

Albert-Ludwigs Universität Freiburg i. Brsg.  
Fakultät für natürliche Rohstoffe und Ressourcen  
Professur für Hydrologie

## Masterarbeit

# **Synthetische Modellierung geoelektrischer und seismischer Daten zur Bestimmung der Aussagekraft eines 4 Phasenmodells anhand eines Blockgletschers im Val de Réchy**



Benjamin Mewes

Matrikel Nr.: 3515544

Vorgelegt im: Oktober 2014

### **Gutachter:**

1. Gutachter: Prof. Dr. Markus Weiler - Universität Freiburg i.Brsg
2. Gutachter: Prof. Dr. Christian Hauck - Université de Fribourg (CH)



# Inhaltsverzeichnis

|                                                                          |           |
|--------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1. Einleitung</b>                                                     | <b>8</b>  |
| <b>2. Blockgletscher als sichtbare Zeugen des alpinen Permafrost</b>     | <b>14</b> |
| 2.1. Definition von Blockgletschern . . . . .                            | 14        |
| 2.2. Oberflächenmorphologie . . . . .                                    | 16        |
| 2.3. Interne Struktur . . . . .                                          | 17        |
| 2.4. Bewegung . . . . .                                                  | 17        |
| 2.5. Klimatische Bedingungen für das Entstehen eines Blockgletschers . . | 18        |
| 2.6. Blockgletscher in der alpinen Hydrologie . . . . .                  | 19        |
| <b>3. Gebietsbeschreibung des Val de Réchy</b>                           | <b>22</b> |
| 3.1. Geologischer Aufbau . . . . .                                       | 22        |
| 3.2. Klimatische Bedingungen . . . . .                                   | 24        |
| 3.3. Blockgletscher im Val de Réchy . . . . .                            | 24        |
| 3.4. TEMPS Projekt . . . . .                                             | 29        |
| <b>4. Geophysikalische Prospektion</b>                                   | <b>30</b> |
| 4.1. Geophysikalische Grundlagen . . . . .                               | 31        |
| 4.1.1. Geoelektrische Untersuchung . . . . .                             | 32        |
| 4.1.2. Seismische Untersuchungen . . . . .                               | 41        |
| 4.2. Inversion der Messdaten . . . . .                                   | 46        |
| 4.2.1. Inversion der geoelektrischen Daten . . . . .                     | 47        |
| 4.2.2. Inversion der seismischen Daten . . . . .                         | 48        |
| 4.3. Felddatennahme am Becs-de-Bosson Blockgletscher . . . . .           | 49        |
| <b>5. Aufbau des 4 Phasenmodells</b>                                     | <b>54</b> |

|                                                                                 |            |
|---------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>6. Synthetische Modellierung des Beccs-de-Bosson Blockgletschers</b>         | <b>59</b>  |
| 6.1. Inverse Modellierung der bestehenden Messdaten . . . . .                   | 59         |
| 6.1.1. Auswahl der Messgeometrie für ERT . . . . .                              | 60         |
| 6.1.2. DOI Untersuchung . . . . .                                               | 60         |
| 6.1.3. Einfluss des Startmodells auf die Inversion der Seismik . . . . .        | 62         |
| 6.2. Grundlagen der synthetischen Modellierung . . . . .                        | 65         |
| 6.2.1. Die synthetischen Ausgangsmodelle . . . . .                              | 67         |
| <b>7. Ergebnisse der synthetischen Modellierung hydrologischer Strukturen</b>   | <b>84</b>  |
| 7.1. Fall I: Wasserführende Schicht auf Eiskörper . . . . .                     | 85         |
| 7.2. Fall II: Vertikale Fließwege . . . . .                                     | 91         |
| 7.3. Fall III: Kombination aus horizontalen und vertikalen Fließwegen . . . . . | 96         |
| 7.4. Fall IV: Diagonale Fließwege . . . . .                                     | 101        |
| <b>8. Diskussion</b>                                                            | <b>105</b> |
| 8.1. Fall I: Wasserführende Schicht auf Eiskörper . . . . .                     | 105        |
| 8.2. Fall II: Vertikale Fließwege . . . . .                                     | 109        |
| 8.3. Fall III: Kombination aus horizontalen und vertikalen Fließwegen . . . . . | 111        |
| 8.4. Fall IV: Diagonale Fließwege . . . . .                                     | 113        |
| 8.5. Quantitative Aussagen über Wassergehalte . . . . .                         | 114        |
| 8.6. Aussagekraft der angewandten Messgeometrien . . . . .                      | 119        |
| 8.7. Wahl des Startmodells der Seismik . . . . .                                | 121        |
| <b>9. Ausblick</b>                                                              | <b>123</b> |
| 9.1. Stabilität der geoelektrischen Messungen . . . . .                         | 123        |
| 9.2. Einfluss eines reduzierten Geophon-Abstandes . . . . .                     | 126        |
| <b>10. Fazit</b>                                                                | <b>129</b> |
| <b>Literatur</b>                                                                | <b>133</b> |
| <b>Abbildungsverzeichnis</b>                                                    | <b>138</b> |
| <b>Formelverzeichnis</b>                                                        | <b>147</b> |

|                                                                 |            |
|-----------------------------------------------------------------|------------|
| <b>Tabellenverzeichnis</b>                                      | <b>148</b> |
| <b>A. Anhang</b>                                                | <b>150</b> |
| A.1. Parameter aus Monte - Carlo - Läufen . . . . .             | 150        |
| A.2. Tomogramme der synthetischen Modelldaten . . . . .         | 153        |
| A.3. Genutzte Software . . . . .                                | 161        |
| A.4. Schematischer Programmaufbau des 4 Phasenmodells . . . . . | 163        |
| A.5. Daten-Verzeichnis . . . . .                                | 164        |
| <b>B. Symbol- und Einheitsverzeichnis</b>                       | <b>166</b> |

# **Zusammenfassung**

Mit Hilfe synthetischer geoelektrischer und seismischer Daten wird untersucht, ob ein 4 Phasenmodell in der Lage ist, den Betsch-De-Bosson Blockgletscher im Val de Réchy, Wallis, Schweiz, hydrologisch in der Ausbildung präferentieller Fließwege zu überwachen. Die synthetischen Modelle auf Basis bereits erhobener Messdaten und des existierenden Messaufbaus zeigen, dass horizontale wasserführende Schichten auf Eiskörpern im Gegensatz zu vertikalen Fließwegen in den Modellergebnissen nicht in ihren genauen Ausmaßen zu erkennen sind. Die mangelhafte Erkennung horizontaler Schichten hängt sowohl mit der genutzten Inversion geoelektrischer Daten, als auch mit dem verwendeten Elektroden-Abstand von 4,5 m sowie dem großen Gradienten der Widerstände zwischen den Schichten bei den gewählten Modellen zusammen. Dennoch ist es mit Hilfe einer installierten automatischen Geoelektrik bereits im jetzigen Messaufbau möglich, die Evolution von Fließwegen im Blockgletscher im Rahmen eines qualitativen Monitorings zu erfassen. Ein quantitatives Monitoring wird erst durch die dauerhafte Messung der Leitfähigkeit des Porenwassers möglich werden, da die berechneten Wassergehalte in einem hohen Maße von der genauen Erfassung des elektrischen Widerstandes des Porenwassers abhängen.

# Abstract

In order to determine whether a four phase model is capable to survey a rockglacier hydrologically in terms of the detection of preferential flow paths, synthetic geoelectric and seismic data sets for the Becs-De-Bosson rockglacier in Réchy, Valais, Switzerland were created. Results from the field site show that using the existing set-up, the 4 phase model would be able to monitor the evolution of preferential flow paths within the rockglacier on a qualitative basis with the newly installed automatic geoelectrical measurement device (A-ERT). Vertical structures with extents of roughly 1 m are visible and clearly shaped, whereas horizontal structures on ice lenses could not be sized in their original extent due to inversion problems of the geoelectrical data with steep gradients like the electrical resistance of water ( $500 \Omega \text{ m}$ ) to ice ( $> 200 \text{ k}\Omega \text{ m}$ ). The reduction of spacing in between the electrodes from 4.5 m down to 1 m did not ameliorate the geoelectrical inversion as long as the saturated layer was located directly on the ice core. A horizontal layer of water saturated sediments with a height of 0.5 m was resolved by the geoelectrical inversion with an electrode spacing of 1 m in the measurement set up, when there was no direct contact with ice beneath. In upcoming studies a different inversion algorithm should be used, in order to get better results for horizontal layers of water saturated sediments on ice. So, current limits of monitoring a rock glacier hydrologically with a four phase model are found in the measurement and inversion of geoelectrical data. Seismic data shows nearly no impact on computed water contents. So in terms of a pure hydrological monitoring, seismic surveys twice a year should be sufficient in order to detect water saturated areas in the rockglacier. Quantitative results concerning the water content are not yet reliable, as the 4 phase model needs measured resistivity values in order to compute the correct water content in the pore space.

Keywords: rockglacier, synthetic modeling, geophysical survey, Val de Réchy, A-ERT, monitoring, permafrost, Becs-De-Bosson

# 1. Einleitung

Viele Katastrophen und extreme Naturereignisse der letzten Jahre im alpinen Raum hatten ihren Ursprung in der Veränderung von umweltrelevanten Ökosystemen und geomorphologischen Strukturen des Permafrosts. Blockgletscher, als sichtbare Zeugen des alpinen Permafrosts, spielen neben Gletschern in der Geomorphologie und der Hochgebirgshydrologie der Schweizer Alpen eine bedeutenden Rolle. Sie werden vermehrt in Form von Monitoring Programmen untersucht, um Erkenntnisgewinne über die Prozesse in den rutschenden Permafrostkörpern zu erzielen.

Einige Blockgletscher und ihre Umfelder, wie der Murtèl Blockgletscher im Engadin, Schweiz, werden bereits seit Dekaden intensiv untersucht und bieten ein ausgebautes Netzwerk von Bohrlöchern, Wetterstationen und festen geophysikalischen Profilen (SCHNEIDER et al., 2013). Der in dieser Arbeit beschriebene Becs-de-Bosson Blockgletscher hingegen gehört zwar zum TEMPS-Projekt (HAUCK, HILBICH et al., 2014), in dem alpiner Permafrost in der Schweiz untersucht wird, allerdings ist die Zahl der Untersuchungen, die sich mit diesem Blockgletscher befassen, wesentlich geringer. Das Gebiet wurde im Rahmen einer Doktorarbeit in den 1990er-Jahren geomorphologisch kartiert und ersten hydrologischen Untersuchungen unterzogen (TENTHOREY, 1993). Wetterstationen, die bis Ende der 90er-Jahre betrieben wurden sowie Messungen von Abflüssen an Wehren aus dieser Zeit, stellen die Grundlage für eine Betrachtung der Hydrologie des Becs-de-Bosson Blockgletschers dar (DIMIC, 2012). Im Rahmen des TEMPS-Projektes wurden zwei Messstransekte für Geoelektrik und refraktionsseismische Untersuchungen auf den zwei Zungen des Blockgletschers installiert, von denen nur noch eine genutzt wird. Der verbliebene Messtranspekt ist seit September 2014 mit einer automatischen Geoelektrik (A-ERT) versehen, die kontinuierlich Daten aufzeichnet. Der Einsatz einer automatischen Geoelektrik zum Monitoring von Permafrostgebieten wird als vielversprechend eingestuft (HILBICH, FUSS & HAUCK, 2011 und HILBICH, MARESCOT et al., 2009). Untersuchungen



zur Geschwindigkeitsmessung des Becs-de-Bosson Blockgletschers wurden mit Hilfe von dGPS-Messungen an der Blockgletscheroberfläche durchgeführt (DELALOYE & PERRUCHOUD, 2005). Genaue Informationen zur inneren Zusammensetzung des Blockgletschers des Becs-de-Bosson Blockgletschers fehlen wie für die meisten Blockgletscher und müssen für weitere Untersuchungen zusammengetragen werden (HAE-BERLI et al., 2006).

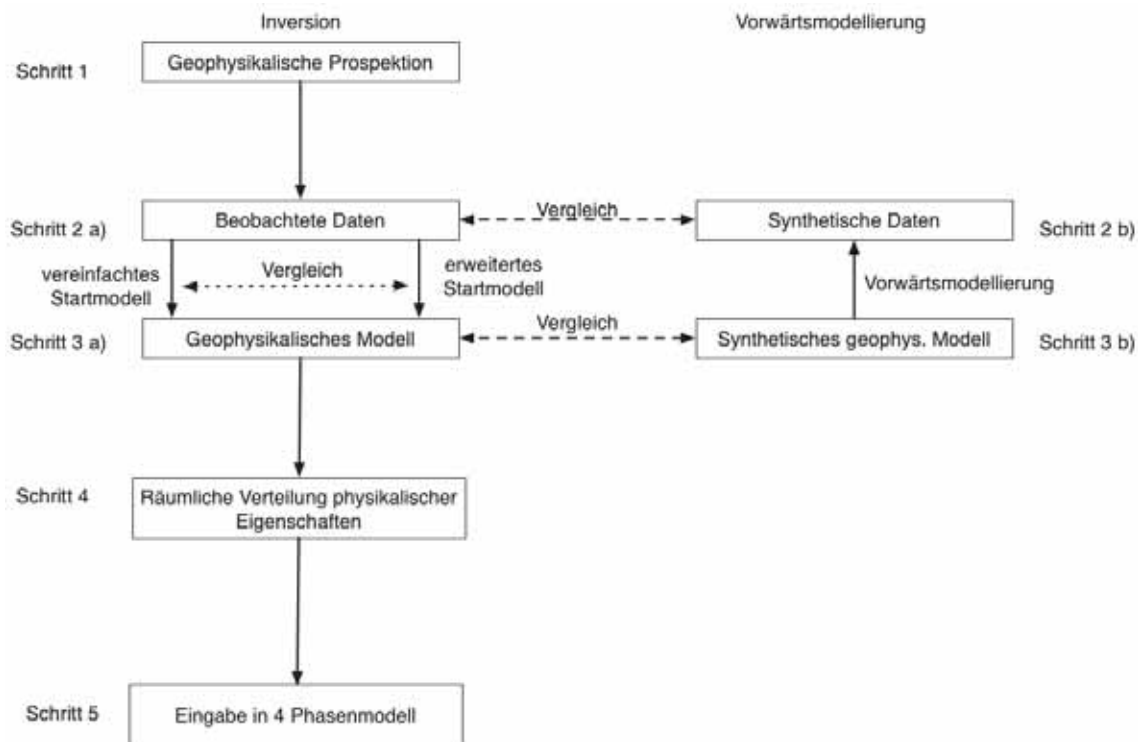
Um die Hydrologie und die Morphologie im hochalpinen Permafrost und seinem Formenschatz zu verstehen, werden aufgrund der schwer zugänglichen Gebiete indirekte geophysikalische Messungen durchgeführt. Die nicht destruktiven Messungen der Geoelektrik und der Hammerschlag-Seismik sind aufgrund hoher Kontraste der physikalischen Eigenschaften von Eis, Wasser, Luft und Festgestein geeignete Instrumente um Veränderungen in eisreichen Regionen zu verfolgen und zu dokumentieren. HAUCK, BÖTTCHER ET MAURER (2011) haben ein 4 Phasenmodell vorgestellt, das auf Basis petrophysikalischer Relationen die Anteile von Luft, Eis und Wasser, sowie Festgestein in einem untersuchten Blockgletscher anhand einiger Modellannahmen, wie z.B. der Porosität, einigen empirischen Parametern sowie geoelektrischen und seismischen Messdaten berechnet (HAUCK, BÖTTCHER & MAURER, 2011). Das 4 Phasenmodell dient als Werkzeug zur gemeinsamen Interpretation seismischer und geoelektrischer Messdaten sowie der Visualisierung der vier Phasen in einem Blockgletscher oder einer permafrostreichen Umgebung (EBD.).

Für die Berechnung der geophysikalischen Inversionen in Form von geoelektrischen und seismischen Tomogrammen gibt es keine eindeutige Lösung. Die Vorwärtsmodellierung bietet eine Möglichkeit den Einfluss der Inversion näher zu betrachten. Im Gegensatz zur Inversion bietet die Vorwärtsmodellierung lediglich eine Lösung (HILBICH, MARESCOT et al., 2009). Annahmen wie die Lage von Eiskörpern oder Festgesteinsschichten können im synthetischen Ausgangsmodell in künstliche Messdaten übersetzt und durch dieselben Inversionsalgorithmen umgesetzt werden wie reale Messdaten. Der Vergleich der synthetischen Modelle, deren Inversionen sowie den dazugehörigen Ergebnissen des 4 Phasenmodells ermöglicht eine indirekte Verifikation der getroffenen Annahmen und hilft bei der zukünftigen Interpretation von realen Messdaten.

Das Ziel dieser Arbeit ist, herauszufinden, welche hydrologischen Strukturen das 4 Phasenmodell mit Hilfe der am Becs-de-Bosson erhobenen Messdaten erkennen kann. Dazu werden zunächst vereinfachte Ausgangsmodelle erstellt, die den Ist-Zustand für zwei Zeitpunkte (Juli und September) des Becs-de-Bosson Blockgletschers nachbilden. Im nächsten Schritt werden hydrologische Strukturen, wie Fließwege und wasserführende Schichten, eingebaut. Aus diesen erweiterten Modellen werden synthetische Messdaten für die Geoelektrik und die Seismik erschaffen und ins 4 Phasenmodell hineingegeben. Die Ergebnisse des 4 Phasenmodells für synthetische und gemessene Daten werden anschließend verglichen. Neben der Untersuchung hydrologischer Strukturen soll gezeigt werden, welchen Einfluss unterschiedliche Messgeometrien in der Geoelektrik und erweiterte Startmodelle in der Seismik auf die jeweiligen Tomogramme und damit letztendlich auf die Modellergebnisse des 4 Phasenmodells haben. Die Untersuchung der Modellergebnisse wird zunächst qualitativ durchgeführt. Eine anschließende quantitative Betrachtung der Messergebnisse soll zudem zeigen, ob Wassergehalte durch das Modell korrekt wiedergegeben werden.

Die Masterarbeit folgt dem Vorwärts-Rückwärts-Modellierungszyklus, den KNEISEL, HAUCK ET AL. (2008) für geophysikalische Untersuchungen vorschlagen (Abb. 1.1). Die erhobenen Messdaten für den Becs-de-Bosson Blockgletscher (Schritt 2a) werden mit einer Standardinversion in ein geophysikalisches Modell (Schritt 3a) umgerechnet (KNEISEL, HAUCK et al., 2008). Aus der Inversion der Messdaten wird ein synthetisches, geophysikalisches Ausgangsmodell mit den entsprechenden Materialeigenschaften, wie z.B. elektrischem Widerstand, Wellengeschwindigkeit von P-Wellengeschwindigkeit, Dichte, Porosität, etc erschaffen (Schritt 3b), das die Hauptmerkmale des untersuchten Teilstücks des Becs-de-Bosson Blockgletschers widerspiegeln soll. Aus diesem synthetischen Modell werden wiederum synthetische Daten gewonnen (Schritt 2b), die mit den beobachteten Daten verglichen werden. Stellt das synthetische Ausgangsmodell die Realität hinreichend genau dar, gehen die künstlich gewonnenen Messdaten aus der Vorwärtsmodellierung durch die Inversion in das 4

Phasenmodell ein (Schritt 5). Gleichen sich die Ergebnisse des 4 Phasenmodells von synthetischen und gemessenen Daten, können in die synthetischen Ausgangsmodelle aus Schritt 3b) künstliche, hydrologische Strukturen, wie präferentielle Fließwege und wasserführende Schichten, eingebaut werden. Die invertierten, synthetischen Daten dienen dann wiederum zur Berechnung von Wassergehalten im 4 Phasenmodell. Die berechneten Wassergehalte werden dann mit den Strukturen in den synthetischen Modellen aus Schritt 3b) verglichen.



