Bohrlöcher liegen nicht direkt am gemessenen Profil P1, werden aber dennoch als Unterstützung für die Interpretation der Ergebnisse herangezogen. Abbildung 6.21 (oben) zeigt die Temperaturzeitreihe zwischen 01.01.2019 und 01.01.2020 des

Bohrlochs *SCH_5198*. Wie bereits am Hohen Sonnblick, sind auch hier die Unterschiede zwischen Sommer und Winter gut erkennbar. Allerdings reichen Temperaturen $> 0^{\circ}\text{C}$ in tiefere Bereiche, die von den Sensoren nicht mehr abgedeckt werden.

Wesentlich einfacher interpretierbar sind die Temperaturdaten des Bohrlochs *SCH_5200*, welche ganzjährig in einer Tiefe von ca. 8 m eine Grenze zwischen positiven und negativen Temperaturen festlegen (s. Abb. 6.21, unten). Ein großer Unterschied zu *SCH_5198* ist zudem die maximale und minimale Bodentemperatur. Diese reichen bei *SCH_5198* von -2.68 bis maximal $15,38^{\circ}\text{C}$ und bei *SCH_5200* von -1.03 bis maximal $7,31^{\circ}\text{C}$.

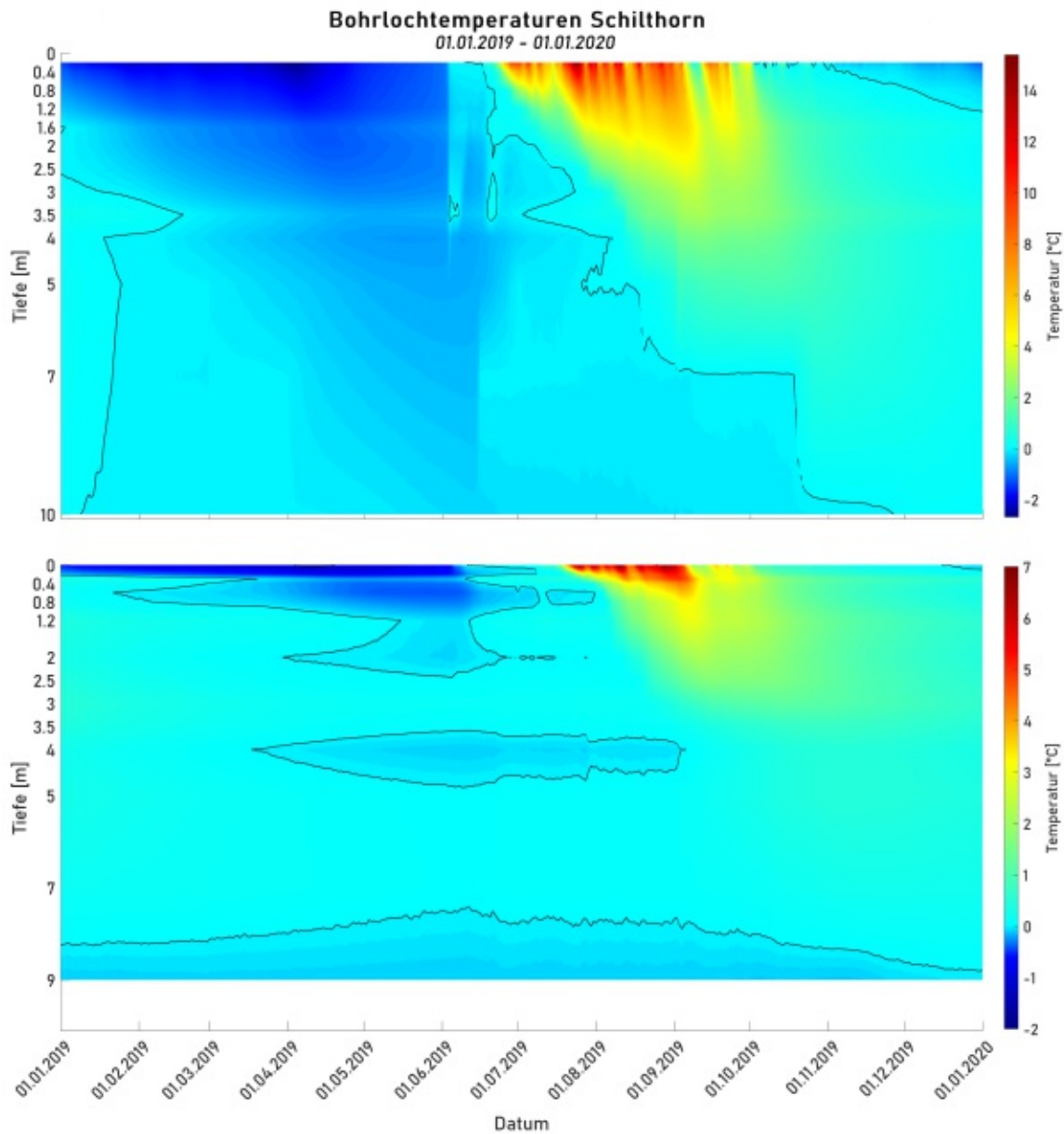


Abb. 6.21: Temperaturzeitreihe der Bohrlöcher *SCH_5198* (oben) und *SCH_5200* (unten) vom 01.01.2019 bis zum 01.01.2020; Abgebildet sind die Temperaturen bis in eine Tiefe von 10 bzw. 7 m; Der Übergang von positiven zu negativen Temperaturen wurde mittels scharfer Isotherme gekennzeichnet;

6.2.3 Gegenüberstellung ERT und SRT - Profil P2

Die qualitativ hochwertigsten Daten, der am Schilthorn durchgeführten Messungen, liefert das Profil P2. Aus den Inversionen gehen klare Strukturen hervor, welche in allen Methoden erkennbar und vergleichbar sind.

Im Gegensatz zu den bisherigen Datensätzen, können in diesem Profil neben den Inversionsergebnissen lediglich empirische Materialwerte für eine Interpretation des Untergrundes herangezogen werden. Zur besseren Übersicht sind die Inversionsvergleiche zwischen SRT und ERT bzw. IP segmentweise gegliedert. Zwischen den Konfigurationen der Geoelektrik dominieren keine wesentlichen Unterschiede. Daher werden nur die ERT Inversionen der DDsk5 und MGsk03 Daten sowie die IP Resultate der MGsk03-Konfiguration herangezogen.

Die spezifischen Widerstandswerte reichen von ca. $0.4 \text{ k}\Omega\text{m}$ bis $6 \text{ k}\Omega\text{m}$, v_p von ca. $1 - 5 \text{ kms}^{-1}$. Abbildung 6.22 behandelt das erste Segment und stellt die Inversionsergebnisse des gesamten Teilstücks gegenüber. Parallelitäten zwischen den Methoden sind unverkennbar. So sind Zonen höherer Leitfähigkeit mit niedrigen p-Wellengeschwindigkeiten verbunden. Die eingetragenen Isolinien markieren eine v_p von 1800 ms^{-1} . Diese Geschwindigkeit entspricht keinem besonderen Schwellenwert und wurde lediglich als Anhaltspunkt zur erleichterten Koordinierung zwischen den Inversionsergebnissen gewählt. Die oberflächennahen Variationen zeigen eine hohe Korrelation in allen Methoden, selbst bei kleineren Anomalien. Die niedrigeren Geschwindigkeiten nahe der Oberfläche passen sehr gut mit den Gegebenheiten in situ überein. So ist in diesen Bereichen der Boden unterschiedlich stark mit feinem Schutt und grobblockigem Material bedeckt. Zwischen Profilmeter 120 und 135 steigt sowohl v_p als auch der spezifische Widerstand. In diesem Bereich tritt das Festgestein an die Oberfläche. Anschließend fällt das Gelände steil ab und ist mit Felsblöcken verschiedener Größe überdeckt. Die spezifischen Widerstände sinken hier auf etwa 0.5 bis $0.6 \text{ k}\Omega\text{m}$ und v_p fällt auf unter 1 kms^{-1} , was sich vom erhöhten Luftgehalt zwischen den Felsblöcken ableitet. Mit zunehmender Tiefe steigen auch die Werte sämtlicher Größen.

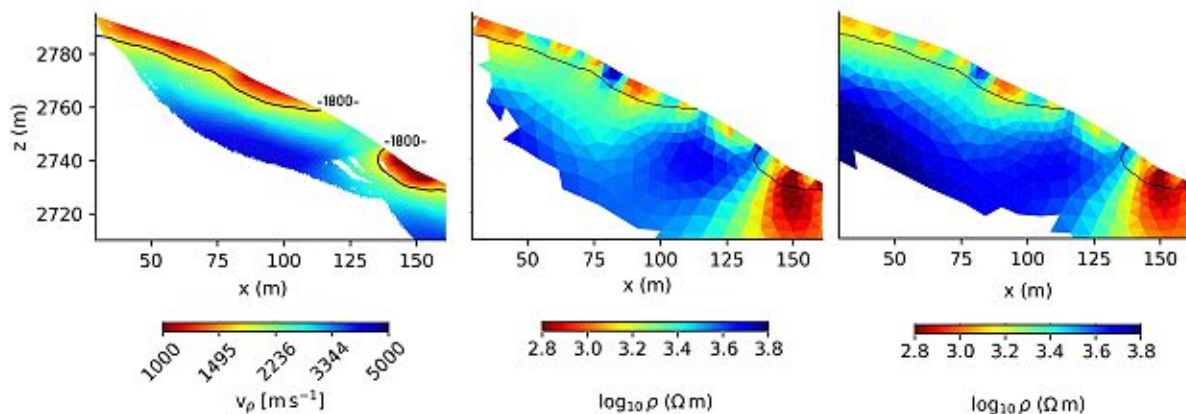


Abb. 6.22: Schilthorn Profil P2, Segment 1: Das SRT-Ergebnis (links, $\chi^2 = 3.376$) inkl. Isolinie bei 1.8 kms^{-1} steht den ERT-Ergebnissen der Konfiguration DDsk5 (Mitte, rms = 0.9997) und MGsk03 (Rechts, rms = 1.004) gegenüber;

Abbildung 6.23 stellt SRT und ERT (MGsk03) gegenüber. Laut Hauck & Kneisel (2008) weisen im Gipfelbereich des Schilthorns spezifische Widerstände von $3 - 5 \text{ k}\Omega\text{m}$ auf Permafrost hin. Wird dieser Wert als Referenz herangezogen, so stellt die gewählte Isolinie in etwa den Übergang zu möglichem Permafrost ($> 3 \text{ k}\Omega\text{m}$) dar und verläuft in einer Tiefe von ca. 8 bis 10 m. Diese Tiefe entspricht nach Vonder Mühl, Noetzli et al. (2007) der maximalen Dicke der Auftauschicht

im Jahr 2003.

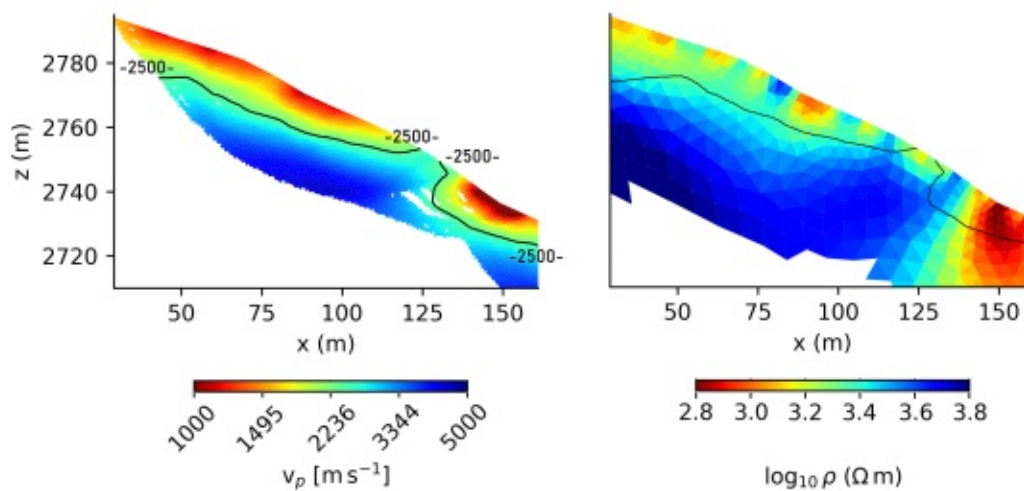


Abb. 6.23: Schilthorn Profil P2, Segment 1: Vergleich zwischen SRT (Links, $\chi^2 = 3.376$) und ERT (MGsk03, Rechts, rms = 1.004) inkl. v_p -Isolinie bei 2.5 km s^{-1} ;

Der Methodenvergleich des zweiten Segments ist in 6.24 dargestellt. In etwa 10 m Tiefe werden v_p von 2.5 km s^{-1} erreicht. Die spezifischen Widerstände befinden sich hier im Bereich von $1.2 - 1.5 \text{ k}\Omega\text{m}$. Für Permafrost typische spezifische Widerstände werden erst in einer Tiefe von etwa 20 m erreicht. In diesem Niveau werden jedoch bereits hohe v_p ($> 4 \text{ km s}^{-1}$) erreicht, welche eher dem Grundgestein zugeordnet werden können. Demnach liegt hier eine sehr geringe Bodenvereisung oder eine Unterbrechung der Permafrostschicht vor. Zwischen 165 bis 180 m sowie 270 bis 290 reicht gewachsener Fels bis an die Oberfläche, was durch hohe spezifische Widerstände und höhere v_p erkennbar ist.

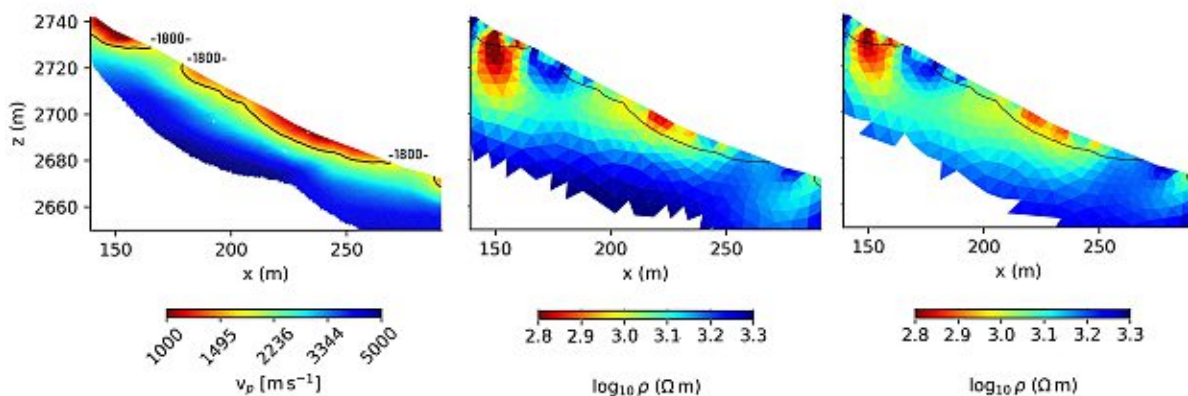


Abb. 6.24: Schilthorn Profil P2, Segment 2: Das SRT-Ergebnis (links, $\chi^2 = 3.376$) inkl. Isolinie bei 1.8 km s^{-1} steht den ERT-Ergebnissen der Konfiguration DDsk5 (Mitte, rms = 0.9997) und MGsk03 (Rechts, rms = 1.004) gegenüber;