**Abb. 1.1.:** Modellierungszyklus mit Inversion und Vorwärtsmodellierung.

Quelle: Eigene Darstellung nach KNEISEL, HAUCK et al., 2008 und FORTIER et al., 2008.

Durch die Vorwärtsmodellierung der synthetischen Daten kann eindeutig geklärt werden, ob das 4 Phasenmodell, bzw. die zugrunde liegenden seismische und geoelektrische Messungen, beim jetzigen Wissensstand über das Gebiet und dem bestehenden Messaufbau am Becs-de-Bosson in der Lage ist, hydrologische und geomorphologische Strukturen in einem Blockgletscher zu erkennen. Mit Hilfe der einzelnen synthetischen Modelle soll anschließend geklärt werden, welchen Einfluss die beiden

Messmethoden auf die Modellergebnisse haben. Mögliche Artefakte der Inversion werden dadurch deutlich und können durch Veränderungen an den Inversionsparametern verhindert oder abgeschwächt werden. Des Weiteren kann überprüft werden, ob und wie der vorhandene Messaufbau verändert werden muss, um in Zukunft den Becs-de-Bosson Blockgletscher hydrologisch überwachen zu können. Die Erkenntnisgewinne dieser synthetischen Modellierung gehen somit in die Erhebung und Auswertung zukünftiger Messungen am Becs-de-Bosson und anderer Testgebiete ein.

Da das 4 Phasenmodell sehr sensitiv auf den spezifischen Widerstand des Porenwassers  $\rho_w$  reagiert, soll die Arbeit mit dem gewählten Modellierungszyklus eine erste Antwort auf die Frage liefern, ob das 4 Phasenmodell mit den zugrundeliegenden Messmethoden und dem vorhandenen Wissen um spezifische Widerstände des Porenwassers im Becs-de-Bosson Blockgletscher in der Lage ist, ein hydrologisches Monitoring zu ermöglichen. Dauerhafte Messungen des Widerstandes der Porenwassers liegen für den Becs-de-Bosson nicht vor und werden zur Zeit nur geschätzt. Die Messung der Leitfähigkeit des Porenwassers eines Blockgletschers gestaltet sich nicht einfach und ist bisher nur indirekt durch Messungen an Abflüssen nahe einiger Blockgletscher und -halden durchgeführt worden. Untersuchungen von Abflüssen anderer Blockgletscher der Alpen zeigen nicht nur die räumlichen Variabilität, sondern auch eine zeitliche Variabilität der Leitfähigkeiten die bisher noch nicht durch Messungen im Untersuchungsgebiet abgebildet werden können (KRAINER & MOSTLER, 2002).

Eine gemeinsame synthetische Untersuchung zur Nutzung geoelektrischer und seismischer Daten in einem 4 Phasenmodell zur Überwachung der Evolution von Fließwegen und -systemen in einem Blockgletscher liegt zum Zeitpunkt der Arbeit für keinen Blockgletscher vor. Eine besondere Herausforderung bei dieser Modellierung ist der vorhandene Messaufbau: So müssen bestehende Messgeometrien und Geophon- und Elektroden-Abstände in die synthetischen Modelle integriert werden und die seismischen und geoelektrischen Modelle untereinander vergleichbar sein. Ein hydrologisches Monitoring mitsamt der dauerhaften Erfassung von Fließwegen und

Wassergehalten in einem Blockgletscher könnte viel zum Verständnis dieser Oberflächenform beitragen. So könnten Temperaturmodelle an mögliche Schmelzwasser-eintritte angepasst werden (SCHERLER et al., 2010) und die Kriechgeschwindigkeit der Oberflächenmessungen mit dGPS mit etwaigen wasserführenden Schichten und erhöhten Wassergehalten gekoppelt werden (PERRUCHOU & DELALOYE, 2007 und HAEBERLI et al., 2006).

## 2. Blockgletscher als sichtbare Zeugen des alpinen Permafrost

Für das Verständnis des Phänomens Blockgletscher wird zunächst der Begriff definiert und in einen groben Kontext der umweltwissenschaftlichen Bedeutung gestellt. Neben der Morphologie und der inneren Zusammensetzung, die für diese Arbeit von Wichtigkeit ist, wird ebenfalls auf die Bewegung, klimatische Bedingungen zur Entstehung eingegangen und eine räumliche Verteilung dieser periglazialen Oberflächenform gegeben. Abschließend betrachtet dieses Kapitel die Relevanz der glaziologischen Forschung an Blockgletschern in Hinsicht auf das Verständnis des alpinen Wasserkreislaufs.

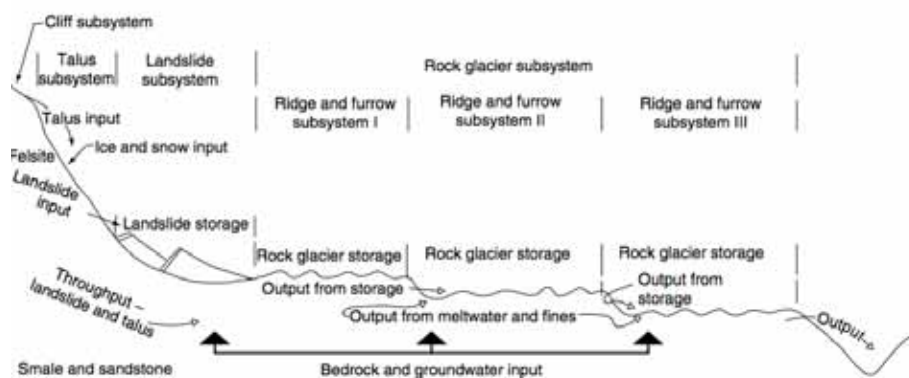
### 2.1. Definition von Blockgletschern

Blockgletscher sind ein wichtiger Bestandteil umweltwissenschaftlicher Forschung hochalpiner Systeme, da sie einen für das Auge sichtbaren Hinweis für Permafrost im Untergrund darstellen (JANKE et al., 2013). Ein Blockgletscher wird als ein „Strom aus Steinen“ (EBD., S. 241) beschrieben. Die meisten haben eine zungenartige, lang gestreckte Form und resultieren aus einer Kombination periglazialer und gravitativer Prozesse (EBD.). Ob ihre Entstehung rein periglazialer Natur ist, oder ob glaziale Prozesse, wie etwa die Verteilung von Permafrost durch zurückweichende Gletscher, einen Einfluss haben, ist nicht geklärt (EBD.). Nach seiner Entstehung ist ein Blockgletscher von glazialen Prozessen gänzlich unabhängig (EBD.). Wichtige Kenngrößen um einen Blockgletscher zu beschreiben sind: Eisgehalt, Fließgeschwindigkeit, Größe und Form des Hügels, Mikrorelief, Einflüsse des anstehenden Grundgesteins, Topographie und Mikroklima (EBD.).

BARSCH (1996) beschreibt einen Blockgletscher als eine kaskadierte zungenförmige Abfolge von Schutt, Eis und Wasser, die sich an einen Hang mit einer gewissen

Steigung anschmiegt (BARSCH, 1996, S. 4ff). Solange die einzelnen Subsysteme des Blockgletschers miteinander verbunden sind, wird Schutt aus physikalischer und chemischer Verwitterung von den umgebenden Klippen und Hügeln über den Blockgletscher abtransportiert (Abb. 2.1). Aktive Blockgletscher sind der sichtbare Beweis des kontinuierlichen Kriechens von eisgesättigten Permafrostkörpern auf Lockermaterial (EBD., S. 4). Rillen und Furchen auf der Oberfläche zeugen von diesen Kriechprozessen, die einen Blockgletscher mit einer Geschwindigkeit von  $0.1 - 1 \text{ m a}^{-1}$  ins Tal tragen (EBD., S. 8). Dies geschieht durch freigesetztes Schmelzwasser in den Sommermonaten, während in den Wintermonaten der Blockgletscher als Speichermedium fungiert (JANKE et al., 2013). Das Schmelzwasser gefriert im Winter und führt zu einer erneuten Eisproduktion im Schuttkörper des Blockgletschers.

Inaktive Blockgletscher enthalten zwar immer noch vereiste Bereiche, jedoch bewegen sie sich nicht mehr (BARSCH, 1996, S. 8). Der Wechsel von einem aktiven zu einem inaktiven Blockgletscher kann aus klimatischen Gründen erfolgen, d.h. dass das Eis im Inneren zu schmelzen beginnt, oder aufgrund einer zu hohen Entfernung von der Quelle neuen Lockermaterials: Fließt der Blockgletscher zu schnell ins Tal, verliert er den Kontakt zu seinem Quellgebiet und die einzelnen Teilbereiche des Blockgletschers sind nicht mehr verbunden (JANKE et al., 2013).



**Abb. 2.1.:** Geomorphologisches und hydrologisches System eines Blockgletschers.

Quelle: JANKE et al., 2013, S. 242.

## 2.2. Oberflächenmorphologie

Aktive Blockgletscher bilden eine 10 - 20 m hohe zungenförmige Erhöhung zum umliegenden Gelände. Die Front und die Seiten weisen dabei Steigungen von bis zu  $35^\circ$  auf (BARSCH, 1996, S. 18). Die Oberfläche eines Blockgletschers besteht zumeist aus einer schlecht sortierten, blockigen Auflage mit einer Steigung von weniger als  $25^\circ$  (JANKE et al., 2013). Feine Materialien mit niedrigen Korndurchmesser sind zumeist nur an der Front und den Seitenbereichen aufzufinden (BARSCH, 1996, S. 10). Aktive Blockgletscher sind, wie bereits beschrieben, durchsetzt von Furchen und Rillen, die durch Scherbewegungen aufgrund von unterschiedlich schnell fließenden Teilbereichen im Inneren erzeugt werden (JANKE et al., 2013). Neben transversalen Furchen im Zentrum der Oberfläche, treten längsgerichteten Furchen an den Seitenbereichen des Blockgletschers auf (EBD.). Die steilste Stelle auf dem Blockgletscher befindet sich nahe des Quellgebietes, danach nimmt der Gradient der Steigung dann kontinuierlich bis zur Zunge ab (EBD.).

**Tabelle 2.1.:** Verhältnis Oberfläche zu Dicke eines Blockgletschers nach BARSCH, 1996

| Fläche (km <sup>2</sup> ) | Dicke (m) |
|---------------------------|-----------|
| < 0,01                    | 20 - 30   |
| 0,01 - 0,1                | 40 - 50   |
| > 0,1                     | 60 - 80   |

Zungenförmige Blockgletscher können bis zu einem Kilometer lang sein, mehrere hundert Meter breit und Dicken von bis zu 100 m annehmen (BARSCH, 1996, S. 22). Die grobblockige Auflageschicht nimmt davon die ersten 0,5 - 5 m ein (EBD., S. 71). Die Reliefenergie, die innerhalb von Furchen und Rillen aufgebaut wird, beträgt zwischen 1 - 10 m (EBD., S. 27). Aus der Gesamtfläche kann die Dicke eines Blockgletschers näherungsweise bestimmt werden (Tab. 2.1). Die Auftauschicht, die im Sommer aufgrund von erhöhter solarer Einstrahlung auftaut, ist am Fuße des Blockgletschers 3 - 5m dick und nimmt zur Quelle des Blockgletschers kontinuierlich ab



(EBD., S. 119). Dort kann die Dicke der Auftauschicht weniger als 1 m betragen. In Furchen kann aufgrund von Altschnee die Tiefe der Auftauschicht wegen der isolierenden Wirkung gegen Null tendieren (EBD., S. 119).

## 2.3. Interne Struktur

Ein Blockgletscher setzt sich im Inneren vereinfacht gesehen aus zwei Schichten zusammen: Der obere, durch grobe Blöcke geprägte Mantel des Blockgletschers und der innere Kern des Blockgletschers (EBD., S. 67). Mit der Textur des Blockgletschers verändert sich auch die Temperatur: Mit den feineren Materialien im Inneren des Blockgletschers sinkt die Temperatur ab. Die Korngrößenverteilung unterhalb des blockigen Mantels setzt sich vorrangig aus Sanden und Tonen zusammen (EBD., S. 71). Der Eisgehalt des Blockgletschers, aus geophysikalischen Untersuchungen und Bohrlöchern geschätzt, beträgt 50 - 80% des gesamten Porenvolumens (EBD., S. 73).

Beweise für die Existenz eines Eiskernes, oder einer Eis durchsetzten Mittelschicht, lassen sich aus seismischen Daten ableiten: So finden sich im Inneren von untersuchten Blockgletschern P-Wellengeschwindigkeiten von  $1.500 - 3.600 \text{ m s}^{-1}$ . In den oberen Schichten hingegen wurden Geschwindigkeiten von  $150 - 420 \text{ m s}^{-1}$  gemessen (JANKE et al., 2013). Radarmessungen, so genannte GPR-Daten zeigen, dass der Eiskern bis zu 40 m Mächtigkeit aufweisen kann (EBD.). Ein Blockgletscher benötigt nicht zwangsläufig einen durchgängigen Eiskern; es können sich auch mehrere Meter breite Eislinen im Inneren befinden (BARSCH, 1996, S. 73).

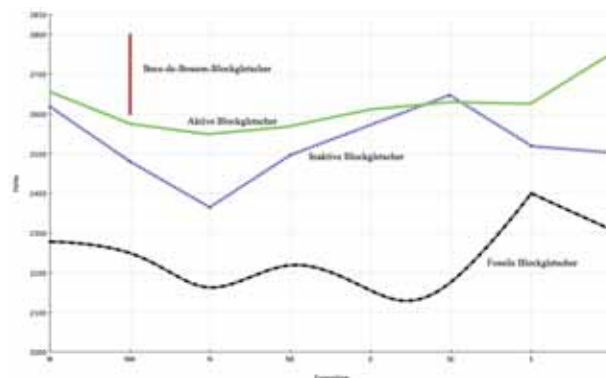
## 2.4. Bewegung

Aufgrund von hydrostatischen Drücken, die Wasser im Permafrostkörper zurückhalten, zyklisch verlaufenden Tau- und Gefrierprozessen und der Produktion von weiterem Schutt kann sich der Blockgletscher, wie ein Gletscher, talabwärts bewegen und ein periglaziales Fließsystem ausbilden (JANKE et al., 2013). Um einen Blockgletscher

von einem Gletscher abzugrenzen, wird bei Blockgletschern nicht von „Fließen“, sondern von „Kriechen“ als Fortbewegungsmethode gesprochen (JANKE et al., 2013). Aktive Blockgletscher sind vegetationsfrei und bewegen sich um wenige Zentimeter pro Jahr. Inaktive Blockgletscher enthalten immer noch Eis, aber ihre Bewegung hat sich nahezu eingestellt, und/oder der Blockgletscher hat sich zu weit von seiner Quelle entfernt und bekommt keinen Nachschub an transportfähigem Schutt (EBD.).

## 2.5. Klimatische Bedingungen für das Entstehen eines Blockgletschers

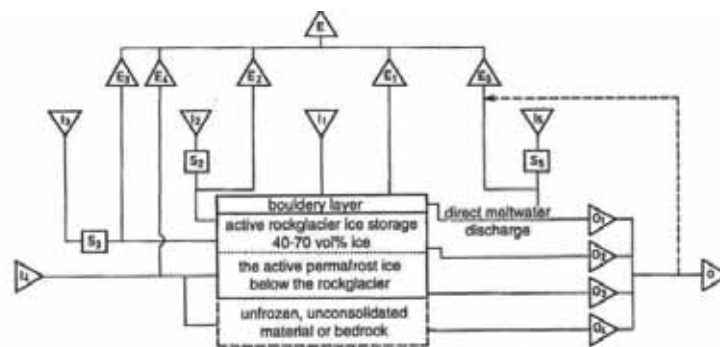
Die Verteilung von Blockgletschern, Permafrost und Gletschern spielt in der Hochgebirgsforschung eine wichtige Rolle. Aktive Blockgletscher finden sich in den Alpen auf Höhen von 2.500 - 2.700 m über NN (BARSCH, 1996, S. 38). Die am tiefsten gelegenen aktiven Blockgletscher weisen eine N-, NW- oder NE-Exposition auf (Abb 2.2). Zudem liegen ihre Quellen oberhalb der Permafrostgrenze, aber unterhalb der Gleichgewichtslinie von Gletschern (HUMLUM, 1998 und JANKE, 2007). Das Auftreten von Blockgletschern folgt dabei Topoklimaten, die die Produktion von Schutt und Geröll steigern. Dazu zählen lange Phasen mit Temperaturen von unter 0°C, die zu Frostverwitterung und Frostsprengung führen.



**Abb. 2.2.:** Höhe und Exposition von Blockgletschern. Der in dieser Arbeit behandelte Beccan-Blockgletscher ist in seiner Höhenlage und seiner Exposition eingezeichnet. Quelle: Verändert nach BARSCH, 1996, S. 38.

## 2.6. Blockgletscher in der alpinen Hydrologie

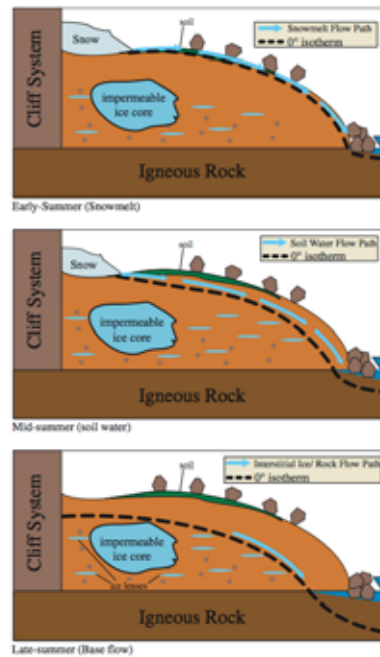
Wie Gletscher sind Blockgletscher Wasserspeicher in hohen Lagen, die Wasser über Tage, Monate (in Form von Schnee), Jahre (in Form von Eis) hinweg speichern und zeitversetzt freilassen können (BARSCH, 1996, S. 259ff). Wie bereits beschrieben, weisen die Porenräume von Blockgletschern oft Eisgehalte von mehr als 50% auf. Schätzungen zufolge speichern Blockgletscher in der Schweiz knapp  $0,8 \text{ km}^3$  Wasser (EBD., S. 259). Ein konzeptionelles Modell zeigt die Funktion von Blockgletschern für den alpinen hydrologischen Kreislauf (Abb. 2.3). Niederschlag wird entweder in Form von Eis und Schnee gebunden und kann bis in den Sommer gespeichert werden. Das sich verändernde System aus Fließwegen im Inneren verlängert, bzw. verkürzt die Verweilzeiten von Wasser. Neben dem Direktabfluss auf der Oberfläche des Blockgletschers kann es aufgrund von verlängerten Fließwegen und Stauprozessen im Strukturinneren zur verspäteten Freisetzung von Niederschlagsmengen kommen. Neben der langfristigen Wasserspeicherung bilden Blockgletscher Systeme mit



**Abb. 2.3.:** Konzeptionelles hydrologisches Modell eines Blockgletschers mit unterschiedlichen Speichern und Abflussszenarien. Quelle: BARSCH, 1996, S. 260.

Verweilzeiten von einigen Tagen bis Wochen für Regen- oder Schmelzwässer (EBD., S. 262ff). Der Abfluss auf Blockgletschern, wie sie in den Schweizer Alpen vorkommen, beträgt dabei  $5 - 250 \text{ ls}^{-1}$ . Dieser weist eine Temperatur von knapp  $2^\circ\text{C}$  auf. Die höchsten Abflüssen werden dabei am Ende der Schneeschmelze im Sommer erwartet. In den Wintermonaten nimmt der Abfluss bis zum völligen Versiegen ab (KRAINER & MOSTLER, 2002). Generell reagieren Blockgletscher schnell auf Regenereignisse und es zeigt sich ein deutlicher Anstieg im Abfluss bei Starkregenereignissen (EBD.).

Durch die vorhandene Auftauschicht und deren jahreszeitlichen Varianz verändern sich die internen Fließsysteme im Blockgletscher. Die Verweilzeiten von Regen oder Schmelzwasser können sich dadurch erhöhen. WILLIAMS ET AL. (2006) zeigen, wie sich der Fließweg des Wassers in einem konzeptionellen Blockgletscher über die Zeit verändert (Abb. 2.4). Eindringendes Regen-, oder Schmelzwasser fließt in Form



**Abb. 2.4.:** Fließwege in einem Blockgletscher in ihrer jahreszeitlicher Variation. Quelle: WILLIAMS et al., 2006.

eines Interflows entlang der 0°C-Isotherme auf dem Permafrostspiegel zum Fuße des Blockgletschers hin ab. Mit dem Absinken der 0°C-Isotherme verlagert sich der Fließweg lateral nach unten, die Infiltration in das System nimmt zu und ein anfänglich vorhandener Oberflächenabfluss versiegt vollends. Der Abfluss fließt nun unterhalb und durch die Form ab, während zu Beginn der Sommerphase der meiste Abfluss aus der Schneeschmelze oberflächlich abläuft. Dadurch kommt das Wasser durch die sich verändernden Fließwege in Kontakt mit unterschiedlichen Schichten den Blockgletschers. Die Gesamtmineralisierung schwankt dabei von 77 - 210 mg/l (BARSCH, 1996, S. 262). WILLIAMS ET AL. (2006) zeigen, dass durch das Auftauen

der Auftauschicht in der Sommerperiode die Konzentrationen von  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  und  $SO_4^{2-}$  eine Größenordnung höher sind als in den umliegenden, nicht blockgletscher-geprägten Einzugsgebieten (WILLIAMS et al., 2006).

Ein genaues Verständnis der Prozesse in einem Blockgletscher ist für die hydrologische Betrachtung alpiner Wasserkreisläufe von Wichtigkeit, da sich Verweilzeiten und Speicherkapazitäten nicht nur saisonal, sondern auch langfristig verändern. Eine Monitoring, wie es durch das TEMPS-Projekt stattfindet, ist somit auch für hydrologische Hochgebirgsforschung von Interesse.

### 3. Gebietsbeschreibung des Val de Réchy

Im Gegensatz zu anderen Tälern in den Alpen, insbesondere denen in den Walliser Alpen, gilt das hochgelegene Val de Réchy mit seiner Fläche von 11 km<sup>2</sup> als naturbelassen und wenig vom Menschen beeinflusst. Weder Wasserkraftwerke, noch Einrichtungen des Massentourismus, wie im Nachbartal des Val d'Hérens, sind im Val de Réchy aufzufinden (TENTHOREY, 1993, S. 18). Das Relief ist durch die tektonischen Bewegung der Alpen und das kalte, trockene Klima geprägt (EBD., S. 20). Aufgrund der klimatischen Bedingungen kommt es zu keiner favorisierten Bodenbildung mit anschließender Vegetationsentwicklung.

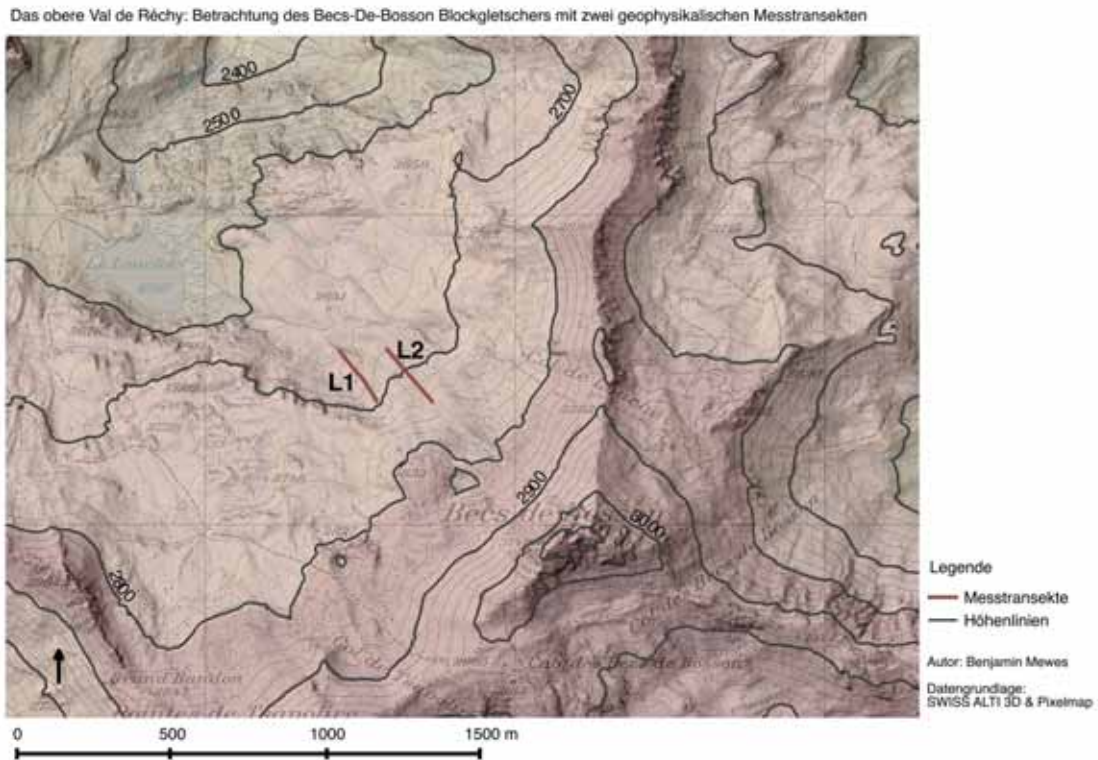
Das hochalpine U-Tal zeichnet sich durch einen ursprünglichen Charakter aus, der an die Hochebenen des Himalaya erinnert (EBD., S. 24). Das vom Wechsel zwischen glazialen und periglazialen Prozessen geprägte Tal erstreckt sich auf einer Höhe von 2.200–3.000 m (Abb. 3.1). Bereits seit dem Ende des 19. Jahrhunderts sind die letzten glazialen Formen aus dem Tal verschwunden, es finden sich jedoch periglaziale Formen wie Blockgletscher (EBD., S. 26).

#### 3.1. Geologischer Aufbau

Das Val de Réchy liegt in drei geologischen Formationen des Grand St. Bernard Massivs: das Siviez-Mischabel, das Mont Fort und Tsaté. Die ältesten Gesteine, wie Gneise und Marmor, finden sich in den tieferen Bereichen des Hochtals (auf Höhen von 2.000 - 2.600 m), die jüngsten Gesteine, u.a. Gipse und Calcite, bauen die Bergkämme und Gipfel auf (EBD., S. 22ff).

##### **Siviez-Mischabel**

Die tiefstliegende Formation ist die geologische Einheit des Siviez-Mischabel, die sich durch kristalline Gesteine hohen Alters zusammensetzt: Gneise, Pegmatite, Schiefer



**Abb. 3.1.:** Karte des Untersuchungsgebietes. Rot eingezeichnet sind die Untersuchungstransekte L1 und L2, von denen nur noch L2 benutzt wird.

und Amphibolite. Rauhwacken und Gipse zeigen teilweise Formen des karstigen Formenschatzes, wie z.B. Dolinen und Höhlen (EBD., S. 23).

#### Mont Fort

Die Gesteine der Mont Fort Einheit dominieren die Gipfel der Becs-de-Bosson-Kette. Sie setzen sich aus Kalkschiefern und quartzreichem Marmor zusammen. Der Großteil des Gerölls im Val de Réchy hat seinen Ursprung in der Mont Fort Einheit und wurde durch die gravitative Prozesse in die Hochebene verlagert (EBD., S. 23).

#### Tsaté

Noch über den Gesteinen der Mont Fort Einheit befinden sich die Kalkschiefer der Einheit des Tsaté. Die Kalkschiefer machen einen Großteil des Gerölls im Unter-

suchungsgebiet aus und stellen die Hauptbestandteile von Moränen und Blockgletschern dar (TENTHOREY, 1993, S. 23).

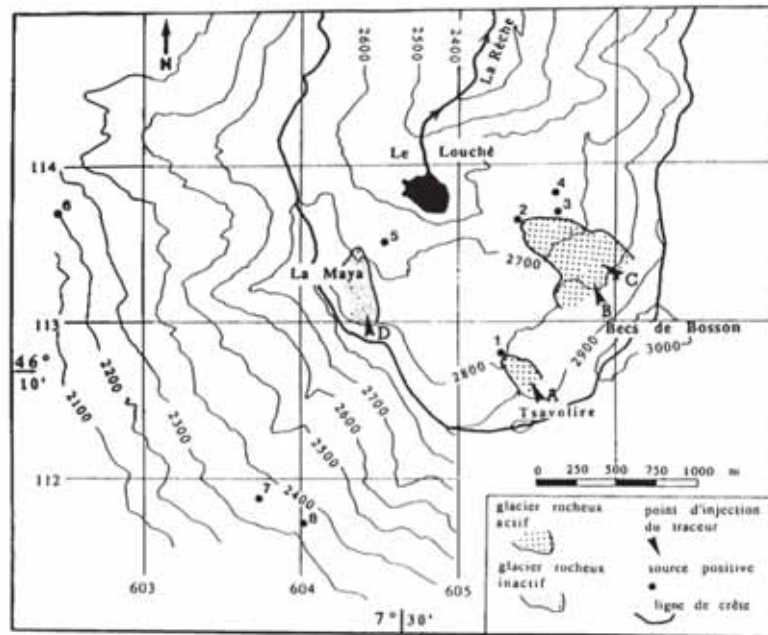
## 3.2. Klimatische Bedingungen

Das nordwärts orientierte Val de Réchy erfährt in seiner zentralalpinen Lage Einflüsse aus dem westlich gelegenen Rhône-Tal, sowie in abgeschwächter Form aus dem Süden und Osten (EBD., S. 30). Von 1988 bis 1997 wurden zwei meteorologische Messstationen zur Erfassung von Klimadaten betrieben (DIMIC, 2012, S. 8). Aktuelle Messdaten für Niederschlag und Temperatur liegen zur Zeit nicht vor. Wie bereits erwähnt, ist das Klima im Val de Réchy trocken mit einem Jahresniederschlag von  $1.200 - 1.400 \text{ mm a}^{-1}$ . Der Durchschnittswert für das Wallis liegt bei  $1.760 \text{ mm a}^{-1}$  (TENTHOREY, 1994). Der Großteil des Niederschlages fällt als Schnee; genaue Schneehöhen liegen nicht vor (DIMIC, 2012, 7f). Die Jahresdurchschnittstemperatur liegt unter  $0^\circ\text{C}$  bei  $-1,45^\circ\text{C}$  (TENTHOREY, 1994). Die Jahresmitteltemperatur der Luft unterschreitet die Schwelle, die zuvor als Bedingung zur Entstehung von Blockgletschern angegeben wurde.

## 3.3. Blockgletscher im Val de Réchy

Das obere Val de Réchy bietet ein geeignetes Untersuchungsgebiet zur Beobachtung von Blockgletschern (EBD.). Aus hydrologischer Sicht kann hier der Einfluss von Blockgletschern auf das vorliegende System auf Einzugsgebietsebene untersucht werden, da keine glazialen Formen, sondern allein periglaziale Formen vorliegen. Das Becken von „Becs-de-Bosson“ ist der Oberlauf des einzigen Flusses des Val de Réchys: der Rèche. Der größte Blockgletscher, der wie die Gipfelkette ebenfalls Becs-de-Bosson genannt wird, führt dem größten See des Tals, dem „Lac Le Louché“, Wasser zu (Abb. 3.2 und 3.3).





**Abb. 3.2.:** Übersicht des oberen Val de Réchy. Eingezeichnet sind die beiden aktiven Blockgletscher Tsavolire und Becs-de-Bosson, sowie der inaktive Blockgletscher La Maya. Quelle: TENTHOREY (1993, S. 125).

Die Blockgletscher im Untersuchungsgebiet sind von einer 1 - 4 m dicken Blockschicht bedeckt und bestehen aus gefrorenen Bruchstücken, deren Zwischenräume im Vergleich zu anderen Blockgletschern nur geringe Eisgehalte aufweisen (EBD.). Die meisten Gebiete um die Zunge des Blockgletschers sind frei von Permafrost (EBD. und PERRUCHOUD & DELALOYE, 2007). Die Ausrichtung der aktiven Blockgletscher liegt in Richtung NE-NW, der inaktive Blockgletscher „La Maya“ weist eine NW-SE-Ausrichtung auf (TENTHOREY, 1993, 125f).

Das meiste Wasser aus dem Oberlauf der Rèche kommt aus den vordersten Bereichen des Becs-de-Bosson Blockgletschers und dessen seitlichen Begrenzungen (TENTHOREY, 1994). Die Verweilzeit des Wassers im Becs-de-Bosson Blockgletscher ist sehr variabel und kann Laufzeiten von 60 Minuten bis zu einem Monat auf einer Strecke von einem Kilometer annehmen (EBD.). Im Untersuchungsgebiet gibt es zwei Messpegel weiter unterhalb an der Rèche, die bis in das Jahr 2001 betrieben wur-

**Tabelle 3.1.:** Abflussverhalten der Blockgletscher im Réchy Tal nach TENTHOREY, 1994

| Blockgletscher | Länge (m) | Status  | Abflussverhalten                |
|----------------|-----------|---------|---------------------------------|
| Becs-de-Bosson | > 300m    | aktiv   | oberflächlich + unter der Form  |
| Tsavolire      | < 300m    | aktiv   | oberflächlich                   |
| La Maya        | > 300m    | inaktiv | durch die Form + unter der Form |

den (DIMIC, 2012). Im hydrologischen Jahr 1990/1991 wurde dabei ein Abfluss von 927.000 m<sup>3</sup> gemessen (TENTHOREY, 1994).

Das Abflussverhalten von Schmelz- und Regenwässern gliedert sich für die inaktiven und aktiven Blockgletscher im Val de Réchy in drei Arten auf: über die Form hinweg, durch die Form hindurch und unter der Form durch. Die beiden aktiven Blockgletscher des Val de Réchy weisen zumindest periodisch oberflächliche Abflüsse auf (Tab. 3.1). Der Blockgletscher Becs-de-Bosson führt Abwässer nach der Schneeschmelze zudem auch unter seiner Oberfläche ab. Die Abwässer treten an den Spitzen seiner beiden Zungen aus und fließen in Form von kleineren, verwilderten Bächen dem Lac Le Louchet zu.

### **Becs-de-Bosson Blockgletscher**

Der Becs-de-Bosson Blockgletscher erstreckt sich nordwestlich vom Gipfel des Becs-de-Bosson (3.421 m über NN) in einer Höhe von 2.610 bis 2.810 m über NN auf einer Fläche von 246.000 m<sup>2</sup> (PERRUCHOUD & DELALOYE, 2007 und TENTHOREY, 1993, S. 159). Damit liegt er oberhalb der von BARSCH (1996) aufgestellten Mindesthöhe für aktive Blockgletscher (Abb. 2.2). Der Blockgletscher transportiert gefrorene Sedimente von permafrostreichen Gebieten in die tiefer gelegenen, permafrostfreien Bereiche des Oberen Val de Réchy (PERRUCHOUD & DELALOYE, 2007). Während der Kleine Eiszeit befand sich im Mündungsgebiet des heutigen Blockgletschers ein kleiner Gletscher, der die Verteilung des dortigen Permafrostes maßgeblich beeinflusst hat (EBD.). Die genauen Ausmaße des nicht mehr erhaltenen Gletschers aus dem letzten glazialen Maximum sind nicht genau bekannt, allerdings ist davon aus-



**Abb. 3.3.:** Blick vom Vorfeld des Blockgletschers Becs-de-Bosson auf den See Lac Le Louché.  
Eigene Aufnahme vom 17.07.2014.

zugehen, dass dieser nicht größer war als der rezente Blockgletscher (EBD.). Zum Quellgebiet des Blockgletschers hin (ab einer Höhe von 2.760 m) wird die Topographie mit einer Steigung von 25 - 30° steiler (EBD.). Die Zunge des Becs-de-Bosson Blockgletschers spaltet sich auf einer Höhe von 2.680 m über NN in zwei Zungen (Abb.4.12) auf. Beide Zungen laufen mit einer Steigung von je 15° aus (EBD.). Die Hauptzunge mündet auf 2.612 m über NN mit einem steilen Abbruch der mit spärlicher, alpiner Vegetation bedeckt ist (EBD.). Die kleinere Zunge zeigt ausgebildete Rillen und Furchen an der Oberfläche, ist jedoch weniger ausgesetzt, als die Hauptzunge (EBD.). Wie bereits beschrieben, treten Abwässer an beiden Zungen aus. Bis 2001 wurden dort an zwei Wehren im Zulauf des Lac Le Louché der Abfluss gemessen. Die durchschnittlichen monatlichen Abflüsse betrugen in der Zeit zwischen  $0 \text{ l s}^{-1}$  in den Wintermonaten und  $160 \text{ l s}^{-1}$  im August 1996 (DİMİC, 2012, 5f). Daraus lässt sich das zu erwartenden sommerliche Abflussmaximum ablesen, das von einem späten nivalen bis glazialen Regime zeugt.

Die Geschwindigkeit, mit der sich der Becs-de-Bosson Blockgletscher ins Tal bewegt, hat sich in von 1986 bis 1991 um 70% erhöht. Im Mittel beträgt die Kriechgeschwindigkeit des Becs-de-Bosson Blockgletschers in diesem Zeitraum knapp  $0,3 \text{ m a}^{-1}$  (DELALOYE & PERRUCHOUD, 2005). Von 2001 bis 2003 wich die mit Hilfe von GPS gemessene Geschwindigkeit von den photogrammetrisch erfassten Geschwindigkeiten für den zuvor genannten Zeitraum um zusätzliche 50% ab. Im saisonalen Vergleich ist die Geschwindigkeit im Spätsommer am höchsten. Der jahreszeitliche Unterschied kann bis zu  $0,2 \text{ m a}^{-1}$  betragen (KÄÄB, FRAUENFELDER & ROER, 2007). Ein im Sommer 2005 beobachteter Anstieg der Kriechgeschwindigkeit ist mutmaßlich mit der Perkolation von Schmelzwasser in die Auftauschicht des Blockgletschers in Verbindung zu setzen. Ebenfalls denkbar ist eine wasserführende Schicht unterhalb des Eiskörpers, der zu einer Erhöhung der Geschwindigkeit geführt hat (PERRUCHOUD & DELALOYE, 2007). Für das Verständnis von Kriechgeschwindigkeiten, deren saisonalen Verlauf und die daraus resultierende Stabilität von Blockgletschern ist das Wissen um Eisgehalte, wasserführende Schichten auf Eiskernen und Tau- und Gefrierzyklen daher von großer Wichtigkeit (KÄÄB, FRAUENFELDER & ROER, 2007).

Wie auf dem Luftbild zu erkennen ist, sind insgesamt zwei Messtransekte auf dem Becs-de-Bosson-Blockgletscher eingerichtet. Der Transekt L1 auf der kleineren westlichen Zunge, und Transekt L2 auf der mächtigeren östlichen Zunge (Abb. 4.12). In Betrieb ist nur noch der Messtransekt L2, da im Messtransekt L1 die Spannungen auf den Kabeln zu groß waren und kein dauerhaftes Monitoring möglich wäre. In Transekt L2 sind dauerhaft Kabel und Elektroden für geoelektrische Messungen angelegt. Zwei Mal pro Jahr werden dort sowohl seismische als auch geoelektrische Messungen durchgeführt. Seit September 2014 befindet sich zudem eine automatische, geoelektrische Messeinheit auf dem Becs-de-Bosson, die kontinuierlich Profile aufnimmt.

#### **Tsavolire Blockgletscher**

Der mit einer Fläche von  $57.000 \text{ m}^2$  kleinere Blockgletscher Tsavolire weist ein homogenes Erscheinungsbild bei starker Topographie auf (TENTHOREY, 1993, S. 157).