Die p-Wellengeschwindigkeit von etwa 2.5 km s^{-1} hält sich bis zum Ende des dritten Segments (entspricht in etwa Profilmeter 365) in einer Tiefe von 9 - 10 m (s. Abb. 6.25). Ab Profilmeter 310 treten für Permafrost charakteristische spez. Widerstände in etwa derselben Tiefe auf. Sie

steigen bei zunehmender Tiefe auf $\approx 4 \text{ k}\Omega\text{m}$. Dies lässt einen erhöhten Vereisungsgrad vermuten. Topographisch gesehen endet das dritte Segment am Schluss einer kleinen Moräne, welche auch bei Profilmeter 365 erkennbar ist.

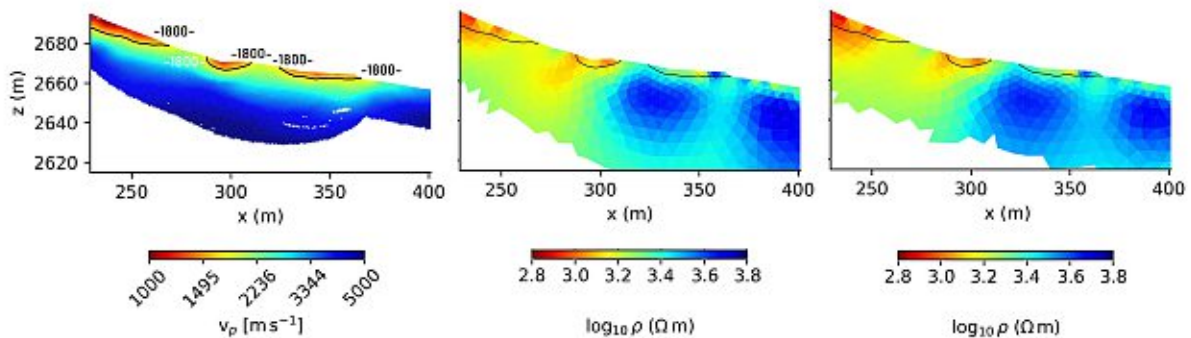


Abb. 6.25: Schilthorn Profil P2, Segment 3: Das SRT-Ergebnis (links, $\chi^2 = 3.376$) inkl. Isolinie bei 1.8 kms^{-1} steht den ERT-Ergebnissen der Konfiguration DDsk5 (Mitte, rms = 0.9997) und MGsk03 (Rechts, rms = 1.004) gegenüber;

Das vierte Segment (s. Abb. 6.26) beginnt am unteren Ende der Moräne, dessen Bereich noch partiell von Sedimenten überdeckt wird. In weiterer Folge bildet Festgestein, über das ein breiter, seichter Wasserlauf fließt, den Hauptteil der Oberfläche. Das hierdurch hervorgerufene Rauschen in den SRT-Daten konnte bei der Auswertung nicht vollständig eliminiert werden. Somit wurden tieferliegende Ersteinsätze nicht als solche erkannt, wodurch die Eindringtiefe des Tomogramms für diesen Bereich geringer ist. Den Abschluss bildet ein kurzer Geländeabschnitt, welcher von grobblockigem Material überdeckt wird. Dieser Abschnitt wird auch von niedrigeren Geschwindigkeiten und spez. Widerständen bestimmt. Der markante Mittelteil dieses Segments (Profilmeter 360 - 420) ist geprägt von hohen p-Wellengeschwindigkeiten und hohen spezifischen Widerständen. Ab einer Tiefe von etwa 5 m erreicht ρ Werte $> 3 \text{ k}\Omega\text{m}$. Die v_p weisen bereits an der Oberfläche ca. 3.1 kms^{-1} auf. Teilweise werden Geschwindigkeiten von $> 5 \text{ kms}^{-1}$ in 10 bis 15 m Tiefe erreicht. Eine Erklärung für die generell hohen p-Wellengeschwindigkeiten in diesem Bereich ist das vorhandene Festgestein, das mit zunehmender Tiefe eine höhere Verfestigung aufweist.

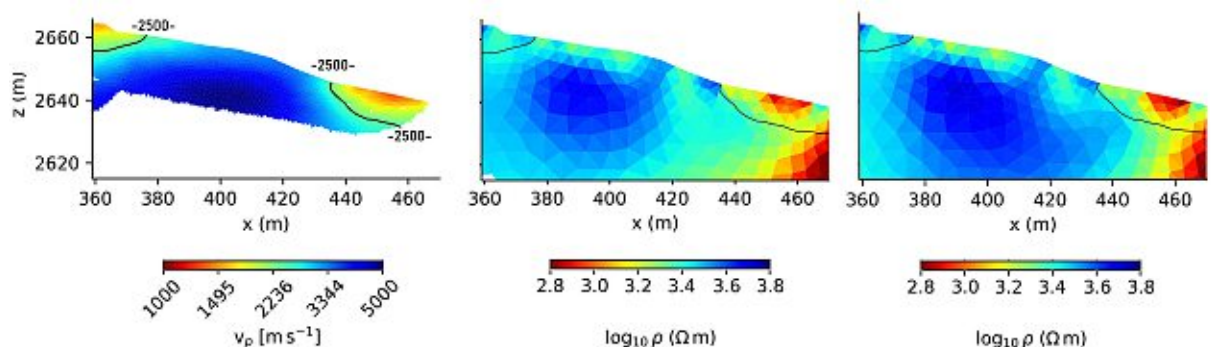


Abb. 6.26: Schilthorn Profil P2, Segment 4: Das SRT-Ergebnis (links, $\chi^2 = 3.376$) inkl. Isolinie bei 2.5 kms^{-1} steht den ERT-Ergebnissen der Konfiguration DDsk5 (Mitte, rms = 0.9997) und MGsk03 (Rechts, rms = 1.004) gegenüber;

Abbildung 6.27 zeigt die Gegenüberstellung der extrahierten 1D-Kurven beider ERT-Konfigurationen und den SRT-Kurven bei unterschiedlichen Profilmetern. Die v_p steigen mit zunehmender Tiefe kontinuierlich an. Markante Sprünge treten eher in tieferen Lagen auf (15 - 25 m) und kennzeichnen den Übergang zu verfestigtem Grundgestein. Die ERT-Kurven verlaufen durchaus komplementär dazu. Stärkere Schwankungen finden sich vor allem nahe der Oberfläche. Auch die spezifischen Widerstände steigen mit zunehmender Tiefe mehr oder weniger stark an und flachen in der Tiefe mehr und mehr ab. Die geringe ERT-Datenmenge in Abbildung 6.27 ist auf die relativ grobe Gitterstruktur aus der Inversion zurückzuführen.