Aus Schneesenken an der Quelle des Blockgletschers speist sich der hydrologische Kreislauf innerhalb des Tsavolire Blockgletschers. In der vorliegenden Arbeit wird nicht weiter auf den Tsavolire Blockgletscher eingegangen. Eine weitere Betrachtung hinsichtlich der Aussagekraft des 4 Phasenmodells an diesem Blockgletscher ist für die Zukunft sicherlich sinnvoll, da auf kleinem Raum die Erkenntnisse dieser Arbeit an einem zweiten Versuchssystem getestet werden könnten.

### 3.4. TEMPS Projekt

Das TEMPS - The evolution of mountain permafrost in Switzerland - Projekt ist ein auf vier Jahre angelegtes Projekt, das ein breiteres Verständnis von alpinen Permafrost schaffen möchte (HAUCK, HILBICH et al., 2014). Dazu werden Erkenntnisse aus Monitoring Programmen der letzten zwei Jahrzehnte aus dem PERMOS Projekt mit Modellierungen verzahnt, um Aussagen über die Entwicklung des Permafrosts in der Schweiz treffen zu können .

Besonderes Augenmerk des Sinergia geförderten Projektes liegt dabei auf Untersuchungen zur Klimasensibilität und möglicher Auswirkungen des globalen und regionalen Klimawandels auf Testgebiete in der Schweiz. In den Untersuchungen treffen die Fachrichtungen der Kryosphären-Wissenschaften, der Geomorphologie, Geophysik und Geographie aufeinander und bieten eine große Variabilität der zur Verfügung stehenden Messdaten.

## 4. Geophysikalische Prospektion

Um Prozesse im Permafrost und Eisgehalte in Blockgletschern zu beschreiben, benötigt man geeignete Verfahren, da sich diese Phänomene außerhalb der menschlichen Wahrnehmung abspielen und eine Beurteilung allein von einer oberflächlichen Betrachtung nicht möglich ist (HILBICH, FUSS & HAUCK, 2011). Zudem kann die Struktur und die Beschaffenheit des Untergrundes nicht direkt ohne Störung des jeweiligen Systems gemessen werden (MÜHLL, HAUCK & GUBLER, 2002). Zur Untersuchung des Untergrundes in diesen Gebieten werden daher häufig geophysikalische Methoden genutzt. Diese Methoden bieten eine störungsfreie Untersuchung größerer Gebiete bei geringen Kosten (KNEISEL, HAUCK et al., 2008). Mit Hilfe dieser Methoden können flächenhaft kontinuierliche Messdaten der physikalischen Eigenschaften und der Struktur des Untergrundes entlang von Messtransekten gewonnen werden (EBD.). Für die Untersuchung hydrogeologischer Eigenschaften und hydrologischer Strukturen kann eine geophysikalische Anwendung, besonders in schwierigen alpinen Terrains, von großem Vorteil sein, da konventionelle Methoden wie Pumptestes nur schwerlich oder gar nicht durchführbar sind (KOBIEŖSKA et al., 2014).

Der Einsatz geophysikalischer Messmethoden in der Geologie und der Hydrogeologie hat eine lange Tradition seit Beginn des 20. Jahrhunderts. So wurden bereits in den 1920er Jahren seismischen Messapparaturen genutzt, um Erdölvorkommen zu detektieren (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 429). In den 1940er Jahren wurde ein Ansatz präsentiert, um aus dem gemessenen Widerstand auf Porensättigung und Porosität zu schließen (ARCHIE, 1942). Neuere Entwicklungen beschreiben den Schritt von 2D zur 3D Untersuchung und zu Versuchen von Monitoring auch in unzugänglichen, hochalpinen Gebieten (HAUCK, 2013). Dreidimensionale Verfahren sollen in Zukunft das Monitoring von Permafrostgebieten mit Hilfe bewährter Messmethoden wie der Geoelektrik verfeinern, um auch kleinräumige Änderungen im Untergrund aufzuzeigen und die Limitierungen von 2D-Verfahren und Extrapolationsmethoden zu umgehen (KNEISEL, EMMERT & KÄSTL, 2014).

Kombinierte Modelle, wie das 4 Phasenmodell von HAUCK, BÖTTCHER ET MAURER (2011) nutzen die Verschneidung von geophysikalischen Messmethoden, um die Zusammensetzung des Untergrundes zu bestimmen. Neben dem empirischem Ansatz von HAUCK, BÖTTCHER ET MAURER (2011), gibt es Bestrebungen physikalische 4 Phasenmodelle aufzusetzen, die nicht auf statistischen Wichtungen aufsetzen, sondern auf der Contact-Cement Theorie und WHITES Patchy Saturation Theorem fußen (DOU & AJO-FRANKLIN, 2012). Weitere Untersuchungen zur Anwendung dieser rein physikalischen Modelle fehlen jedoch zur Zeit.

### 4.1. Geophysikalische Grundlagen

Eine Randbedingung für den Einsatz geophysikalischer Untersuchungen bei jedweder Anwendung sind hinreichend große Kontraste in den physikalischen Eigenschaften der zu untersuchenden Elemente im Untergrund (MARESCOT et al., 2003). In den meisten geologischen Materialien mit hohen Eisgehalten sind die elektrischen Widerstände und die Wellengeschwindigkeiten von seismischen Wellen größer als in den ungefrorenen umgebenden Materialien. Aufgrund dieser scharfen Kontraste zwischen den einzelnen Strukturen im Untergrund können geophysikalische Methoden in der Permafrostforschung angewandt werden (EBD.). Ein generelles Problem bei den genannten Untersuchungen im Gelände ist Hintergrundrauschen in den Messungen, das Untersuchungen stören oder verhindern kann (GOLDSCHIEDER & DREW, 2007, S.177ff). Es ist zu beachten, dass die Messergebnisse keine eindeutigen Lösungen haben und somit von Messung zu Messung im Gelände voneinander abweichen können. Für die Untersuchung im Permafrost und in vergletscherten Gebieten kommt bei der Untersuchung des Untergrundes mit geophysikalischen Methoden der Unterschied zwischen der flüssigen und der festen Phase, d.h. zwischen der Wasser- und der Eisphase zum Tragen (KNEISEL, HAUCK et al., 2008). Die Variation dieser physikalischen Kennwerte liegt in der Wasserchemie des Porenwassers, der Porengröße, dem Verhältnis von Wasser zu Eis, der Eisstruktur, der Bodentemperatur sowie den vorherrschenden Druckverhältnissen begründet (EBD.). Die Durchführung der Messungen erfolgt an Blockgletschern und in hochgelegenen alpinen Permafrost Gebieten zwischen Ende August und Anfang September, da die Auftauschicht zu



dieser Zeit weitestgehend aufgetaut ist und noch kein frischer Schnee den Zugang zu den Untersuchungsgebieten verhindert (HILBICH, FUSS & HAUCK, 2011).

Für die Untersuchung des Becc-de-Bosson Blockgletschers wird auf zwei bewährte geophysikalische Messmethoden zurückgegriffen, die im folgenden Kapitel beschrieben werden:

- Geoelektrik
- Refraktionsseismik

#### 4.1.1. Geoelektrische Untersuchung

Die Grundidee bei der geoelektrischen Untersuchung, auch ERT genannt, liegt in der Messung von elektrischen Leitfähigkeiten, bzw. Widerständen unter der Erzeugung eines künstlichen Potentialfeldes, das von Leitfähigkeitsstrukturen in der untersuchten Geologie beeinflusst wird (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 128). Das angelegte elektromagnetische Feld  $\vec{E}$  übt dabei die Kraft  $\vec{F}$  auf eine Ladung  $q$  aus (EBD., S. 75)

$$\vec{F} = q\vec{E} \quad (4.1)$$

Die im Feld auf die Elektronen wirkende Kraft  $\vec{F}$  führt zu einer Driftgeschwindigkeit der Ladungen in Richtung der wirkenden Kraft. Das elektromagnetische Feld wird aus den Vektoren der elektrischen Stromdichte  $\vec{J}$  und der magnetischen Flussdichte  $\vec{B}$  aufgebaut (EBD., S. 76). Der Gesamtstrom  $\vec{J}$  setzt sich zusammen aus:

$$\vec{J} = \vec{J}_l + \vec{J}_v + \vec{J}_s$$

$$\vec{J}_l = \sigma \vec{E} \text{ als Leistungsstromdichte}$$

$$\vec{J}_v = \epsilon \frac{\delta \vec{E}}{\delta t} \text{ als Verschiebungsstromdichte}$$

$$\vec{J}_s = d\delta(r - r_e) \text{ als Quellstromdichte}$$

Unter der Annahme, dass genauso viel Strom reinfließt wie rausfließt gilt (EBD., S. 76):

$$\nabla(J_l + J_s) = -\frac{\delta q}{\delta t}$$



Da Phasenverschiebungen entlang der Strukturen zu vernachlässigen sind, entfällt der rechte Term und Quellen des Leitungsstromes werden zu Senken des Quellstromes:

$$\nabla J_l = -\nabla J_s \quad (4.2)$$

Die magnetische Flussdichte  $\vec{B}$  setzt sich aus der induzierten Magnetisierung  $M_i$ , sowie der Quellmagnetisierung  $M_s$  zusammen (EBD., S. 76):

$$\vec{B} = \mu_0 [H + M_i + M_s]$$

Dabei steht  $\mu_0$  für die Induktionskonstante des Vakuums und  $\vec{H}$  für die magnetische Feldstärke in  $\text{A m}^{-1}$ . Unter der weiteren Vereinfachung, dass die induzierte Magnetik und die Quellmagnetisierung in der Geoelektrik zu vernachlässigen sind, ergibt sich für die Vektoren  $\vec{J}$  und  $\vec{B}$  abseits der Quellen (EBD., S. 76):

$$\begin{aligned} \vec{J} &= \sigma \vec{E} \\ \vec{B} &= \mu_0 \vec{H} \end{aligned} \quad (4.3)$$

Die elektrische Stromdichte  $\vec{J}$  wird durch den Feldvektor  $\vec{E}$  und  $\sigma$  für den material-spezifischen Wert der Leitfähigkeit in  $\text{S m}^{-1}$  beschrieben. Der elektrische Feldvektor  $\vec{E}$  lässt sich anhand des skalaren Potentials  $V$  darstellen (EBD., S. 79):

$$\vec{E} = -\nabla V = - \begin{pmatrix} \frac{\delta}{\delta x_1} V(\vec{x}) \\ \frac{\delta}{\delta x_2} V(\vec{x}) \\ \frac{\delta}{\delta x_3} V(\vec{x}) \end{pmatrix} \quad (4.4)$$

Aus (4.2) folgt daher:

$$\begin{aligned} \nabla(\sigma \vec{E}) &= -\nabla J_s \\ \nabla(\sigma \nabla V) &= \nabla J_s \end{aligned} \quad (4.5)$$

Wird am Punkt  $r_0$  an der Oberfläche eines homogenen Halbraumes ein Strom  $I$  eingespeist wird, so gilt (EBD., S. 79) :

$$V(r) = \frac{I}{2\pi\sigma|r-r_0|} \quad (4.6)$$

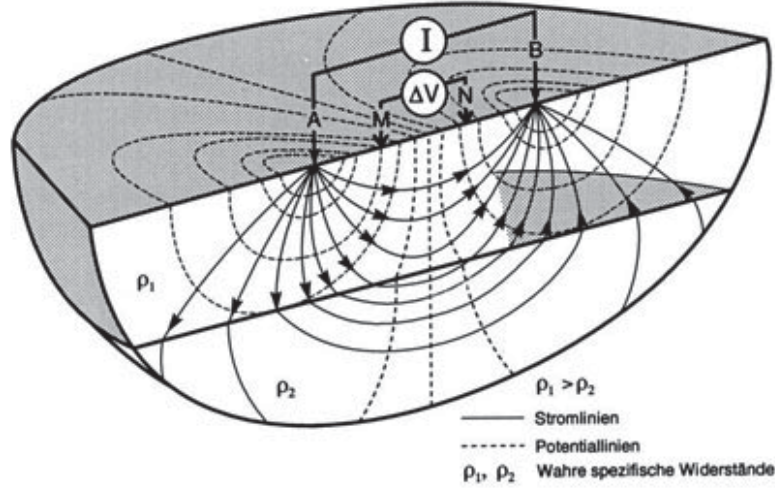
Unter der Annahme dass  $r = |r-r_0|$  und unter Einbezug von (4.4) ist das zugehörige Feld  $\vec{E}_r$  gegeben durch:

$$\vec{E}_r = -\frac{\delta V}{\delta r} = \frac{I}{2\pi\sigma r^2} \quad (4.7)$$

Ist das skalare Potential aus der geoelektrischen Messung bekannt, kann über das OHMSCHE Gesetz durch die Relation von der Feldstärke  $\vec{E}$  zur Stromdichte  $\vec{J}$  auf den zugrundeliegenden Widerstandswert  $\sigma$  und damit auf den Aufbau des Untergrundes geschlossen werden (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 80ff). Wie bereits beschrieben, hängt die Leitfähigkeit des Untergrundes maßgeblich von dessen Porosität, der Wassersättigung, der Konnektivität des Porenraumes und der Menge gelöster Salze im Porenwasser ab. Ein weiterer Einflussfaktor für die Leitfähigkeit im Untergrund hat weder etwas mit der elektrolytischen Leitfähigkeit des Porenwassers zu tun, noch mit der Leitfähigkeit einzelner Gesteinskomponenten: die Grenzflächenleitfähigkeit. Diese wird mit dem Kationenaustauschvermögen der Tone erklärt. Einen messbaren Einfluss durch die Grenzflächenleitfähigkeit tritt bei niedrig mineralisierten Wässern und in sandigen Untergründen auf (EBD., S. 91). Um aus den gemessenen Spannungen den Widerstand, bzw. die Leitfähigkeit der einzelnen Strukturen zu bestimmen, werden vier Elektroden mit dem Boden gekoppelt und eine Spannung angelegt, sodass Strom von Einspeiseelektrode A zu B läuft. Die Potenzialsonden M und N messen die Spannung  $V$  in einem festgelegten Abstand  $a$  (Abb. 4.1). Der Strom verläuft in einem homogenen Halbfeld senkrecht zu den Potentiallinien und wird bei einem Übertritt von der elektrischen Schicht mit der Leitfähigkeit  $\sigma_1$  zu einer Schicht mit der Leitfähigkeit  $\sigma_2$  gebrochen (EBD., S. 78). Beim Eintritt in einen guten Leiter werden die Ströme vom Lot weggebrochen. Tritt der Strom in einen schlechten Leiter ein, werden die Ströme hingegen zum Lot hin gebrochen:

$$\frac{\tan \alpha_1}{\tan \alpha_2} = \frac{\sigma_1}{\sigma_2}$$

Durch die Ablenkung der Ströme auf Basis der materialabhängigen Leitfähigkeit wird Strom in guten Leitern kanalisiert, während er aus schlechteren Leitern verdrängt wird.



**Abb. 4.1.:** Verlauf der Stromlinien in einem zweigeteilten Halbraum mit jeweils unterschiedlichen spezifischen Widerständen.

Quelle: KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 129.

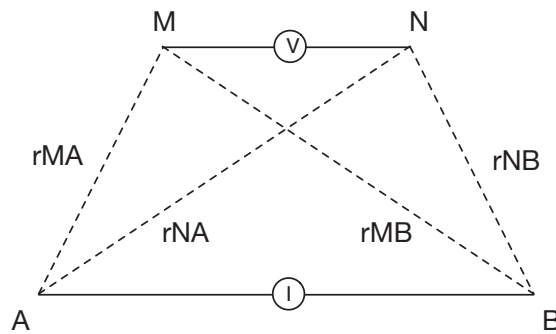
Als Richtwert für die Eindringtiefe bei einer geoelektrischen Sondierung kann die halbe Auslagenlänge  $L$  zwischen den Einspiseelektroden A und B angenommen werden. Die Potenzialdifferenz  $\Delta V$  zwischen den Elektroden M und N entspricht der Überlagerung der Einzelpotenziale zwischen  $x_m$  und  $x_n$  nach dem Superpositionsprinzip, wobei  $r$  für die jeweiligen Abstände zwischen den Speiseelektroden A und B sowie den Potenzialsonden M und N steht (verändert nach EBD., S. 133):

$$\begin{aligned} \Delta V &= V(\vec{x}_m) - V(\vec{x}_n) \\ &= \frac{\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{\vec{x}_M - \vec{x}_A} - \frac{1}{\vec{x}_M - \vec{x}_N} - \frac{1}{\vec{x}_N - \vec{x}_A} + \frac{1}{\vec{x}_N - \vec{x}_B} \right) \\ &= \frac{\rho l}{2\pi} \left( \frac{1}{r_{MA}} - \frac{1}{r_{MB}} - \frac{1}{r_{NA}} + \frac{1}{r_{NB}} \right) \end{aligned} \quad (4.8)$$

In geoelektrischen Messungen sind Vierpunktanordnungen mit Elektroden auf einer Linie der am häufigsten gewählte Messaufbau (Abb. 4.2). Die Positionen der Sonden und der Elektroden ist dabei vertauschbar. Man spricht daher von Reziprozitätsprinzip (EBD., S. 133). Mit Hilfe von Transformationsbeziehungen können Messungen von einer Anordnung in eine andere Konfiguration transferiert werden, um meßtechnische Fragen zu klären und Vorteile in der Auswertung zu erzielen

(KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 134). Mit dem Produkt aus dem gemessenen Widerstand und einen bekannten Geometriefaktor  $K$  (ausgewählt nach der gewählten Elektrodenanordnung) kann der spezifische Widerstand berechnet werden (nach EBD., S. 133):

$$\rho = K \frac{V}{I} \quad (4.9)$$

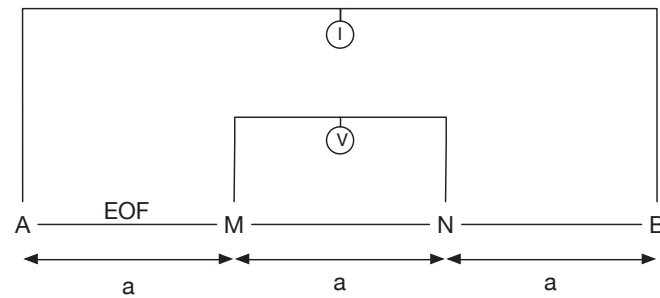


**Abb. 4.2.:** Vierpunktanordnung nach KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 133.

## Geoelektrische Messgeometrien

Die Wahl der Messgeometrie hat einen immensen Einfluss auf die Auflösung und die erkannten Strukturen in einer Geoelektrik (HAUCK & MÜHLL, 2003). Im Folgenden werden die geläufigsten Geometrien in Hinblick auf ihren Einsatzzweck vorgestellt (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 130ff).

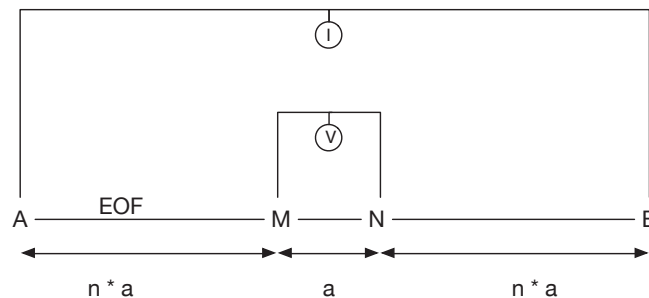
- Die Wenner-Geometrie ist geeignet für Kartierungen horizontaler Formen im Untergrund. Der Abstand  $a$  zwischen den Potentialsonden, sowie von den Potentialsonden zu den Einspeisesonden ist fix. Für den Geometriefaktor  $K$  gilt:  $K = 2\pi a$ .



**Abb. 4.3.:** Wenner Anordnung.

Quelle: Eigene Darstellung nach KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005.