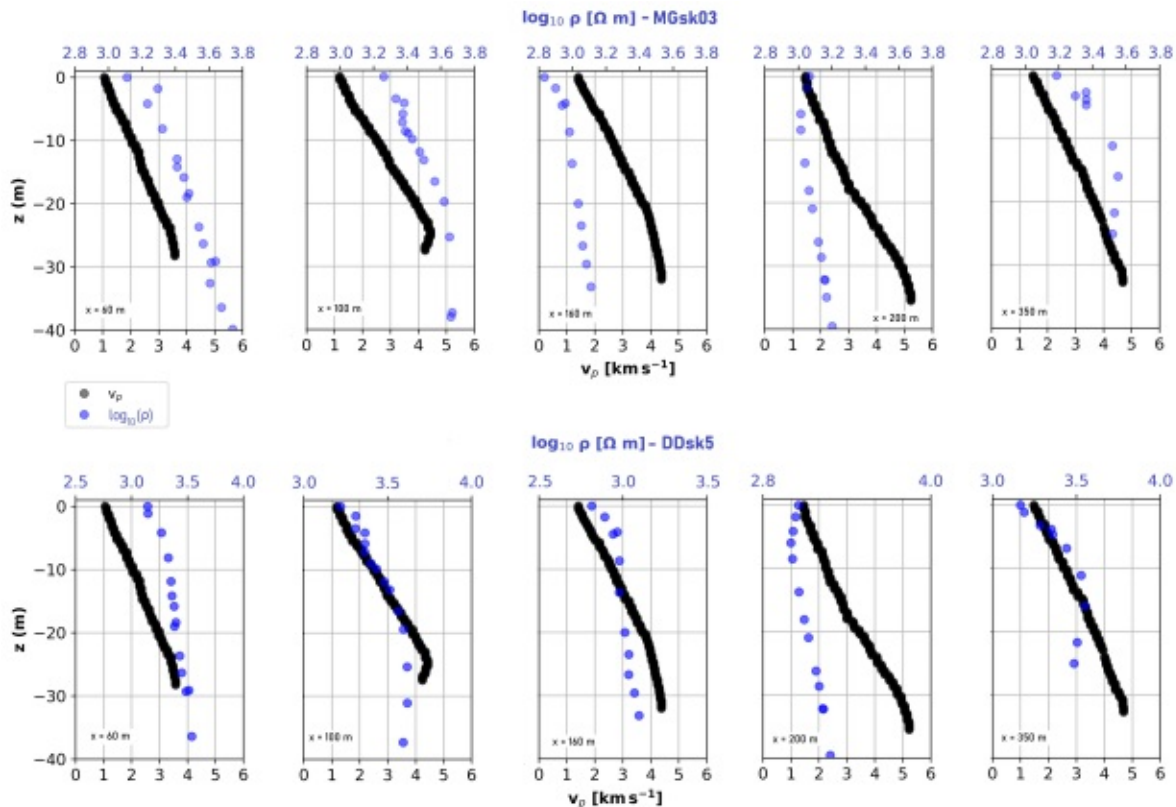


Abb. 6.27: Schilthorn P2: 1D-Kurven der SRT- und ERT-Ergebnisse (MGsk03, DDsk5) bei unterschiedlichen Profilmetern;

6.2.4 Gegenüberstellung IP und SRT - Profil P2

Die IP-Daten der Multiple-Gradient-Konfiguration weisen ebenso wie die ERT-Daten eine hohe Qualität auf und können für einen Methodenvergleich herangezogen werden. Abbildung 6.28 und 6.29 zeigen den Vergleich zwischen SRT und IP des ersten und dritten Segments. Stärkere Polarisationseffekte zeichnen sich in Abbildung 6.28 in einer Tiefe von etwa 10 m ab, wo auch höhere p-Wellengeschwindigkeiten und spezifische Widerstände auftreten. Niedrige v_p nahe der Oberfläche gehen mit geringeren Phasenverschiebungen einher. Oberflächennahe Phasenverschiebungen korrelieren auch im dritten Segment mit den Geschwindigkeitsvariationen. Am Ende dieses Segments steigt $-\Phi$ mit zunehmender Tiefe stark an. In diesem Bereich werden ebenfalls hohe spezifische Widerstände und p-Wellengeschwindigkeiten erreicht. In den übrigen Segmenten korrelieren die Daten in ähnlicher Form (s. Anhang).

Die Datensätze der Dipol-Dipol-Anordnung liefern keine verwendbaren Ergebnisse. Die Über-

und Unteranpassung in den Inversionsergebnissen konnte auch durch die Wahl verschiedener Fehlerparameter nicht eliminiert werden.

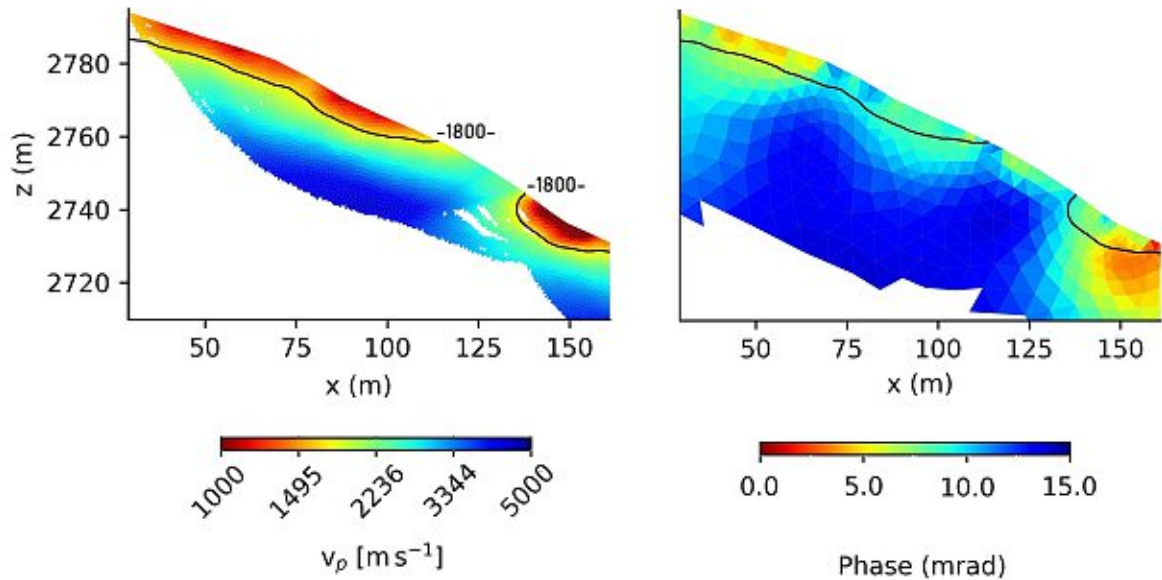


Abb. 6.28: Schilthorn P2, Segment 1: Gegenüberstellung der Inversionsergebnisse aus SRT (links) und IP (rechts) bei 1 Hz (MGsk03);

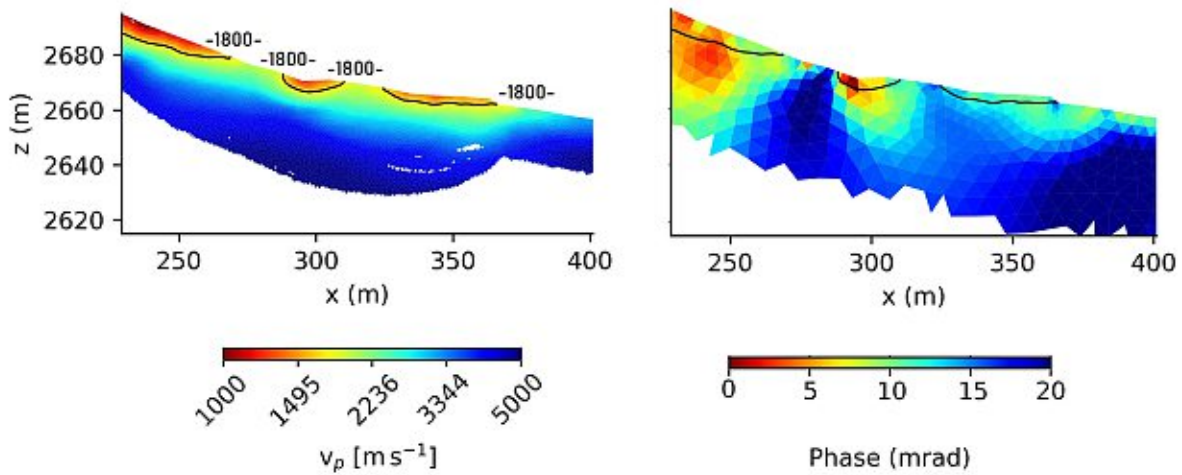


Abb. 6.29: Schilthorn P2, Segment 1: Gegenüberstellung der Inversionsergebnisse aus SRT (links) und IP (rechts) bei 1 Hz (MGsk03);

6.3 Eingrenzung der Wertebereiche

Im Gegensatz zum Hohen Sonnblick weisen die spezifischen Widerstände niedrigere Werte in Schichten mit möglichem Eisgehalt auf. Die Erklärung hierfür liegt am geringen Eisgehalt des Bodens Hilbich (2010). In Tabelle 6.1 wird der ERT- bzw. SRT-Wertebereich der unterschiedlichen Schichten beider Messgebiete präsentiert, welche auf vorliegender Arbeit basieren.

Tab. 6.1: (a) p-Wellengeschwindigkeiten und (b) spezifische Widerstände der beiden Messkampagnen; AL = Active Layer, PF = Permafrost, BR = Bedrock;

Region	AL [kms^{-1}]	PF [kms^{-1}]	BR [kms^{-1}]
Hoher Sonnblick	1.2 - 2	2 - 5	> 4.5
Schilthorn	1 - 2.5	2.5 - 5	n.a.

(a)

Region	AL [$\text{k}\Omega\text{m}$]	PF [$\text{k}\Omega\text{m}$]	BR [$\text{k}\Omega\text{m}$]
Hoher Sonnblick	3 - 30	20 - 300	30 - 60
Schilthorn	0.6 - 2.5	2.5 - 4	n.a.

(b)

Kapitel 7

Schlussfolgerung und Ausblick

Die vorliegende Arbeit soll darlegen, dass in vereisten Permafroststrukturen die beiden Methoden ERT und SRT idente Ergebnisse aufweisen. Es soll gezeigt werden, dass sich bei einem variierenden Vereisungsgrad sowohl die spezifischen Widerstände als auch die p -Wellengeschwindigkeiten dementsprechend verhalten und gemeinsam hohe oder niedrige Werte liefern. Vergleiche zwischen der Multiple-Gradient- und Dipol-Dipol-Konfiguration sollen zudem veranschaulichen, welche Elektrodenanordnung ein höheres Signal-Rausch-Verhältnis bietet und sich für Gegenüberstellungen in dieser Domäne besser eignen.

Dazu wurden in zwei Messgebieten (Hoher Sonnblick, Schilthorn) Daten beider Methoden gesammelt. Bei der Aufnahme der ERT-Daten wurden gleichzeitig die Polarisationsseigenschaften des Untergrundes (IP) gemessen, welche ebenfalls für Vergleiche herangezogen werden konnten.

Eine Bestätigung der Hypothese scheint stark abhängig von den Gegebenheiten des jeweiligen Messgebiets sowie dem Aufnahmezeitpunkt zu sein. Am Hohen Sonnblick weisen ERT-Datensätze vom Juni durch die starke Vereisung des Bodens ein erhöhtes Datenrauschen auf, besonders in tieferen Lagen. Der durch die Filterungsschritte resultierende Datenverlust wirkt sich direkt auf die Inversionsergebnisse aus, indem die gewählten Glättungs- und Fehlerparameter tiefer liegende Daten verzerren. Die Auswirkungen zeigen sich besonders bei der Gegenüberstellung extrahierter 1D-Kurven aller Methoden, die markante Übergänge versetzt darstellen. Allerdings zeigt sich auch eine hohe Kongruenz in Bereichen mit einer guten Datenabdeckung (Coverage). So sind vor allem in der unteren Hälfte des Profilverlaufs konsistente Ergebnisse in allen Methoden ersichtlich. Steigende p -Wellengeschwindigkeiten korrelieren mit zunehmenden spezifischen Widerständen. Markante Änderungen beider Größen befinden sich in denselben Tiefen. Ähnlich verhalten sich die Vergleiche der Oktober-Ergebnisse. Es treten mit zunehmender Tiefe höhere p -Wellengeschwindigkeiten und spezifische Widerstände auf. Übergänge zwischen verschiedenen Materialeigenschaften (grobblockiger Hangschutt, zerklüftetes sowie konsolidiertes Festgestein) und Phasenwechseln des Porenfluids (Auftauschicht sowie Permafrost) treten wiederum in unterschiedlichen Tiefen auf, was den verwendeten Einstellungen bei der RST-Datenaufnahme im oberen Profilverlauf geschuldet ist.

Die Ergebnisse der jeweiligen ERT-Konfiguration unterscheiden sich aufgrund unterschiedlicher Inversionsparameter. Speziell in oberflächennahen Bereichen erreichen die spezifischen Widerstände bei der Multiple-Gradient-Konfiguration höhere und tiefere Werte. Am Hohen Sonnblick weist diese Elektrodenanordnungen eine bessere Übereinstimmung mit dem SRT-Tomogramm auf.

Am Schilthorn unterscheidet sich Profil P1 durch ein deutlich höheres SRT-Datenrauschen von P2. Dies führt besonders im Mittelteil von P1 zu extremen p -Wellengeschwindigkeiten, die zwar erwartungsgemäß mit der Tiefe zunehmen, allerdings sehr hohe Werte erreichen, die im Vergleich zu empirischen Materialkenngrößen unrealistisch erscheinen. Wird dies außen vor gelassen, so zeigt sich auch hier, dass die spezifischen Widerstände teils gut mit den p -Wellengeschwindigkeiten korrelieren.

Profil P2 sticht durch eine außergewöhnlich gute Datenqualität in ERT und SRT hervor. Dies

repräsentieren auch die Gegenüberstellungen der Inversionsergebnisse. Mit zunehmender Tiefe steigen nicht nur die spezifischen Widerstände sondern auch die p-Wellengeschwindigkeiten. Der Übergang zu einer möglicherweise gefrorenen Schicht ist trotz des geringen Eisgehalts erkennbar. Vergleichswerte aus Untersuchungen am Gipfelbereich bestätigen die Interpretation der Inversionsergebnisse. Bereiche, in denen Permafrost vermutet wird, zeigen zudem eine höhere Polarisation, was ein weiterer Indikator für eine stärkere Bodenvereisung ist. Trotz des großen Elektrodenabstandes (10 m) werden oberflächennahe Anomalien auch in den ERT-Ergebnissen abgebildet.