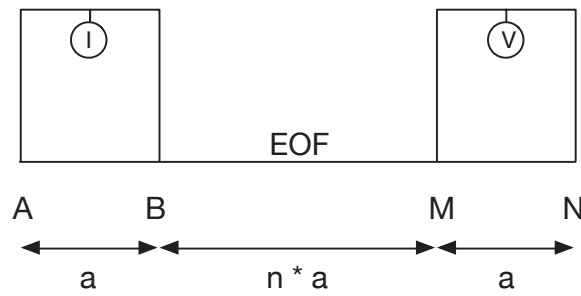
- Der Schlumberger-Aufbau eignet sich für Tiefenkartierungen. Der Abstand  $a$  zwischen den Potentialsonden ist fest, die Auslagelänge  $L$  hingegen variabel. Für  $K$  gilt:  $K = \pi n(n+1)a$  für  $n > 3$ .



**Abb. 4.4.:** Schlumberger-Geometrie.

Quelle: Eigene Darstellung nach KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005.

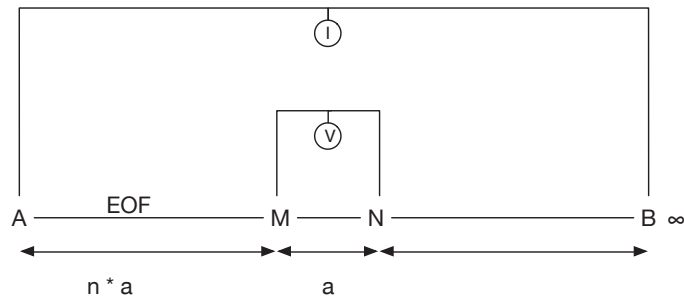
- Die Dipol-Dipol Einstellung ist geeignet, um kleinräumige Strukturen im Untergrund zu erkunden. Der Geometriefaktor berechnet sich wie folgt:  $K = \pi n(n+1)(n+2)a$



**Abb. 4.5.:** Dipol-Dipol Anordnung.

Quelle: Eigene Darstellung nach KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005.

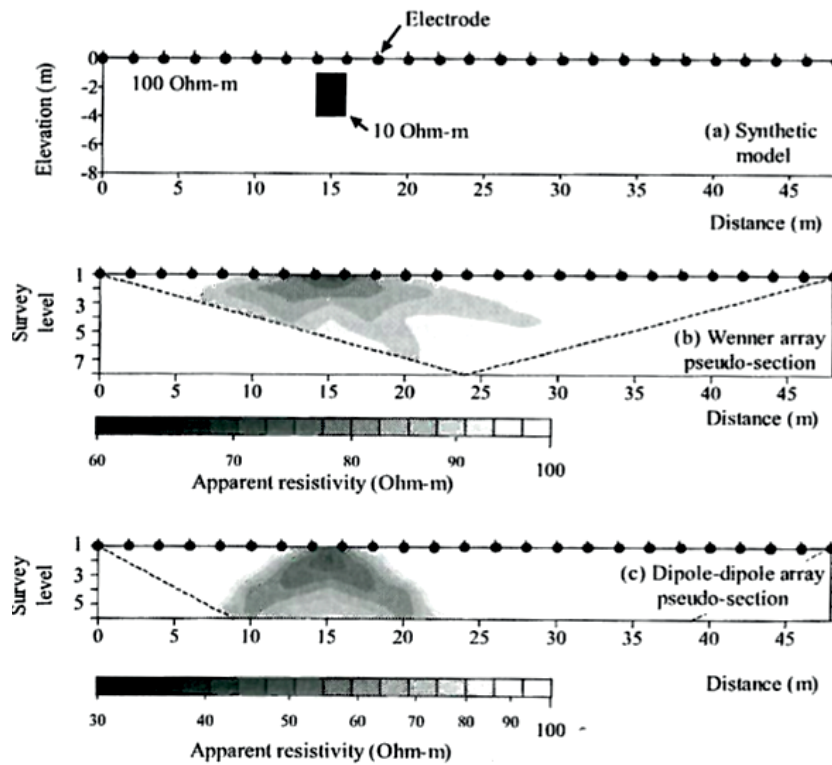
- Um horizontale Kontraste herauszuarbeiten, bietet sich die Pol-Dipol-Einstellung an. Für  $K$  gilt:  $K = 2\pi n(n+1)a$  bei  $n > 3$ .



**Abb. 4.6.:** Pol-Dipol Anordnung.

Quelle: Eigene Darstellung nach KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005.

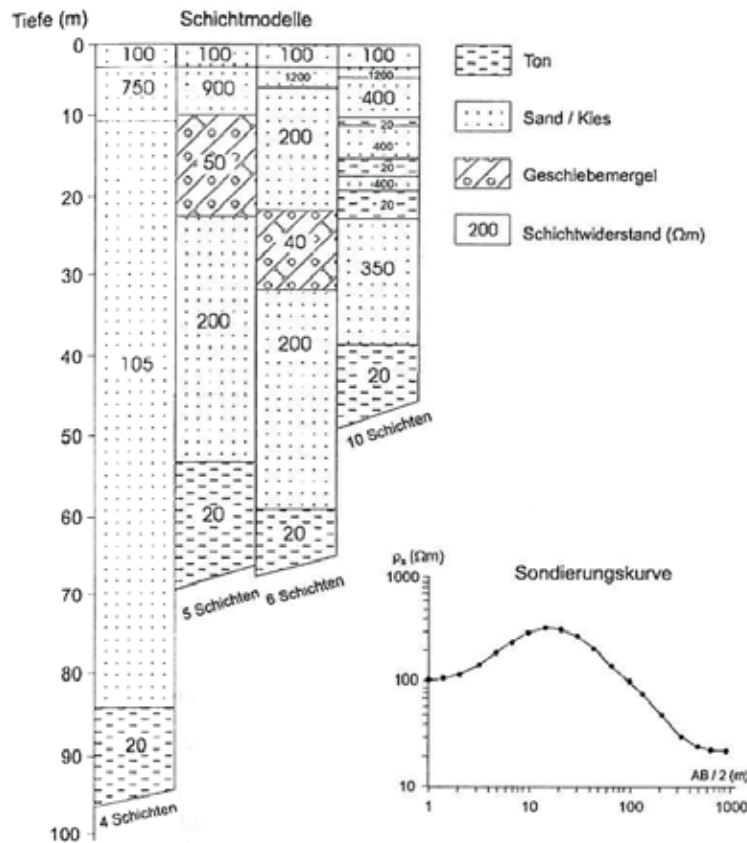
Je nach gewählter Messgeometrie werden Anomalien in der Inversion anders wiedergegeben, daher ist die Betrachtung verschiedener Geometrien in Hinsicht auf die zu erwartenden Ergebnisse von Wichtigkeit (Abb. 4.7).



**Abb. 4.7.:** Einfluss der Messgeometrie auf Auflösung einer Anomalie in der Inversion. Quelle: RUBIN & HUBBARD, 2006, S. 138.

Um eine geoelektrische Sondierungskurve zu erhalten, wird der errechnete scheinbare Widerstand an der gemessenen halben Auslagenlänge  $L$ , auch  $AB/2$  genannt, aufgetragen. Da die untersuchten Untergründe keine homogenen Medien darstellen, ist der bestimmte Widerstand  $\rho$  lediglich der scheinbare Widerstand  $\rho_s$  (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 133). Der Widerstand  $\rho_s$  ist der Widerstand den ein homogenes Medium hätte, um bei gleicher Anordnung der Elektroden das selbe Messergebnis zu erbringen. Mit steigendem Abstand zwischen den Elektroden erhöht sich der Anteil tieferer Strukturen an  $\rho_s$ . Um aus den scheinbaren Widerständen die spezifischen Widerstände zu berechnen, bedarf es einer Inversion (EBD., S. 153ff). In einem Mehrschichtfall wird im Inversionsalgorithmus davon ausgegangen, dass die oberste Schicht einen größeren Einfluss hat als tiefer liegende Schichten. Durch die Vielzahl an Möglichkeiten stellt die Inversion eine große Unsicherheit in der Analyse geoelektrischer Daten dar (EBD., S. 135). Innerhalb einer Inversion wird die Sondie-

rungskurve der gemessenen Widerstände iterativ für ein bestehendes geologisches Startmodell berechnet. Wissen über das Untersuchungsgebiet ist dabei von Wichtigkeit, da die gleiche Sondierungskurve zu unterschiedlichen Ergebnissen führen kann (Abb 4.8).



**Abb. 4.8.:** Mögliche Schichtmodelle einer Schlumberger Sondierungskurve.

Quelle: KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 155.

Durch die Sensibilität des elektrischen Widerstandes im Übergang von der festen Phase zur flüssigen Phase, sind geoelektrische Messungen in der Permafrostforschung eine oft genutzte Untersuchungsmethode (KNEISEL, HAUCK et al., 2008). Über eine Multi-Elektroden-Anordnung werden entlang eines Messtransektes scheinbare Widerstände gemessen. Dabei stellt die Wahl der Untersuchungsgeometrie, wie bereits beschrieben, einen wichtigen Ausgangspunkt dar, da sich diese in der Auflösung einzelner Strukturen unterscheiden. In der Permafrostforschung sind die Messanordnungen Wenner, Schlumberger und die Mischform Wenner-Schlumberger die am

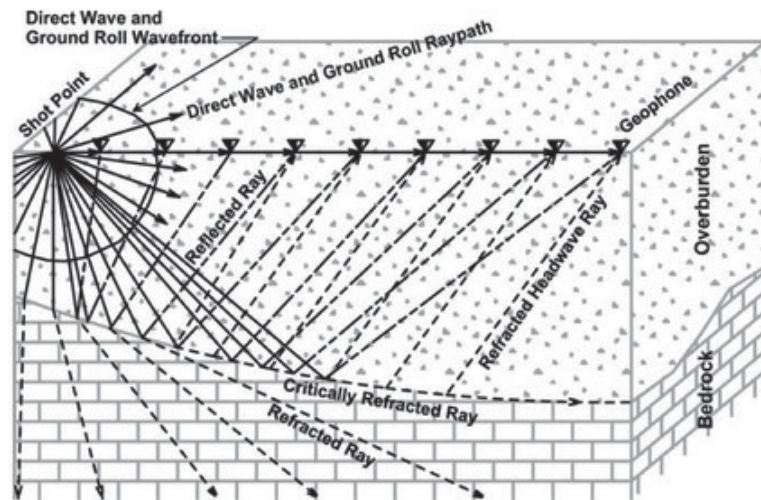


häufigsten eingesetzten Geometrien (EBD.). Die erfassten Daten bieten eine Unterscheidung zwischen gefrorenen und ungefrorenen Sedimenten im Untergrund, sowie eine Bestimmung eisreicher Gebiete (HAUCK & MÜHLL, 2003). Der Wertebereich der erfassten Daten spannt sich dabei von 1-5 k $\Omega$  m bis zu mehreren hundert k $\Omega$  m (EBD. und HILBICH, MARESCOT et al., 2009). Im Vergleich zu geoelektrischen Versuchen in Gebieten ohne Eis sind die gemessenen Widerstände in Gebieten mit hohen Eisgehalten generell höher (YOU et al., 2013). Da es in den meisten Blockgletschern und Permafrost geprägten Gebieten aufgrund der morphologischen Begebenheiten zu schlechten elektrischen Ankopplungen kommt, werden die Elektroden mit wassergetränkten Schwämmen umwickelt, um eine bessere galvanische Koppelung zu erzielen und den Kontaktwiderstand zu reduzieren (MARESCOT et al., 2003). Um die Messungen weiterhin stabil zu halten, kann lediglich ein schwacher Strom induziert werden (EBD.).

#### 4.1.2. Seismische Untersuchungen

Refraktionsseismische Untersuchungen basieren auf der Laufzeiterfassung longitudinaler Kompressionswellen, so genannten P-Wellen, und transversaler Scherwellen, so genannten S-Wellen, die von einer Punktquelle, einem Schusspunkt, in den Untergrund induziert werden und sich dort mit unterschiedlichen Wellengeschwindigkeiten ausbreiten (KNEISEL, HAUCK et al., 2008). Das Echo dieser induzierten elastischen Wellen wird an den Geophonen aufgenommen (Abb. 4.9). Dazu werden am Aufnehmer die Ersteinsätze, d.h. die erste positive Amplitude, gepickt und die jeweiligen Laufzeiten für die Kombination aus Schusspunkt und Geophon bestimmt. Aus dem Zeitintervall zwischen Induktion der Welle und Aufnahme des Echos kann auf physikalische Eigenschaften des Untergrundes geschlossen werden (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 425). Die Laufzeitänderungen hängen dabei vorrangig von den elastischen Eigenschaften des Bodens und des restlichen Untergrundes ab (KNEISEL, HAUCK et al., 2008). Von einer Punktquelle breitet sich die elastische Welle in Form einer Kugelwelle aus. Dabei bleibt die Energie konstant, weswegen mit wachsender Wellenfront die Energiedichte abnimmt. Durch die konstante Abnahme der Energiedichte nimmt ebenso die Amplitude der Welle proportional zum Abstand der Quelle

ab (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 437). Diese Dämpfung mit der Tiefe wird aufgrund ihrer rein geometrischen Natur auch sphärische Divergenz genannt (EBD., S. 438). Neben dieser Form der Dämpfung kommt auch die Absorption durch nicht elastisches Verhalten im Untergrund zum Tragen, die besonders tiefe Frequenzen dämpft (EBD., S. 438). Neben den elastischen Eigenschaften kann aus seismischen Daten die Struktur des Untergrundes gefolgert werden, da die induzierten Wellen an Schichtübergängen je nach Materialeigenschaft der beteiligten Schichten gebrochen, gebeugt oder reflektiert werden (EBD., S. 425).



**Abb. 4.9.:** Ausbreitung und Reflexion von seismischen Wellen im Untergrund.

Quelle: GOLDSCHIEDER & DREW, 2007, S. 178.

Wie auch der elektrische Widerstand verändert sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Wellen mit dem Übergang von der flüssigen in die feste Phase. Jedoch erreichen die seismischen Geschwindigkeiten bei abnehmenden Temperaturen ein Plateau, wohingegen elektrische Widerstände weiterhin ansteigen (KNEISEL, HAUCK et al., 2008). Während der elektrische Widerstand besonders von der flüssigen Phase im Untergrund abhängt, wird seismische Energie vorzugsweise durch die Matrix transportiert (EBD.). Für die Bestimmung des Permafrostspiegels oder die Untersuchung eines Blockgletschers eignet sich der Einsatz seismischer Verfahren besonders, da sich an der Grenze zwischen gefrorenem Bereich und der Auftauschicht die Geschwindigkeit massiv von  $400 - 1.500 \text{ m s}^{-1}$  auf  $2.000 - 4.000 \text{ m s}^{-1}$  erhöht. Da die

Geschwindigkeiten der P-Wellen im Eis nahe denen des umgebenden Festgesteins sind, reichen seismische Verfahren allein zur Bestimmung von Untergrundstrukturen nicht aus (EBD.).

### Seismische Quellen

Um seismische Energie in den Untergrund zu bringen, können verschiedene Quellen genutzt werden (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 467ff) :

- Sprengungen
- Hammerschläge
- Erdbeben

Wird sehr viel Energie für eine große Untersuchungstiefe benötigt, können gezielte verbohrte Sprengungen eingesetzt werden (MÜHLL, HAUCK & GUBLER, 2002). Während Erdbeben aufgrund von mangelnder Häufigkeit und Vorhersehbarkeit im gewählten Untersuchungsgebiet als Quelle seismischer Energie ausfallen, wird in den meisten Untersuchungen in hochalpinen Regionen auf eine Hammerschlag-Seismik zurück gegriffen (KNEISEL, HAUCK et al., 2008).

### Refraktionsseismik

Die Refraktionsseismik betrachtet nicht die vertikalen Reflexionen der Wellen, sondern die horizontale Brechung und damit den Verlauf der gebrochenen Welle an der Schichtgrenze (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 452). Der Brechnungsprozess führt zu einer größeren Strahlenablenkung als bei der Reflexionsseismik und hat durch längere Laufwege der Wellen eine geringere Auflösung als die Reflexionsseismik (EBD., S. 452). Nach dem Brechungsgesetz von SNELLIUS entsteht an jeder Schichtgrenze je eine gebrochene und eine reflektierte P-Welle sowie das jeweilige S-Wellenpaar:

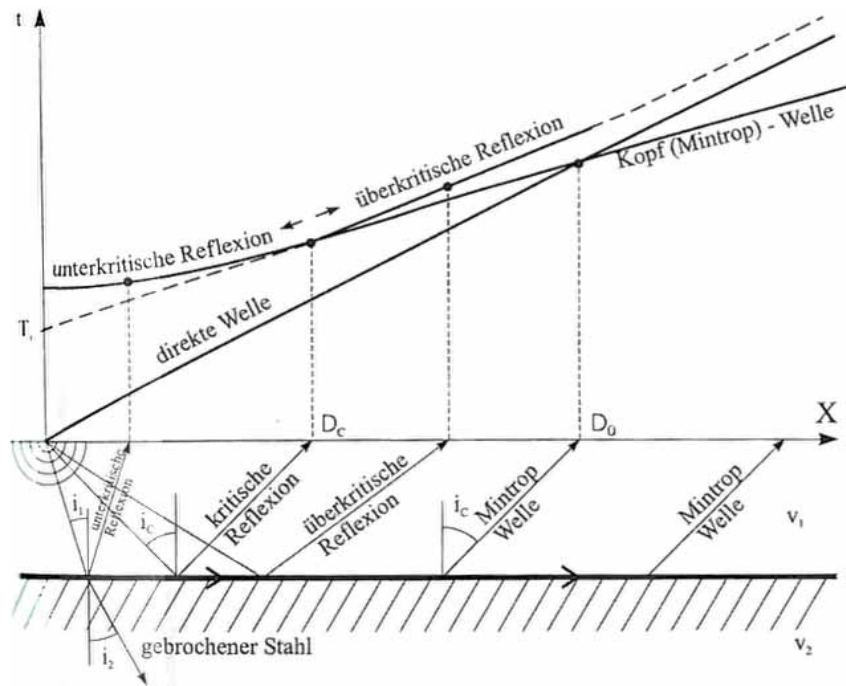
$$p = \frac{v_{p1}}{\sin i_{p1}} = \frac{v_{p2}}{\sin i_{p2}} = \frac{v_{s1}}{\sin i_{s1}} = \frac{v_{s2}}{\sin i_{s2}} = \text{const.} \quad (4.10)$$

Trifft eine Welle aus dem Medium mit der Geschwindigkeit  $v_1$  in ein Medium mit der Geschwindigkeit  $v_2$ , wobei gilt dass  $v_2 > v_1$ , wird der Strahl nach (4.10) vom Lot weggebrochen, da der Brechungswinkel  $i_2$  größer als der Eintrittswinkel  $i_1$  ist (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 452). Ist der Winkel  $i_c$  so groß, dass der Brechungswinkel  $90^\circ$  beträgt, verläuft der gebrochene Strahl längs der Schichtgrenze:

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2} \quad (4.11)$$

Sobald der Eintrittswinkel  $i_1$  größer gleich dem Brechungswinkel  $i_c$  ist, kommt es zu überkritischen Reflexionen (Abb. 4.10). Kopfwellen, so genannte Mintrop-Wellen, entstehen durch Refraktion in einem kritischen Winkel. Mintrop-Wellen verlaufen parallel zu den Schichtgrenzen und überholen die reflektierte Welle nach einer kritischen Distanz  $x_c$  und strahlen konstant Energie im kritischen Winkel  $i_c$  zurück an die Erdoberfläche (EBD., S. 452). Refraktionsseismik benötigt daher zwangsläufig zunehmende Wellengeschwindigkeiten mit zunehmender Tiefe (KNEISEL, HAUCK et al., 2008). Für den vereinfachten Fall mit zwei Schichten gilt für die Laufzeit einer refraktierten Welle die Laufzeitkurve:

$$T(x) = T_i + \frac{x}{v_2} \quad (4.12)$$



**Abb. 4.10.:** Laufzeitkurve einer refraktierten, seismischen Welle im Schema.

Quelle:KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 453.