Am Schilthorn zeigen die Ergebnisse der Multiple-Gradient-Konfiguration sowohl in ERT als auch IP eine hohe Übereinstimmung mit den SRT-Ergebnissen.

Steigende spezifische Widerstände und p-Wellengeschwindigkeiten in potentiell vereisten Bereichen können durchaus beobachtet werden. Sie sind jedoch stark abhängig vom Datenrauschen, den Datenaufnahmeparametern und den gewählten Fehlerparameter bei der jeweiligen Inversion.

Für zukünftige Messungen sollten folgende Punkte berücksichtigt werden, um eine Gegenüberstellung verschiedener Methoden zu vereinfachen:

- Genaue Koordinatenaufzeichnung der Profilpunkte zur besseren Orientierung
- Identische Punktnummern bzw. -bezeichnungen zur genauen Festlegung des Überlappungsbereichs
- Genaue Aufzeichnung der Gegebenheiten vor Ort (Wetter, Umwelteinflüsse, Bodenstruktur, -material, etc.)
- Verwendung identischer Inversionsparameter zur direkten Gegenüberstellung bei verschiedenen Messzeitpunkten
- Auswahl adäquater Inversionsgitter zur Abdeckung der relevanten Bereiche (aktive Schicht, tiefere Lagen, etc.)

Sämtliche Inversionsergebnisse sind über die frei zugängliche ownCloud der TU Wien abrufbar (s. Anhang).

Kapitel 8

Literaturverzeichnis

- Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, 146, 54-62.
- Bender, F. (1985). *Methoden der angewandten geophysik und mathematische verfahren in den geowissenschaften*. Stuttgart: Enke.
- Campbell, S., Affleck, R. & Sinclair, S. (2017, 12). Ground-penetrating radar studies of permafrost, periglacial, and near-surface geology at mcmurdo station, antarctica. *Cold Regions Science and Technology*, 148. doi: 10.1016/j.coldregions.2017.12.008
- Clauser, C. (2018). *Grundlagen der angewandten geophysik - seismik, gravimetrie*. Springer-Verlag GmbH. Zugriff auf https://www.ebook.de/de/product/32591588/christoph_clauser_grundlagen_der_angewandten_geophysik_seismik_gravimetrie.html
- Dahlin, T. & Zhou, B. (2006, 04). Multiple-gradient array measurements for multi-channel 2d resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, 4, 113-123. doi: 10.3997/1873-0604.2005037
- Draebing, D. (2016, 04). Application of refraction seismics in alpine permafrost studies: A review. *Earth-Science Reviews*, 155, 136-152. doi: 10.1016/j.earscirev.2016.02.006
- Draebing, D. & Krautblatter, M. (2012a, 02). The cryosphere discussions p-wave velocity changes in freezing hard low-porosity rocks: a laboratory-based time-average model. *The Cryosphere Discussions*, 6, 793-819. doi: 10.5194/tcd-6-793-2012
- Draebing, D. & Krautblatter, M. (2012b, 10). P-wave velocity changes in freezing hard low-porosity rocks: A laboratory-based time-average model. *The Cryosphere*, 6, 1163-1174. doi: 10.5194/tc-6-1163-2012
- Duvillard, P.-A., Abdellahi, S., Qi, Y., Coperey, A. & Ravel, L. (2018, 10). 3d electrical conductivity and induced polarization tomography of a rock glacier. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123. doi: 10.1029/2018JB015965
- Everett, M. E. (2013). *Near-surface applied geophysics*. Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9781139088435
- Exner, C. & Prey, S. (1964). *Erläuterungen zur geologischen karte der sonnblickgruppe, 1:50.000*. Geologische Bundesanstalt. Zugriff auf <https://books.google.at/books?id=piJgnAEACAAJ>
- Gawlas, P. F. (2002). Möglichkeiten eines dmo-prozesses in der cmp-refraktionsseismik. 2002.
- Günther, T. & Rücker, C. (2016, 02). Gimli – geophysical inversion and modelling library – programmers tutorial.

- Günther, T., Rücker, C. & Spitzer, K. (2006, 08). Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography – ii. inversion. *Geophysical Journal International*, 166, 506 - 517. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03011.x
- Gruber, S. & Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112 (F2). Zugriff auf <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006JF000547> doi: <https://doi.org/10.1029/2006JF000547>
- Haeberli, W. (1996, 01). Gletscherschwund, permafrostdegradation und periglaziale Murgänge im hochalpinen Bereich. In (S. 163-181). doi: 10.1007/978-3-0348-9042-7_14
- Hagmann, G. (2008). *Grundlagen der Elektrotechnik*. Wiebelsheim: AULA-Verl.
- Harris, C., Vonder Mühll, D., Isaksen, K., Haeberli, W., Sollid, J., King, L., ... Guglielmin, M. (2003, 11). Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39, 215-225. doi: 10.1016/j.gloplacha.2003.04.001
- Hauck, C. (2001). *Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains, Mitteilungen / Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich* (Bd. 171). Zürich: Versuchsanst. für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie; Zugriff auf <https://www.tib.eu/de/suchen/id/TIBKAT%3A339799994>
- Hauck, C. (2002, 11). Frozen ground monitoring using dc resistivity tomography. *Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT*, 29. doi: 10.1029/2002GL014995
- Hauck, C., Böttcher, M. & Maurer, H. (2011, 06). A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. *The Cryosphere*, 5. doi: 10.5194/tc-5-453-2011
- Hauck, C., Guglielmin, M., Isaksen, K. & Vonder Mühll, D. (2001). Applicability of frequency-domain and time-domain electromagnetic methods for mountain permafrost studies. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (1), 39-52. Zugriff auf <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/ppp.383> doi: <https://doi.org/10.1002/ppp.383>
- Hauck, C. & Kneisel, C. (2008). *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9780511535628
- Hauck, C. & Vonder Mühll, D. (2007, 07). Detecting alpine permafrost using electro-magnetic methods. In (S. 475-482). doi: 10.1007/BFb0104205
- Hauck, C., Vonder Mühll, D. & Maurer, H. (2003, 07). Using dc resistivity tomography to detect and characterize mountain permafrost. *Geophysical Prospecting*, 51, 273 - 284. doi: 10.1046/j.1365-2478.2003.00375.x
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E. & Mostler, W. (2007, 10). Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18, 351 - 367. doi: 10.1002/ppp.601
- Hausmann, H., Staudinger, M., Brückl, E. & Riedl, C. (2010, 05). Time-lapse seismic tomography for permafrost monitoring at Hoher Sonnblick (3106 m, Hohe Tauern, Austria).
- Hausmann, H., Staudinger, M., Brückl, E. & Riedl, C. (2011, 11). Seismische Tomographie am Sonnblickgipfel: Ergebnisse einer 2-jährigen Permafrostbeobachtung.

- Hellman, K., Ronczka, M., Günther, T., Wennermark, M., Rücker, C. & Dahlin, T. (2017). Structurally coupled inversion of ert and refraction seismic data combined with cluster-based model integration. *Journal of Applied Geophysics*, 143, 169-181. Zugriff auf <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0926985116305286> doi: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.06.008>
- Hilbich, C. (2010, 07). Time-lapse refraction seismic tomography for the detection of ground ice degradation. *The Cryosphere*, 4. doi: 10.5194/tc-4-243-2010
- Hilbich, C., Fuss, C. & Hauck, C. (2011). Automated time-lapse ert for improved process analysis and monitoring of frozen ground. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22 (4), 306-319. Zugriff auf <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/ppp.732> doi: <https://doi.org/10.1002/ppp.732>
- Hilbich, C., Hauck, C., Hoelzle, M., Scherler, M., Schudel, L., Völksch, I., ... Mäusbacher, R. (2008, 01). Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at schilthorn, swiss alps. *Journal of Geophysical Research*, 113. doi: 10.1029/2007JF000799
- Hoekstra, P., Sellmann, P. V. & Delaney, A. (1975). Ground and airborne resistivity surveys of permafrost near fairbanks, alaska. *GEOPHYSICS*, 40 (4), 641-656. Zugriff auf <https://doi.org/10.1190/1.1440555> doi: 10.1190/1.1440555
- Imhof, A., Senchez, M., Calvo, C. & Martín, A. (2011, 12). Application of seismic refraction tomography for tunnel design in santa clara mountain, san juan, argentina. *Earth Sciences Research Journal*, 15, 81-88.
- Imhof, M., Pierrehumbert, G., Haeberli, W. & Kienholz, H. (2000). Permafrost investigation in the schilthorn massif, bernese alps, switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 (3), 189-206. Zugriff auf <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/1099-1530%28200007/09%2911%3A3%3C189%3A%3AAID-PPP348%3E3.0.CO%3B2-N> doi: [https://doi.org/10.1002/1099-1530\(200007/09\)11:3<189::AID-PPP348>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/1099-1530(200007/09)11:3<189::AID-PPP348>3.0.CO;2-N)
- J. Nötzli, S. G. (2005). Alpiner permafrost – ein Überblick. *Lintzmeyer, K. (Ed.), Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt, Selbstverlag, Munich, 111-121.*
- Keller, F. U. (1993). *Interaktionen zwischen schnee und permafrost. eine grundlagenstudie im oberengadin* (Dissertation, ETH Zurich, Zürich). (Diss. Naturwiss. ETH Zürich, Nr. 10356, 1993. Ref.: D. Vischer ; Korref.: W. Haeberli ; Korref.: H. Gubler.) doi: 10.3929/ethz-a-000918795
- Kemna, A., Binley, A., Cassiani, G., Niederleithinger, E., Slater, L., Williams, K., ... Zimmermann, E. (2012, 12). An overview of the spectral induced polarization method for near-surface applications. *Near surface geophysics*, 10, 453-468. doi: 10.3997/1873-0604.2012027
- Kemna, A., Binley, A., Ramirez, A. & Daily, W. (2000, 04). Complex resistivity tomography for environmental applications. *Chemical Engineering Journal*, 77, 11-18. doi: 10.1016/S1385-8947(99)00135-7
- King, L. (1984). Permafrost in skandinavien untersuchungsergebnisse aus lappland, jotunheimen und dovre/ronthane. *Heidelberger Geogr. Arb.* (76), 1-174.
- Knödel, K., Krummel, H. & Lange, G. (1997). *Geophysik*. doi: 10.1007/978-3-662-07723-8
- Knödel, K., Krummel, H. & Lange, G. (2005). *Geophysik*. Berlin: Springer.

- Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R. & Moorman, B. (2008, 04). Advances in geophysical methods of permafrost investigations. *Permafrost and Periglacial Processes - PERMAFROST PERIGLACIAL PRO*, 19. doi: 10.1002/ppp.616
- Kneisel, C., Rödder, T. & Schwindt, D. (2014, 02). Frozen ground dynamics resolved by multi-year and yearround electrical resistivity monitoring at three alpine sites in the swiss alps. *Near Surface Geophysics*, 12. doi: 10.3997/1873-0604.2013067
- Krautblatter, M., Verleysdonk, S., Flores Orozco, A., Kemna, A., Deline, P., Ravanel, L., ... Malet, E. (2009, 03). Conceptual design and first results of a combined electrical resistivity and induced polarization monitoring at the aiguille du midi rock permafrost summit (mont blanc massif, french/italian alps). In (Bd. 11, S. 9215).
- LaBrecque, D., Daily, W. & Adkins, P. (2007, 01). Systematic errors in resistivity measurement systems. In (Bd. 2, S. 1153-1160). doi: 10.4133/1.2924620
- LaBrecque, D. J. & Ward, S. H. (1990). Two-dimensional cross-borehole resistivity model fitting. *Geotechnical and environmental geophysics*, 1, 51–57.
- Lanz, E., Maurer, H. & Green, A. G. (1998). Refraction tomography over a buried waste disposal site. *GEOPHYSICS*, 63 (4), 1414-1433. Zugriff auf <https://doi.org/10.1190/1.1444443> doi: 10.1190/1.1444443
- Maierhofer, T. (2018). *Electrical modelling for an improved understanding of gpr signatures in alpine permafrost* (Unveröffentlichte Diplomarbeit). TU Wien.
- Mewes, B., Hilbich, C., Delaloye, R. & Hauck, C. (2016, 11). Resolution capacity of geophysical monitoring regarding permafrost degradation induced by hydrological processes. *The Cryosphere Discussions*, 1-34. doi: 10.5194/tc-2016-229
- Mollaret, C., Hilbich, C., Pellet, C., Flores Orozco, A., Delaloye, R. & Hauck, C. (2018, 12). Mountain permafrost degradation documented through a network of permanent electrical resistivity tomography sites. *The Cryosphere Discussions*, 1-34. doi: 10.5194/tc-2018-272
- Mollaret, C., Wagner, F. M., Hilbich, C., Scapozza, C. & Hauck, C. (2020, April). Petrophysical joint inversion applied to alpine permafrost field sites to image subsurface ice, water, air and rock contents. *Frontiers in Earth Science*, 8, 85. doi: 10.3389/feart.2020.00085
- Mudler, J., Hördt, A., Przyklenk, A., Fiandaca, G., Maurya, P. K. & Hauck, C. (2019). Two-dimensional inversion of wideband spectral data from the capacitively coupled resistivity method – first applications in periglacial environments. *The Cryosphere*, 13 (9), 2439–2456. Zugriff auf <https://tc.copernicus.org/articles/13/2439/2019/> doi: 10.5194/tc-13-2439-2019
- Orozco, A. F., Kemna, A. & Zimmermann, E. (2012). Data error quantification in spectral induced polarization imaging. *GEOPHYSICS*, 77 (3), E227-E237. Zugriff auf <https://doi.org/10.1190/geo2010-0194.1> doi: 10.1190/geo2010-0194.1
- Parsekian, A. D., Claes, N., Singha, K., Minsley, B. J., Carr, B., Voytek, E., ... Flinchum, B. (2017). Comparing measurement response and inverted results of electrical resistivity tomography instruments. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 22 (3), 249-266. Zugriff auf <https://library.seg.org/doi/abs/10.2113/JEEG22.3.249> doi: 10.2113/JEEG22.3.249