Die Interceptzeit  $T_i$  lässt dabei auf die Tiefe der Refraktorschicht schließen. Aus der Steigung der Laufzeitkurve lässt sich zudem die Geschwindigkeit  $v_2$  bestimmen (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 453). Sind die refraktierenden Schichten gekrümmt oder schief, so muss für die Bestimmung der Schichttiefe und der Geschwindigkeit ein Gegenschuss am Ende der Auslage durchgeführt werden (EBD., S. 531).

### Seismische Messgeometrien

Die aufnehmenden Geophone sind im Falle vom Becs-de-Bosson Blockgletschers im 4,5 m-Abstand als eine 24er-Geophon-Anordnung in einer Linie mit dem Untergrund verbunden. Die Geophone bilden bei der Refraktionsseismik den Aufbau der Untersuchung, die sogenannte Auslage (MÜHLL, HAUCK & GUBLER, 2002). Zur Darstellung der einzelnen Linien von Quell- und Aufnahmestationen gibt es vier verschiedene Koordinatensysteme in einem Tomogramm (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 537):

- common shotpoint gather (CSP)
- common geophone gather (CGP)
- common offset gather (COS)
- common midpoint gather (CMP)

Während in der Reflexionsseismik vorrangig die CMP-Geometrie genutzt wird, in der alle Spuren einen gemeinsamen Mittelpunkt haben, werden in der Refraktionsseismik CSP- und CGP-Geometrien genutzt, in der alle Spuren entweder einen gemeinsamen Geophon- oder Schusspunkt haben (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 536). Das Mindestmaß an Schüssen in einer Auslage ist ein Schuss zu Beginn der Auslage und der dazugehörige Gegenschuss am Ende der Auslage. In der Regel werden zur für eine bessere Auflösung der Strukturen im Untergrund mehrere Schläge an den einzelnen Schusspunkten durchgeführt. Diese werden zu einem Stack gestapelt, um das Signal-Rauschen-Verhältnis zu verbessern.

## 4.2. Inversion der Messdaten

Die aus den Messdaten gewonnenen geophysikalischen Tomographien können weder im Falle der Seismik, noch im Falle der Geoelektrik direkt zur Eingabe im 4 Phasenmodell genutzt werden. So muss zunächst mit Hilfe einer Inversion aus den Messdaten das erforderliche Modell des Untergrundes gewonnen werden. Bei starken Kontrasten zwischen Grenzflächen können in der Geoelektrik Inversionsartefakte auftreten (HILBICH, MARESCOT et al., 2009). Zudem können mit der Tiefe weitergehend Inversionsartefakte auftreten, die das Ergebnis verändern (MARESCOT et al., 2003). Dazu wird im Verlauf der Arbeit eine DOI-Untersuchung zur Bestimmung der Eindringtiefe der geoelektrischen Untersuchung durchgeführt. Zur Erstellung der geophysikalischen Modelle werden empirische Parameter zur Inversion genutzt, um die Messdaten in das Modell zu übersetzen (MAURER, CURTIS & BOERNER, 2010). Die Genauigkeit der Modelle aus der Inversion hängt maßgeblich von der Wahl der

Inversionsparameter und damit von dem Vorwissen über den Untergrund zusammen. Die Inversion stellt im Modellierungsszyklus den Übergang von Schritt 2a) zu Schritt 3a) dar (Abb. 1.1)

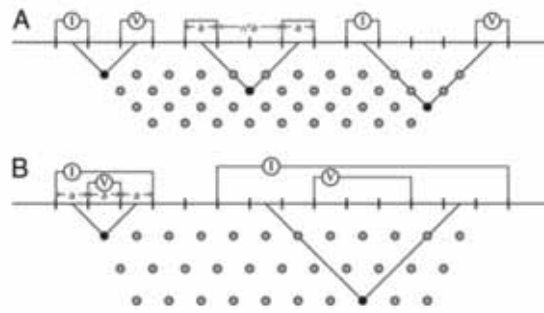
### 4.2.1. Inversion der geoelektrischen Daten

Für die Inversion der Geoelektrik wird das proprietäre Programm RES2DINV genutzt. Als Inversionsalgorithmus wird eine robuste  $L_2$ -Gauss-Newton-Inversion eingesetzt, die auf die kleinste Summe der Differenzen optimiert wird (MARESCOT et al., 2003).

$$(J_k^T R_d J_k + \lambda_k + F_r) \Delta \rho_k = J_k^T R_d g_k - \lambda_k F_r (\rho_{k-1} - \rho_0) \quad (4.13)$$

mit  $F_r = \alpha_s + R_s + \alpha_x C_x^T R_x C_x + \alpha_z C_z^T R_z C_z$

In dem Inversionsalgorithmus steht  $\rho_0$  für das Startmodell für einen homogenen Halbraum ohne Schicht- und Eigenschaftswechsel.  $\Delta \rho_k$  repräsentiert die Änderung der Modellparameter mit der Iteration  $k$ ,  $\rho_{k-1}$  für den Vektor mit den Modellparametern zur Iteration  $k - 1$ .  $g_k$  stellt den Logarithmus der Differenz zwischen gemessenen und berechneten scheinbaren Widerstände dar.  $R_d, R_x, R_z$  und  $R_s$  spielen als Wichtungsfaktoren eine Rolle in der Inversion.  $C_x$  und  $C_z$  sind Glättungsfaktoren jeweils in  $x$ - und  $z$ -Richtung. Die häufigste Darstellung der geoelektrischen Inversionen sind Tomogramme, die ein genähertes Bild des Untergrundes bieten (HILBICH, MARESCOT et al., 2009). Dabei wird dem Mittelpunkt einer jeden Vierpunktanordnung ein Widerstand auf einer gewissen Tiefe zugeordnet (RUBIN & HUBBARD, 2006, S. 137). Mit einer steigenden Entfernung zwischen den Elektroden steigt dabei auch die Tiefe des Punktes im Tomogramm an (siehe Abb. 4.11). Die Inversionen werden auf einem rechteckigen, erweiterten Modell durchgeführt, die ab einem absoluten Fehler von unter 5% in den synthetischen Daten und unter 25% Fehler in den gemessenen Daten in ein ASCII-Format exportiert werden. Der absolute Fehler von 25% wird zumeist bei der vierten Iteration unterschritten. Die Dämpfungsfaktoren werden auf den Standardwerten belassen, wie sie von RES2DINV vorgegeben werden.



**Abb. 4.11.:** Berechnung von Pseudosektionen aus Vierpunktanordnung, A) für eine Dipol-Dipol-Anordnung und B) für eine Wenner-Anordnung. Quelle: VAN DAM, 2012.

### 4.2.2. Inversion der seismischen Daten

Für die Inversion einer Seismik muss die gemessene Laufzeit einer seismischen Welle einer Schichtfolge zugewiesen werden (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 549ff). Die Interpretation der Daten aus der Refraktionsseismik unterliegt folgenden drei Prinzipien (EBD., S. 549):

- Prinzip der Reziprozität
- Prinzip der Parallelität
- Prinzip der Gleichheit von Interceptzeiten für Schuss und Gegenschuss

Das erste Prinzip besagt, wie schon in der Geoelektrik, dass das Vertauschen von Schuß- und Aufnahmepunkt keinen Einfluss auf die Messung haben darf. Das zweite Prinzip beruht auf der Annahme, dass die Laufzeitäste benachbarter CSP-Familien der gleichen refraktierenden Schicht zugeordnet werden. Unter der Anwendung des Prinzips der Parallelität ist daher die Gleichheit von Interceptzeiten bei Schuss und Gegenschuss zwingend erforderlich. Klassische Inversionsmethoden, wie das Wellenfrontverfahren, benötigen für jede zu erkennende Schicht einen durchgehenden Laufzeitast für den Schuss und den Gegenschuss durch den Refraktor (EBD., S. 552).

Für eine Tomographie der seismischen Daten wird auf Basis eines Startmodells eine Schichtzuordnung zu den gemessenen Laufzeiten berechnet (EBD., S. 574). In



der vorliegenden Arbeit wird dazu das ebenfalls proprietäre Programm ReflexW genutzt. Für die Tomographie von zweidimensionalen seismischen Daten stehen zwei Standardverfahren zur Verfügung (EBD., S. 574):

- ART (Algebraic Reconstruction Technique)
- SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique)

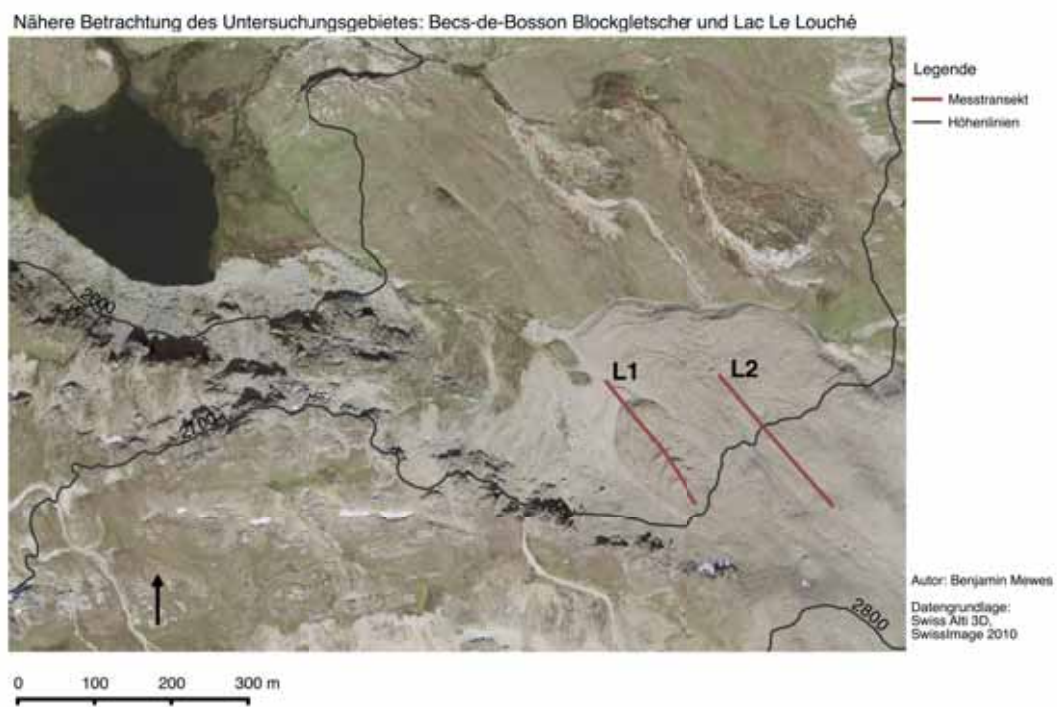
Beide Verfahren sind iterative Verfahren, die auf ein zuvor beschriebenes Startmodell aufbauen und dieses schrittweise verfeinern (EBD., S. 574). Dazu wird ein Raytracing durchgeführt, das den Strahlenverlauf für jedes Schusspaar aus Schuss und Gegenschuss versucht nachzuvollziehen und somit ein geophysikalisches Modell des Untergrundes aufbaut. ReflexW verwendet zur Inversion von seismischen Laufzeitdaten standardmäßig das SIRT-Verfahren. Die Inversionen werden mit Rastergröße von 0,5 m bei angenommenen P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 300 - 6.000 m s<sup>-1</sup> durchgeführt. Die durchschnittlichen x, z- Ausdehnungen der Anomalie wird auf 1 m in alle Richtungen festgelegt.

### 4.3. Felddatennahme am Becs-de-Bosson Blockgletscher

Die Feldarbeit für die Masterarbeit fand kurz nach der Schneeschmelze vom 16. - 17.7.2014 statt. Bei trockenen Bedingungen wurde ein GeoTom-Messgerät zu Fuß von der Alp Lovégno über den Pas de Lona zum Becs-de-Bosson Blockgletscher bewegt. Nach einem Test des bestehenden Messprofils (zwei Geoelektriktransekte mit einem Elektroden-Abstand von 4,5 m) wurden für den oberen Teil des Transekts des Profils L2 je ein Schlumberger und ein Wenner-Profil gemessen. Für den unteren Transekt wurde lediglich ein Wenner-Profil gemessen.

Die untere Hälfte des Transektes L2 (Abb. 4.12) wird nicht innerhalb dieser Masterarbeit behandelt. Die Messdaten dieses Teilprofils sind für weitere Untersuchungen

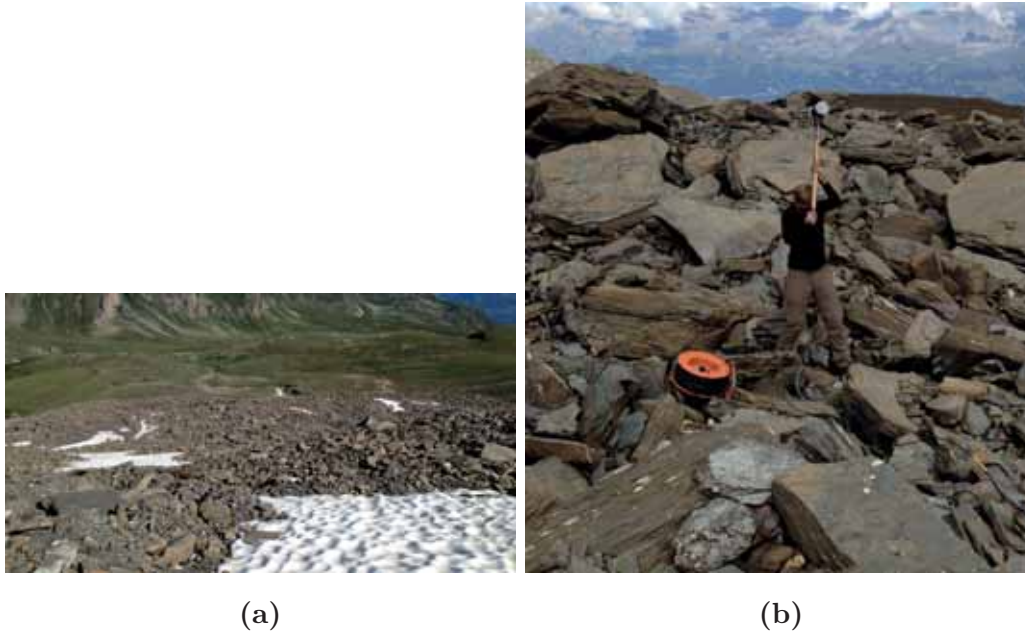
und das Monitoring des Gebietes aufgenommen worden. Um die galvanische Kopplung zu verbessern, wurden die Elektroden mit Schnee umpackt. Die Eingangswiderstand betrug an allen Elektroden unter  $50\text{ k}\Omega$ . Die höchsten Werte befanden sich im Testgebiet bei Elektroden, die immer noch von Schnee und Harsch bedeckt und somit wahrscheinlich gefroren waren. Die galvanischen Ankopplungen sind für das zu untersuchende Gebiet als gut zu erachten und die Qualität der Messdaten liegt im akzeptablen Bereich (KOBIEŖSKA et al., 2014).



**Abb. 4.12.:** Luftbildaufnahme des Bets-de-Bosson Blockgletschers mitsamt den beiden Zungen, sowie den rot eingezeichneten Messtransekten L1 und L2.

Aufgrund einer fehlenden seismischen Messeinheit konnte im Juli entgegen der Planung kein seismisches Profil aufgezeichnet werden. Für eine erste Interpretation des Zustandes des Blockgletschers am Anfang der Sommerperiode 2014 muss eine geoelektrische Untersuchung ausreichen. Es wird wie zuvor beschrieben, eine robuste Inversion für die beiden geoelektrischen Profile gewählt (Abb. 4.14a und Abb. 4.14b). Die Inversion wurde bei der vierten Iteration gestoppt; der absolute Fehler

liegt bei 12,2% in der Wenner-Messung und bei 20,6% in der Schlumberger-Messung. Die Schlumberger-Messung ist daher für den Juli 2014 nur weniger aussagekräftig als die Wenner-Messung. Besonders viele Werte mussten in beiden Messungen ab Profilometer 180 entfernt werden, da die Messwerte dort starken Ausreißern unterlagen.

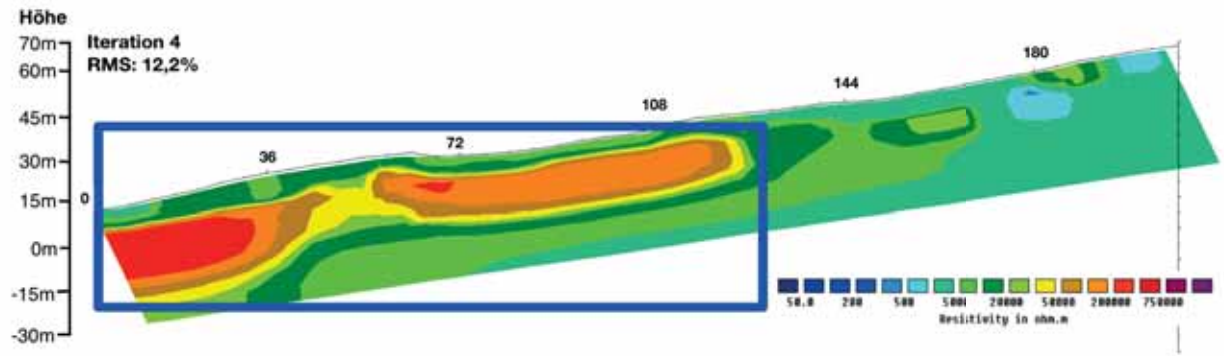


**Abb. 4.13.:** a) Begehung des Becs-de-Bosson Blockgletschers während der Feldarbeit im Juli 2014, in einzelnen Furchen der blockigen Auflageschicht befinden sich noch Altschneefelder und Harsch. Eigene Aufnahme vom 17.07.2014. b) Hammerschlag Seismik der zweiten Feldkampagne. Eigene Aufnahme vom 16.09.2014.

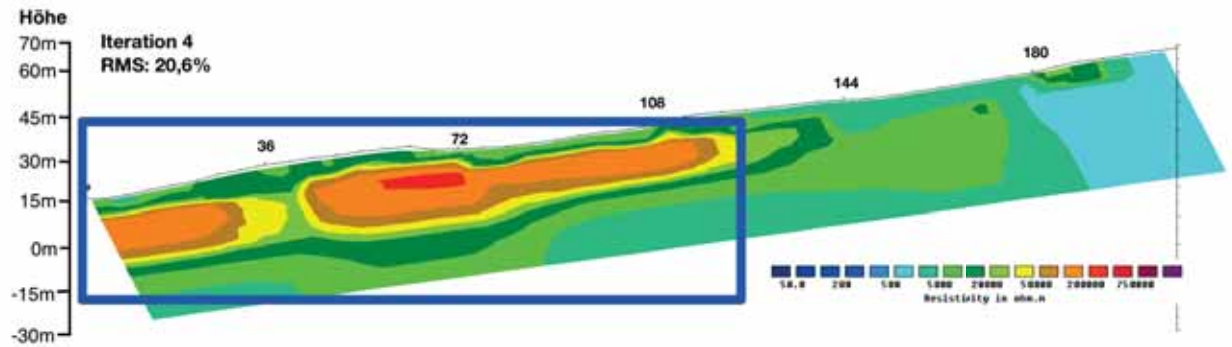
In beiden Messungen zeigt sich eine hochohmige Anomalie zwischen Profilometer 36 und 108 ab einer Tiefe von 5-6 m (blau markierter Bereich in Abb. 4.14a und Abb. 4.14b). Der Widerstandswert von mehr als 50 k $\Omega$ m spricht für einen eisreichen Körper (HAUCK & KNEISEL, 2008, S. 10ff). Über dem Eiskern scheint eine Auftauschicht zu liegen: Widerstandswerte von 10-15 k $\Omega$ m sprechen für eine Mischung aus Wasser, Luft und Gestein, wie sie aus Messungen an anderen Blockgletschern bekannt ist (BARSCH, 1996, S. 82ff und HAUCK & KNEISEL, 2008, S. 10ff). Ab Profilometer 144 vergrößert sich die niedrigohmige Schicht. Die Feldbegehung zeigt, dass an diesen Stellen die Elektroden teilweise von Schnee überlagert sind (Abb.