- Pearson, C. F., Halleck, P. M., McGuire, P. L., Hermes, R. & Mathews, M. (1983, 10). Natural gas hydrate deposits: a review of in situ properties. [hydrate bearing sediments]. *J. Phys. Chem.; (United States)*, 87:21. Zugriff auf <https://www.osti.gov/biblio/5571063> doi: 10.1021/j100244a041
- Pellet, C., Hilbich, C., Marmy, A. & Hauck, C. (2016, 01). Soil moisture data for the validation of permafrost models using direct and indirect measurement approaches at three alpine sites. *Frontiers in Earth Sciences*, 3. doi: 10.3389/feart.2015.00091
- Rücker, C., Günther, T. & Wagner, F. (2017, 08). pygimli: An open-source library for modelling and inversion in geophysics. *Computers & Geosciences*, 109, 106-123. doi: 10.1016/j.cageo.2017.07.011
- Rödder, T. (2014). *Spatio-temporal assessment of dynamics in discontinuous mountain permafrost - investigation of small-scale influences on the ground thermal regime and active layer processes during snow melt* (Unveröffentlichte Dissertation).
- Reynolds, J. (2011, 01). An introduction to applied and environmental geophysics..
- Riedl, C., Reisenhofer, S. & Hausmann, H. (2014, 06). Monitoring permafrost at hoher sonnblick, austria..
- Rommel, K. (1980). *Die kleine leitfähigkeits-fibel: Einführung in die konduktometrie für praktiker*. Wiss. Techn. Werkstätten.
- Schön, J. (1983). *Petrophysik : physikalische eigenschaften von gesteinen und mineralien ; mit 70 tabellen*. Stuttgart: Enke.
- Schöner, W., Böhm, R. & Auer, I. (2012, 12). 125 years of high-mountain research at sonnblick observatory (austrian alps)—from “the house above the clouds” to a unique research platform. *Theoretical and Applied Climatology*, 110. doi: 10.1007/s00704-012-0689-8
- Schöner, W., Boeckli, L., Hausmann, H., Otto, J.-C., Reisenhofer, S., Riedl, C. & Seren, S. (2012, 12). Spatial patterns of permafrost at hoher sonnblick (austrian alps) -extensive field-measurements and modelling approaches. *Austrian J Earth Sci*, 105, 154-168.
- Schrott, L., Otto, J.-C. & Keller, F. (2012, 12). Modelling alpine permafrost distribution in the hohe tauern region, austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105, 196-183.
- Scott, W. J., Sellmann, P. V. & Hunter, J. A. (1990). Geophysics in the study of permafrost. In *Geotechnical and environmental geophysics: Volume i, review and tutorial* (S. 355-384). doi: 10.1190/1.9781560802785.ch13
- Slater, L., Binley, A., D., D. & Johnson, R. (2000, 05). Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection. *Journal of Applied Geophysics*, 44, 85-102. doi: 10.1016/S0926-9851(00)00002-1
- Steiner, M., Wagner, F., Maierhofer, T., Schöner, W. & Flores-Orozco, A. (2020). A improved estimation of ice and water content in alpine permafrost through constrained petrophysical joint inversion: the hoher sonnblick case study. in press in geophysics. *Society of Exploration Geophysicists*. (1-53)

- Stern, O. (1924). Zur theorie der elektrolytischen doppelschicht. *Zeitschrift für Elektrochemie und angewandte physikalische Chemie*, 30 (21-22), 508-516. Zugriff auf <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/bbpc.192400182> doi: <https://doi.org/10.1002/bbpc.192400182>
- Stiegler, C., Rode, M., Sass, O. & Otto, J.-C. (2014, 07). An undercooled scree slope detected by geophysical investigations in sporadic permafrost below 1000 m asl, central austria. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25. doi: 10.1002/ppp.1813
- Supper, R., Ottowitz, D., Jochum, B., Römer, A., Pfeiler, S., Keuschnig, M. & Ita, A. (2014, 02). Geoelectrical monitoring of frozen ground and permafrost in alpine areas: Field studies and considerations towards an improved measuring technology. *Near surface geophysics*, 2014, 93-115. doi: 10.3997/1873-0604.2013057
- Telford, W. M., Geldart, L. P. & Sheriff, R. E. (1990). Applied geophysics second edition. In *Applied geophysics* (2. Aufl.). Cambridge University Press.
- Timur, A. (1968). Velocity of compressional waves in porous media at permafrost temperatures. *GEOPHYSICS*, 33 (4), 584-595. Zugriff auf <https://doi.org/10.1190/1.1439954> doi: 10.1190/1.1439954
- Van Everdingen, R. & IPA. (1998). *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms in chinese, english, french, german ...* Arctic Inst. of North America University of Calgary. Zugriff auf <https://books.google.at/books?id=ZaLPXwAACAAJ>
- Van Everdingen, R. & IPA. (2005). *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms in chinese, english, french, german ...* Arctic Inst. of North America University of Calgary.
- Vonder Mühlh, D., Hauck, C. & Lehmann, F. (2000, 01). Verification of geophysical models in alpine permafrost by borehole information. *Annals of Glaciology*, 31, 300-306. doi: 10.3189/172756400781820057
- Vonder Mühlh, D., Noetzli, J., Gärtner-Roer, I., Makowski, K., Delaloye, R., Gruber, S., ... Häberli, W. (2007, 01). Permafrost in switzerland 2002/2003 and 2003/2004. doi: 10.13140/RG.2.1.1302.3440
- Vonder Mühlh, D., Nötzli, J., Gärtner-Roer, I., Makowski, K., Delaloye, R., Gruber, S., ... Häberli, W. (2007, 01). *Permafrost in switzerland 2002/2003 and 2003/2004*. doi: 10.13140/RG.2.1.1302.3440
- Vonder Mühlh, D. (1993). *Geophysikalische untersuchungen im permafrost des oberengadins*. VAW. Zugriff auf <https://books.google.at/books?id=3bPQxgEACAAJ>
- Wagner, F. M., Mollaret, C., Günther, T., Kemna, A. & Hauck, C. (2019, 09). Quantitative imaging of water, ice and air in permafrost systems through petrophysical joint inversion of seismic refraction and electrical resistivity data. *Geophysical Journal International*, 219 (3), 1866-1875. Zugriff auf <https://doi.org/10.1093/gji/ggz402> doi: 10.1093/gji/ggz402
- Weller, A., Lewis, R. & Niederleithinger, E. (2008). Geophysikalische verfahren zur strukturerkundung und schwachstellenanalyse von flussdeichen - ein handbuch..

- Wu, Y., Hubbard, S., Ulrich, C. & Wullschleger, S. (2013, 02). Remote monitoring of freeze-thaw transitions in arctic soils using the complex resistivity method. *Vadose Zone Journal*, 12. doi: 10.2136/vzj2012.0062
- Yilmaz, O. (2001). *Seismic data analysis : processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists.
- Zhou, B. & Dahlin, T. (2003, 08). Properties and effects of measurement errors on 2d resistivity imaging. *Near Surface Geophysics - NEAR SURF GEOPHYS*, 1, 105-117. doi: 10.3997/1873-0604.2003001
- Zisser, N., Kemna, A. & Nover, G. (2010). Relationship between low-frequency electrical properties and hydraulic permeability of low-permeability sandstones. *GEOPHYSICS*, 75 (3), E131-E141. doi: 10.1190/1.3413260

Kapitel 9

Anhang

Sämtliche Abbildungen und Ergebnisse dieser Arbeit sind unter

<https://owncloud.tuwien.ac.at/index.php/s/jxGthdiPMz53Nf0>

abrufbar.



EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre hiermit an Eides statt, dass ich meine Diplomarbeit selbständig verfasst und nach den anerkannten Grundsätzen für wissenschaftliche Abhandlungen selbstständig ausgeführt habe sowie alle verwendeten Hilfsmittel, insbesondere die zugrunde gelegte Literatur, genannt habe.

Graz, am

.....

(Unterschrift)