4.13a). Dies ist ein Paradox, denn Schnee würde den Widerstand vergrößern, denkbar ist daher Schmelzwasserschicht unter der Schneedecke, die für die niedrigeren Widerstände im Tomogramm verantwortlich sein könnte. Die Messdaten vermitteln den Eindruck, dass sich in der zweiten Hälfte des Profils weniger Eis im Untergrund befindlich ist, als unter der ersten Hälfte des Profils. Interessant ist eine enorm niedrigohmige Anomalie bei Profilmeter 180, die Leitfähigkeiten von ca.  $0,5 \text{ k}\Omega \text{ m}$  aufweist. In beiden Messungen ist diese sichtbar. Die Widerstandswerte lassen auf eine wassergesättigte Anomalie in feinkörnigem Sediment schätzen. Die Tiefe von 10 m könnte jedoch ein Trugschluss sein: Eine wassergesättigte Sedimentschicht nahe der Erdoberfläche könnte in der Inversion in 10 m Tiefe erscheinen und eine weniger leitende Schicht in eben jener Tiefe verdecken. Dieser Bereich ist jedoch besonders in der Schlumberger-Messung mit vielen Ausreißern versehen, weswegen sich eine Interpretation in diesem Bereich als unsicher gestaltet.

Vom 15.-16.9.2014 fand eine zweite Feldkampagne statt. Neben Messungen mit einer Hammerschlagseismik („Geode24“) wurde ebenfalls eine automatische Geoelektrik (A-ERT) vom Typ „GeoTom“ installiert. Das Gerät misst zwei Profile (je ein Wenner-Profil und ein Schlumberger-Profil) pro Tag und kann durch eine mobile Datenverbindung ausgelesen werden. Die festverbauten Elektroden haben bis auf einen Ausfall den Sommer unbeschadet überstanden und konnten nach einem Verbindungstest für die automatische Messeinheit benutzt werden. Die Ankoppelungen betrug bei allen Elektroden weniger als  $50 \text{ k}\Omega$ , was als gut erachtet werden kann (HILBICH, FUSS & HAUCK, 2011). Die seismischen Untersuchungen wurden mit einem Hammer mit je 12 - 15 Schlägen pro Schusspunkt durchgeführt (Abb. 4.13b). Die Geophone wurden im 4,5 m Abstand installiert und mit einem dGPS eingemessen. Eine Analyse der Messdaten vom September 2014 liegt zum Zeitpunkt der Abgabe der Arbeit (Mitte Oktober 2014) noch nicht vor.



(a)



(b)

Abb. 4.14.: Inversion der a) Wenner- und b) Schlumberger-Messung des oberen Teils des Messtransektes L2. Jeweils aufgenommen am 17.07.2014.

## 5. Aufbau des 4 Phasenmodells

Zur Bestimmung der volumetrischen Anteile von Festgestein ( $f_r$ ), Luft ( $f_a$ ) und Wasser in fester ( $f_i$ ) und flüssiger ( $f_w$ ) Phase wird das 4 Phasenmodell in Version 5 in Matlab 2014a genutzt. Dieses setzt die Ergebnisse seismischer und geoelektrischer Messungen ein, um Informationen über den Untergrund aus der kombinierten Analyse beider Verfahren zu erlangen (HAUCK, BÖTTCHER & MAURER, 2011). Dazu wird davon ausgegangen, dass die in einer Rasterzelle zu bestimmenden vier Fraktionen in der Summe 1 ergeben und jeder der Anteil der einzelnen Fraktionen jeweils größer 0 und kleiner 1 ist:

$$f_w + f_r + f_i + f_a = 1 \text{ mit } 0 \leq f_w, f_r, f_i, f_a \leq 1 \quad (5.1)$$

Zur Bestimmung der fraktionellen Anteile der einzelnen Komponenten werden geophysikalische Relationen benötigt. ARCHIES zweites Gesetz (5.2) setzt einen gemessenen Widerstand  $\rho$  (in  $\Omega\text{m}$ ) eines 3 Phasenmediums (Matrix ist aufgefüllt mit Festgestein, flüssiger Phase und Luft) in Verbindung mit dem Widerstand des Porenwassers, der Porosität  $\phi$  und der Sättigung des Porenraums mit Porenwasser  $S_w$  unter der Bedingung dass der Lehm-Anteil im Untergrund zu vernachlässigen ist (ARCHIE, 1942).

$$\rho = a\rho_w\phi^{-m}S_w^{-n} \quad (5.2)$$

Für die Berechnung des Porenwassers aus ARCHIES Gesetz sind der Zementationsexponent  $m$  und der Faktor  $a$  empirisch zu ermitteln (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 91). Während  $m$  mit der Verfestigung der Sedimente zunimmt, wird der Sättigungsexponent  $n$  häufig als  $n = 2$  festgesetzt und für  $a = 1$  angenommen (EBD., S. 91). Für den Anteil des Porenwassers am Gesamtraum gilt (HAUCK, BÖTTCHER & MAURER, 2011):

$$S_w = \frac{f_w}{\phi} = \frac{f_w}{1 - f_r} \text{ mit } \phi = 1 - f_r \quad (5.3)$$

Eis im Porenraum hat einen großen Einfluss auf die Geschwindigkeit von elastischen Druckwellen, da es wesentlich steifer ist als ungeforeses Wasser. Die Wellengeschwindigkeit einer elastischen Druckwelle ist daher wesentlich vom Verhältnis Wasser zu Eis abhängig (TIMUR, 1968). Da Festgestein weniger elastisch ist als Eis oder Wasser, sinkt die Wellengeschwindigkeit der elastischen Welle mit der Porosität  $\phi$ . Zudem hängt die Wellengeschwindigkeit vom luftgefüllten Porenraum ab. Um diese Abhängigkeiten im Modell zu realisieren, wird auf einen Ansatz zurückgegriffen der über die Zeit mittelt. In diesem Falle wird dafür eine Erweiterung von TIMURS Gleichung mit einem Term für das Eis zu einem 4 Phasenmodell vorgenommen (HAUCK, BÖTTCHER & MAURER, 2011). Dabei gilt, dass die Langsamkeit  $1/v$  gleich der Summe der Langsamkeit der einzelnen Komponenten, gewichtet nach dem jeweiligen volumetrischen Anteil im Untergrund, ist:

$$\frac{1}{v} = \frac{f_w}{v_w} + \frac{f_r}{v_r} + \frac{f_a}{v_a} + \frac{f_i}{v_i} \quad (5.4)$$

Wie Formel (5.2) stellt auch Formel (5.4) eine vereinfachte Näherung an die Realität dar (EBD.). Kombiniert man die Formeln (5.1) - (5.4) und stellt diese nach den Anteilen der einzelnen Fraktionen um (EBD.), so erhält man:

$$f_i = \frac{v_i v_a}{v_a - v_i} \left[ \frac{1}{v} - \frac{f_r}{v_r} - \frac{1 - f_t}{v_i} - \left( \frac{a \rho_w (1 - f_r)^n}{\rho (1 - f_r)^m} \right)^{\frac{1}{n}} \left( \frac{1}{v_w} - \frac{1}{v_i} \right) \right] \quad (5.5)$$

$$f_a = \frac{v_i v_a}{v_a - v_i} \left[ \frac{1}{v} - \frac{f_r}{v_r} - \frac{1 - f_t}{v_a} - \left( \frac{a \rho_w (1 - f_r)^n}{\rho (1 - f_r)^m} \right)^{\frac{1}{n}} \left( \frac{1}{v_w} - \frac{1}{v_a} \right) \right] \quad (5.6)$$

$$f_w = \left( \frac{a \rho_w (1 - f_r)^n}{\rho (1 - f_r)^m} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (5.7)$$

Der noch ausstehende Anteil des Festgesteins wird über die zuvor beschriebene Porosität  $\phi$  ermittelt:

$$f_r = 1 - \phi \quad (5.8)$$

Das 4 Phasenmodell ist im hohen Maße abhängig vom Vorwissen über die Porosität  $\phi$ . Sollten Bohrlochinformationen oder Schätzungen der Porosität für das untersuchte Gebiet vorliegen, kann die Porosität für das Untersuchungsgebiet festgesetzt werden (EBD.). Damit wird eine der Unbekannten im Modell, in diesem Falle  $\phi$ ,



eliminiert und das Gleichungssystem aus drei Gleichungen mit drei Unbekannten ist lösbar (5.1) - (5.4). Für  $\rho_w$ ,  $v_w$ ,  $v_a$ ,  $v_i$  und  $v_r$  werden zur Lösung des Gleichungssystems Literaturwerte eingesetzt (SCHÖN, 2004, S. 133ff und KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 463). Um die genutzten Freiheitsgrade zu reduzieren, werden die Archie Parameter  $m$  und  $n$  gleichgesetzt (HAUCK, BÖTTCHER & MAURER, 2011).

Für die Modellberechnungen in dieser Masterarbeit wird zur Wahl der freien Parameter ein Monte-Carlo-Suchlauf für das Modell programmiert und angewandt. Dieser wählt aus einem fest definierten Wertebereich für  $a$ ,  $m$ ,  $n$  und den Widerstand des Porenwassers  $\rho_w$  einen Zufallswert aus. Der Wertebereich für den Monte-Carlo-Suchlauf beträgt für die Archie-Parameter  $a$ ,  $m$  und  $n$  1 - 2, da zur Berechnung von ARCHIES Gesetz nach KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE (2005, S. 91) häufig  $n = 2$  und  $a = 1$  eingesetzt wird. Da für den Bees-de-Bosson Blockgletscher zur Zeit keine Messungen des Leitfähigkeiten des Porenwassers  $\rho_w$  vorliegen, wird auf bestehenden Werte anderer Blockgletscher, Blockhalden und Erwartungswerte zurückgegriffen (Tab. 5.2). Der Wertebereich für den Widerstand des Porenwassers beträgt daher 50 - 500  $\Omega$  m. Die Porosität wird auf initial 50% mit einer Reduktion von 0,006% pro Rasterzelle geschätzt. Dies bedeutet, dass an der Erdoberfläche die Porosität mit 50% angegeben wird, bei einer Tiefe von 10 m beträgt die Porosität lediglich 40%.

**Tabelle 5.1.:** Verhältnis von Iterationen zu Fehlwerten bei festgelegtem Widerstand des Porenwassers von 50  $\Omega$  m

| Iterationen | Fehlwerte (NaN) |
|-------------|-----------------|
| 100         | 18.240          |
| 300         | 18.234          |
| 1.000       | 18.096          |
| 3.000       | 17.949          |
| 10.000      | 17.928          |
| 30.000      | 17.961          |



3.000 Wiederholungen wurden als hinreichende Anzahl an Iterationen in Hinsicht auf minimale Fehlwerte und minimale Modelllaufzeit gewählt (Tab. 5.1). Nachdem der Monte-Carlo-Suchlauf alle Schritte durchgeführt hat, wird der beste Suchlauf bestimmt. Dieser wird nach der niedrigsten Anzahl an Fehlwerten des Modells gewählt. Die Parameter-Kombination aus dem besten Lauf wird erneut an das Modell übergeben. Die 10% besten Parameterkombinationen werden zusätzlich als Tabelle angezeigt. Die gewählte Parameter-Kombination aus dem besten Lauf wird vermerkt und katalogisiert. Sollte die niedrigste Anzahl der Fehlwerte von mehreren Parameter-Kombinationen erreicht werden, sortiert das Programm nach den kleinsten Archie-Parametern. Somit findet zur Zeit eine Bevorzugung kleinerer Parameter-Kombinationen statt (Tab. A.2).

**Tabelle 5.2.:** Spezifische Widerstände des Porenwassers  $\rho_w$  aus anderen Testgebieten.

Quelle: Persönliche Kommunikation mit C. HAUCK, Daten unveröffentlicht.

Quelle der theoretischen Werte: <http://www.imn.htwk-leipzig.de> (abgerufen am 18.09.2014).

| Theoretische Werte                      | spez. Widerstände des Wassers $\rho_w$ [ $\Omega$ m] |
|-----------------------------------------|------------------------------------------------------|
| Regen-/Schneewasser                     | 100-1000                                             |
| Grund- und Oberflächenwasser            | 50-200                                               |
| Untersuchungsgebiet                     | spez. Widerstände des Wassers $\rho_w$ [ $\Omega$ m] |
| GO 4 ICE-Kampagne Juni 2007             |                                                      |
| Muragl (Abfluss aus Blockgletscher)     | 60                                                   |
| Murtél (Wasser auf Eis in einer Furche) | 120                                                  |
| Schilthorn (geschmolzener Schnee)       | 475                                                  |
| Gianda Grischa (Wasser auf Eis)         | 220                                                  |
| Lapires (Abfluss aus Blockhalde)        | 250                                                  |
| Gornergrat Juli 2007                    |                                                      |
| geschmolzenes Eis                       | 275                                                  |
| aufgefangenes Schmelzwasser aus Eis     | 70                                                   |
| GO 4 ICE-Kampagne August 2007           |                                                      |
| Stockhorn (geschmolzener Schnee)        | 420                                                  |
| Lapires (geschmolzenes Eis)             | 200                                                  |
| GO 4 ICE-Kampagne August 2008           |                                                      |
| Lapires (Abfluss aus Blockhalde )       | 190                                                  |
| Stockhorn (Hangwasser aus Blockhalde)   | 590                                                  |
| Schilthorn (Hangwasser aus Blockhalde)  | 85                                                   |

## 6. Synthetische Modellierung des Becs-de-Bosson Blockgletschers

Bevor mit der synthetischen Modellierung des Becs-de-Bosson Blockgletschers durchgeführt wird, werden die Prozessglieder der inversen Modellierung näher betrachtet. Dazu zählen der Einfluss des gewählten Startmodells der Seismik auf die Inversion, eine DOI-Untersuchung der erreichten Eindringtiefe der geoelektrischen Prospektion sowie ein Vergleich der gewählten geoelektrischen Messgeometrien. Die darauf folgenden synthetische Modellierungen bilden das Herzstück dieser Arbeit. Darin werden in einem ersten Schritt Ausgangsmodelle erschaffen, die eine Ausgangslage für weitere synthetische Untersuchungen darstellen. Auf Basis dieser Ausgangsmodelle wird die Aussagekraft des 4 Phasenmodells mitsamt seinen zugrundeliegenden Messmethoden auf die Erkennung hydrologischer Strukturen untersucht.

### 6.1. Inverse Modellierung der bestehenden Messdaten

Um die synthetische Modellierung durchzuführen, muss zunächst eine erste Inversion durchgeführt werden, um einen ersten Eindruck des untersuchten Transektes zu gewinnen (FORTIER et al., 2008). Die daraus resultierenden Tomogramme der Seismik und der Geoelektrik stellen eine Verteilung der geophysikalischen Kennwerte dar, die den Ausgangspunkt für die weitere synthetische Modellierung bilden. Da die synthetischen Modelle für die Geoelektrik nur ohne Topographie erzeugt werden können, muss auf die Topographie bei den synthetischen Modellen aus Gründen der Vergleichbarkeit verzichtet werden, wenngleich der Einbezug von Topographie bei solch heterogenen Umgebungen wie einem Blockgletscher eine nicht zu unterschätzende Rolle spielt (KNEISEL, HAUCK et al., 2008).

### 6.1.1. Auswahl der Messgeometrie für ERT

Bisher wurden von den im Kapitel 4.1.1 vorgestellten geoelektrischen Messgeometrien sowohl Wenner- als auch Schlumberger-Messungen am Becs-de-Bosson Blockgletscher durchgeführt. Es wird für jede Inversion der synthetischen Modelle geprüft, ob die jeweilige Messgeometrie einen Einfluss auf das 4 Phasenmodell bezüglich der Erkennung hydrologischer Strukturen hat. Darauf aufbauend kann eine Empfehlung gegeben werden, welche Messgeometrien in Zukunft genutzt werden sollen.

### 6.1.2. DOI Untersuchung

Die äußeren Bedingungen im Messgebiet können zu schlechten galvanischen Kopplungen und damit zu einer Verschlechterung der Messergebnisse führen. Zudem können die aus Inversionen berechneten Tomographien mit Inversionsartefakten versehen sein. Um Fehlinterpretationen der erzeugten Messdaten zu verhindern, werden im Rahmen dieser Masterarbeit für die vorliegenden Messdaten so genannte DOI-Untersuchungen (Depth of Investigation) durchgeführt, um die Reichweite der geoelektrischen Untersuchung zu quantifizieren. Dabei wird untersucht, ob die in den Inversionen gefundenen Widerstandswerte aus den Messdaten resultieren oder Artefakte der Inversion darstellen (MARESCOT et al., 2003). Das Wissen um die Eindringtiefe der elektrischen Messungen sowie die Verlässlichkeit der gewonnenen Daten ist unabdingbar für eine Inversion und die anschließende Interpretation (OLDENBURG & LI, 1999). Zur Bestimmung des DOI-Indexes, werden zwei Inversionen berechnet (MARESCOT et al., 2003). Dazu wird der Referenzwiderstand  $\rho_B$  im entsprechenden Inversionsalgorithmus (4.13) variiert und der DOI-Index berechnet:

$$R(x, z) = \frac{\rho_A(x, z) - \rho_B(x, z)}{R_M(\rho_A, \rho_B)} \quad (6.1)$$

Der Referenzwiderstand  $\rho_B$  wird zur Berechnung des DOI-Indexes zehn mal so hoch angenommen wie der Ausgangswert  $\rho_A$  (EBD.). Die Tiefe der Prospektion in einer DOI-Untersuchung werden auf bis 110 m erhöht. Dies ist drei Mal so tief wie in der eigentlichen Untersuchung, die nur 30 - 40 m umfasst. In den Regionen in denen  $R$

gegen 0 tendiert, geben beide Inversionen die gleichen Widerstandswerte aus und die Zelle des Tomogramms wird allein von den Messdaten beeinflusst. Widerstandswerte, die lediglich die eingesetzten Referenzwerte des Widerstands der Inversion darstellen, werden als Zellen geführt, die wenig, bis kaum Informationen aus der Messung in sich tragen.

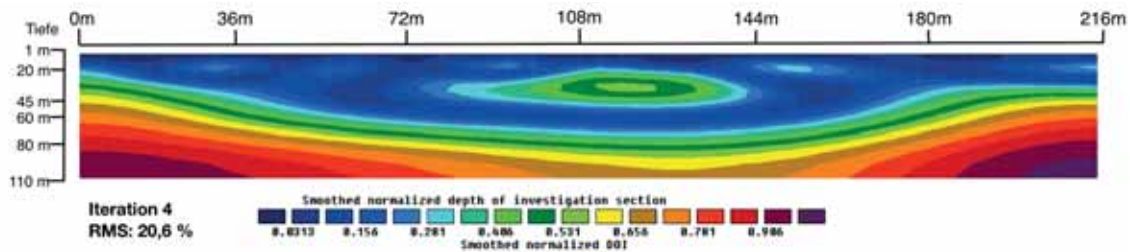


Abb. 6.1.: DOI Index des Schlumberger-Profiles vom Juli 2014.

Der Einfluss der Messdaten auf die Inversion des Schlumberger-Profiles vom Juli 2014 steigt mit zunehmender Profillänge mit der Tiefe an und fällt zum Profilende wieder ab (Abb. 6.1): Am Profilbeginn beträgt die Einflusstiefe weniger als 20 m; bei Profilmeter 108 wird das Maximum der Eindringtiefe mit mehr als 65 m erreicht. Gegen Profilende fällt die Abdeckung der invertierten Daten mit Messdaten wieder auf weniger als 40 m ab. Eine etwaige Auftauschicht mit einer Mächtigkeit von bis zu 5 m wird daher durch die Messdaten abgedeckt. In diesen Tiefen tendiert der DOI-Index gegen 0. Vorgewählte Referenzwiderstände zeigen in diesen Regionen folglich keinen Einfluss und allein die Messdaten sind für die Inversionsergebnisse verantwortlich. In Tiefen von 10 - 20 m kommt es immer mal wieder zu linsenartigen Anstiegen des DOIs auf Werte bis 0,15. In der Profilmitte bei 108 m und einer Tiefe von 40 m nimmt der DOI auf mehr als 0,5 zu. Dies bedeutet, dass in der Schlumberger-Messung die Inversion in diesem Bereich nicht auf Messdaten basiert, sondern zu einem Großteil von den Ausgangswiderständen abhängt. Im Vergleich zur Schlumberger-Messung (Abb. 6.1) zeigt die Wenner-Messung (Abb. 6.2) in der Inversion einen tiefer gehenden Einfluss der Messdaten auf die Inversion. Der Übergang in Regionen, die allein durch die Ausgangswiderstände in der Geoelektrik beeinflusst werden, liegt konstant bei mehr als 45 m.

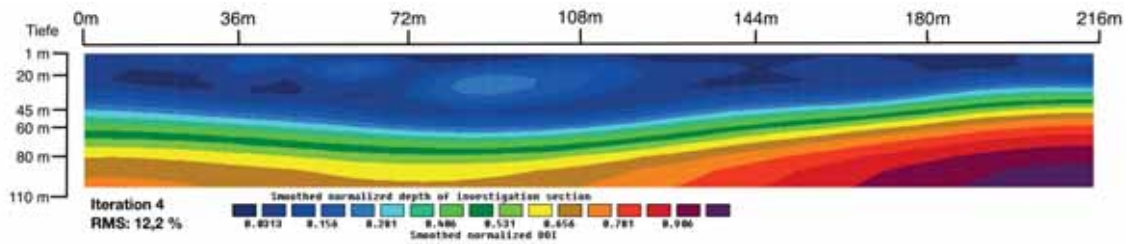


Abb. 6.2.: DOI Index des Wenner-Profiles vom Juli 2014.

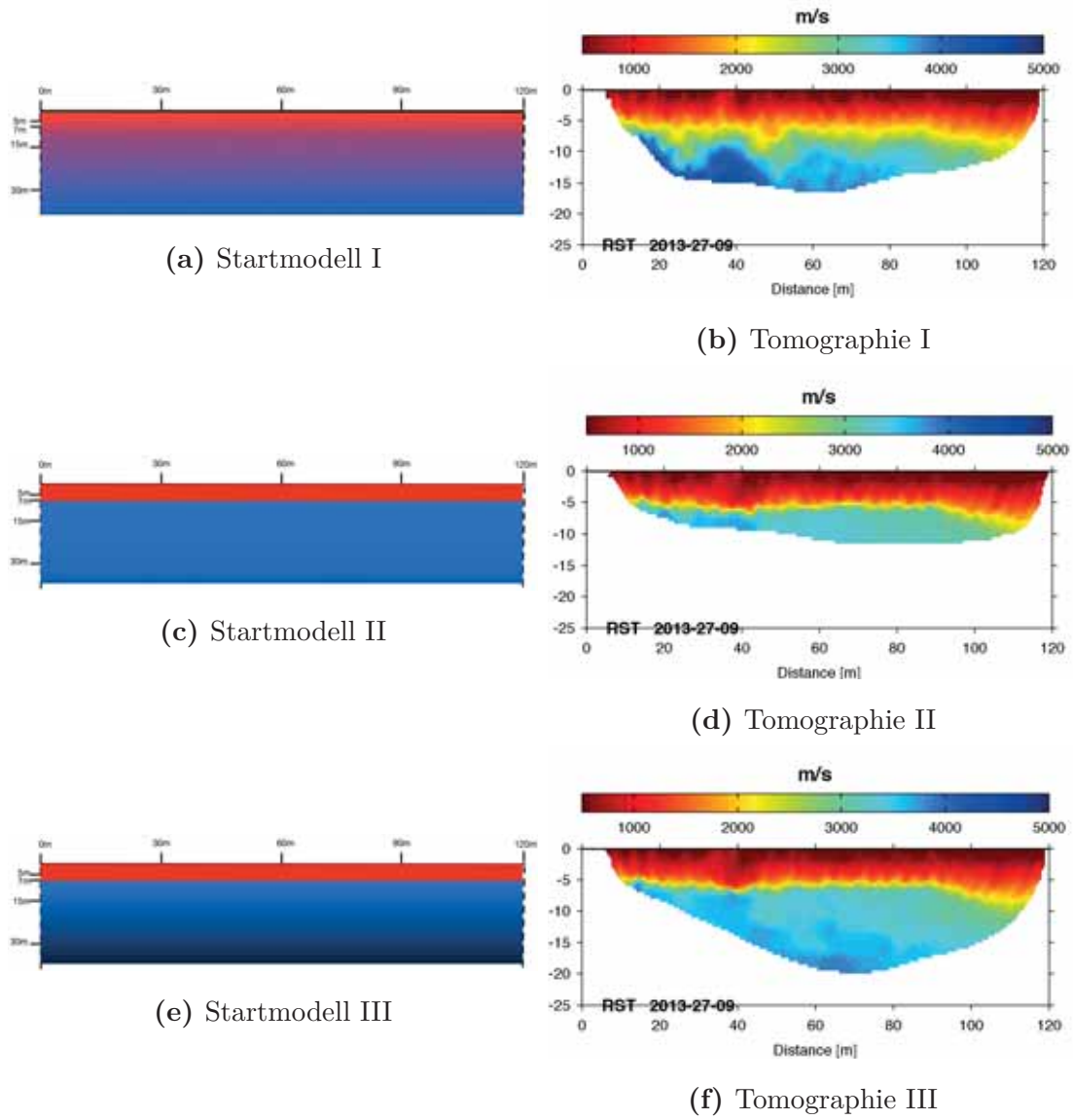
Auch in der Wenner-Messung befindet sich die maximale Eindringtiefe in der Profilmitte. Sie übersteigt aber keine Tiefen von 60 m und ist somit geringer als in der Schlumberger-Messung. Ein Abfall der Messung in der Profilmitte in Tiefen von um die 40 m wie in der zuvor besprochenen Schlumberger-Messung ist nicht zu beobachten, wenngleich in Tiefen von 10 - 20 m ebenso linsenartige Erhöhungen des DOIs auftreten. Diese sind allerdings nicht so ausgeprägt wie in der Schlumberger-Messung. Generell ist festzustellen, dass in einer Untersuchungstiefe bis 20 m die Inversionsergebnisse von den Messdaten beeinflusst werden und keine Inversionsartefakte darstellen. Aus der DOI-Analyse lässt sich festhalten, dass die geoelektrische Untersuchung die Tiefe zum vermuteten Übergang von Auftauschicht zu Permafrostspiegel erfassen kann und eine Interpretation der Inversion bezüglich des Übergangs von Auftauschicht zu Permafrostspiegel zulässig ist. Da die Eindringtiefe in manchen Regionen der Schlumberger-Messung keine 20 m erreicht, ist es unsicher, ob die Geoelektrik eine mögliche Festgesteinsschicht erfassen kann.

### 6.1.3. Einfluss des Startmodells auf die Inversion der Seismik

Im Modellierungszyklus nach KNEISEL, HAUCK ET AL. (2008) stellt die Wahl des Startmodells den Unterschied zwischen vereinfachtem und erweitertem Startmodell im Übergang von Schritt 2a) zu 3a) dar (Abb. 1.1). Dazu wird ein erweitertes Startmodell auf Basis der Informationen aufgebaut, die durch die Inversion der seismischen Messdaten vom September 2013 gewonnen worden sind. Die Messdaten vom September 2013 werden zunächst mit zwei verschiedenen Startmodellen invertiert. Zunächst wird die Inversion mit einem Gradienten-Startmodell gestartet und in einem zweiten Schritt mit einem erweiterten Startmodell, das auf Basis der Tomogra-

phie erstellt wird, die aus der Inversion mit dem Gradienten-Startmodell entstanden ist. Die Einstellungen für die Inversion bleiben in beiden Fällen bei den zuvor angegebenen Werten mit einer Rasterzellengröße von 0,5 m und durchschnittlichen x-, z- Größen der Strukturen von 1 m. Die Startgeschwindigkeit variiert von 300 - 400  $\text{m s}^{-1}$  im Gradienten-Startmodell mit einem Gradienten von 150  $\text{m s}^{-1}$  pro m in die Tiefe (Abb. 6.3a). Das erweiterte Startmodell weist für eine 7 m mächtige Auftauschicht eine fixe Geschwindigkeitsverteilung von 300 - 400  $\text{m s}^{-1}$  ohne Gradienten auf. Darunter befindet sich die Eisschicht mit einer Geschwindigkeit von 3.300  $\text{m s}^{-1}$  und einem Gradienten von 15  $\text{m s}^{-1}$  pro m (Abb. 6.3c).

Vergleicht man die beiden Tomographien, so zeigt sich, dass in der Inversion mit einem einfachen Gradienten-Startmodell (Abb. 6.3b) die relevanten Informationen wie der Übergang von Geschwindigkeiten von unter 1.000  $\text{m s}^{-1}$ , zu Geschwindigkeiten von über 3.000  $\text{m s}^{-1}$  genauso gut erfasst werden, wie mit einem erweiterten Startmodell (Abb. 6.3d). Die Beobachtungstiefe der Inversion mit einem erweitertem Startmodell scheint mit knapp 10 m geringer auszufallen, als bei der Inversion mit einem Gradienten-Startmodell, das Informationen bis 15 m Tiefe bringt. Zudem erreichen die Wellengeschwindigkeiten in der Tomographie des Gradienten-Startmodells höhere Geschwindigkeiten, als die Wellen in der Tomographie des erweiterten Modells, was aus dem höheren Geschwindigkeitsgradienten resultiert. Ein Vergleich der beiden Tomogramme zeigt, dass die vermutete Tiefe des Übergangs von Auftauschicht zu Eiskörper im erweiterten Startmodell schlüssig ist, da der Übergang zu Geschwindigkeiten von 3.000  $\text{m s}^{-1}$  trotz der unterschiedlichen Startmodelle in beiden Inversionen konsistent wiedergegeben wird. Wird der Geschwindigkeitsgradient der unteren Schicht im erweiterten Startmodell von 15  $\text{m s}^{-1}$  auf 50  $\text{m s}^{-1}$  erhöht (Abb. 6.3e), so zeichnet sich eine wesentlich tiefere Reichweite der Inversion ab und die Wellengeschwindigkeiten erreichen höhere Werte (Abb. 6.3f). Allerdings bleiben diese hinter den Wellengeschwindigkeiten der Inversion mit dem Gradienten-Startmodell zurück.



**Abb. 6.3.:** Vergleich der Tomographien der selben seismischen Messung nach der Inversion mit unterschiedlichen Startmodellen. Startmodell I stellt ein Gradienten-Startmodell ohne weitere Schichten dar, Startmodell II ein zweischichtiges Modell mit einer Schichtgrenze beim Übergang von Auftauschicht zur Eisschicht, in Startmodell III wurde der Geschwindigkeitsgradient der unteren Schicht von  $15 \text{ m s}^{-1}$  pro m auf  $50 \text{ m s}^{-1}$  pro m vergrößert.



## 6.2. Grundlagen der synthetischen Modellierung

Um die Aussagekraft des 4 Phasenmodells mitsamt seinen zugrundeliegenden geophysikalischen Messmethoden für den Becs-de-Bosson Blockgletscher zu untersuchen, wird ein geophysikalisches Ausgangsmodell aufgebaut, das mit einem Vorwärtsschritt in scheinbare Widerstände und seismische Laufzeiten umgerechnet wird (Schritt I zu Schritt II in Abb. 6.4). Die Modellergebnisse des 4 Phasenmodells (Schritt IV), sowie die einzelnen Tomogramme (Schritt IIIa und IIIb) werden mit den Eingangsdaten verglichen.

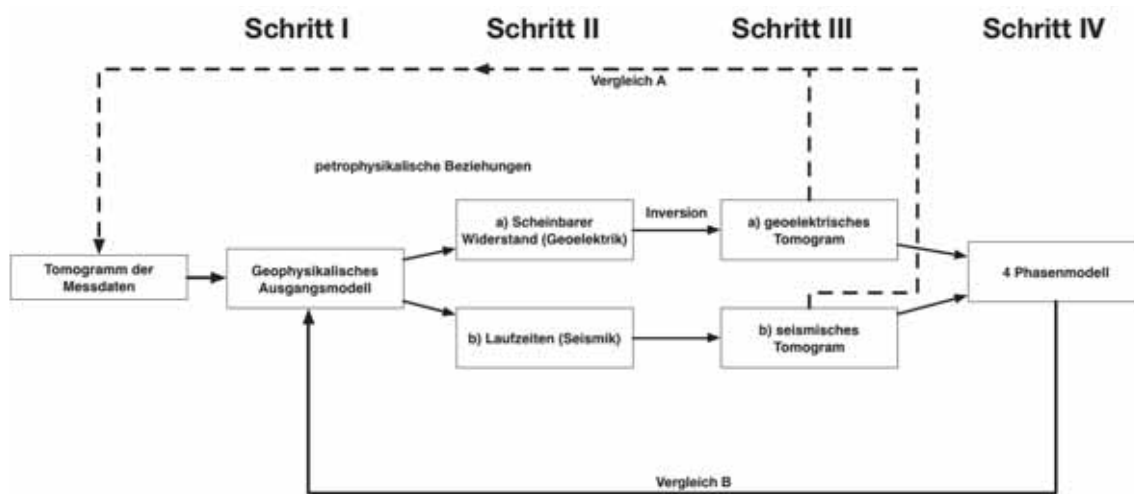


Abb. 6.4.: Prozesskette der synthetischen Modellierung.

Für die geoelektrischen Untersuchungen wird ein Modell in der Software RES2D-MOD erstellt. Die Software kann über eine graphische Oberfläche einzelnen Rasterzellen des Modells physikalische Kenngrößen zuordnen. Aus dem synthetischen Modell können Widerstandswerte als Pseudomessdaten zur Eingabe in eine Inversion berechnet werden (Schritt IIa zu Schritt IIIa in Abb. 6.4). Für die spezifischen Widerstände im synthetischen, geoelektrischen Modell werden Literaturwerte für Eis, Luft und Festgestein, sowie Messwerte der Leitfähigkeit von Abwässern anderer Testgebiete mit Blockgletschern genutzt (siehe Tab. 6.1).

**Tabelle 6.1.:** Elektrische Widerstände  $\rho$  und P-Wellengeschwindigkeiten  $v_p$  im synthetischen Modell nach BARSCH (1996, S. 82ff). Der spezifische Widerstand des Porenwassers  $\rho_w$  stellt den Mittelwert der theoretisch zu erwartenden Werte dar (Tab. 5.2).

| Phase                     | $\rho$ [in $\Omega$ m]               | $v_p$ [in $\text{m s}^{-1}$ ] |
|---------------------------|--------------------------------------|-------------------------------|
| Luft                      | $\infty \Omega \text{ m}$            | $330 \text{ m s}^{-1}$        |
| Eis                       | 200-2.000 $\text{k}\Omega \text{ m}$ | $3.500 \text{ m s}^{-1}$      |
| Porenwasser [in Sediment] | 500 $\Omega \text{ m}$               | $1.500 \text{ m s}^{-1}$      |
| Festgestein               | 3.000 $\Omega \text{ m}$             | $6.000 \text{ m s}^{-1}$      |

Im Falle des seismischen Modells werden die Geschwindigkeit der P-Wellen den einzelnen Schichten im Modellierungsmodul des Programms ReflexW zugewiesen (Tab. 6.1). Für seismische Modell werden mit Hilfe eines Raytracings Schüsse simuliert und Laufzeiten berechnet. Diese werden mit dem zuvor beschriebenen Gradienten-Startmodell, das einen positiven Geschwindigkeitsgradienten in die Tiefe enthält, invertiert und anschließend interpretiert (Schritt IIb und IIIb in Abb. 6.4). Die gewählten P-Wellengeschwindigkeiten für das synthetische Modell entsprechen weitestgehend denen, die aus seismischen Messungen für die verschiedenen Schichten eines Blockgletschers bekannt sind (BARSCH, 1996, S. 85). Die blockige Auflage-schicht erreicht Wellengeschwindigkeiten von  $250 - 1.500 \text{ m s}^{-1}$ , der innere eisreiche Kern  $2.400 - 4.000 \text{ m s}^{-1}$  und das Festgestein  $6.000 \text{ m s}^{-1}$ . Die gemessenen Wellengeschwindigkeiten können von den Literaturwerten aufgrund verschiedener Einflüsse, wie z.B. Temperatur, Lufteinschlüsse, sowie eindringendes Schmelzwasser von den Literaturwerten abweichen (EBD., S. 89). Die Widerstände für die blockige Auflage-schicht liegen bei Feldmessungen bei ca.  $10.000 \Omega \text{ m}$  oder mehr, kann aber in sehr trockenen Untersuchungsgebieten auch bis zu  $40.000 \Omega \text{ m}$  annehmen. In den eisreichen Kerne werden Widerstände von  $>250.000 \Omega \text{ m}$  erreicht. In den eisreichen Bereichen der synthetischen Modelle werden die in den Messdaten beobachteten Widerstände von  $200 - 2.000 \text{ k}\Omega \text{ m}$  eingesetzt. Solche hohe Werte sind für Eiskerne in feinkörnigen Material zulässig (EBD., S. 97). Der spezifische Widerstand des Porenwassers  $\rho_w$  und

den dazu gehörigen wasserführenden Sedimentschichten nimmt in den synthetischen geoelektrischen Modellen den Wert  $500 \Omega \text{ m}$  an. Dieser Widerstand ist im Vergleich zu den Messungen aus der Umgebung anderer Blockgletscher sehr nahe am maximal gemessenen Wert von  $580 \Omega \text{ m}$  aus Hangwasser einer Blockhalde am Stockhorn, stellt jedoch den Mittelwert der theoretisch möglichen Widerstände des Porenwassers von  $100 - 1.000 \Omega \text{ m}$  dar (Tab. 5.2). Für die Läufe des 4 Phasenmodells mit synthetischen Modellen wird der Wertebereich für den Monte-Carlo-Suchlauf des spezifischen Widerstands des Porenwassers auf  $50 - 500 \Omega \text{ m}$  festgelegt, da bisher keine Messungen vorliegen. Aus den Messdaten anderer Gebiete wird eine Tendenz deutlich: Entammt das Wasser der Schneeschmelze oder Niederschlägen, so liegen die gemessenen spezifischen Widerstände des Wassers im Bereich  $200 - 500 \Omega \text{ m}$ , während Wasser aus der Eisschmelze eher unter Widerstände von  $100 \Omega \text{ m}$  erreichen.

Um die Ergebnisse aus synthetischen Modellierung mit den Messergebnissen und den zugehörigen Modellläufen vergleichen zu können, wird die gleiche Messgeometrie zur Berechnung der Widerstände wie in der realen Messung genutzt. Dazu wird ein fester Abstand zwischen den Elektroden von  $4,5 \text{ m}$  in RES2DMOD eingesetzt und mit Hilfe des Skripts `createshotfile.m` (siehe Softwareverzeichnis im Anhang) die Schusspunkte aus einer seismischen Untersuchung extrahiert und in das Modellierungsmodul von ReflexW importiert.

### 6.2.1. Die synthetischen Ausgangsmodelle

Zunächst wird jeweils ein synthetisches Ausgangsmodell für den Juli- und den September-Zustand des Blockgletschers erstellt. In dem von KNEISEL, HAUCK ET AL. (2008) aufgestellten Modellierungszyklus entsprechen diese Modelle dem Schritt 3b) (Abb. 1.1). Die Modelle sollen in möglichst einfacher Form die gemessene Realität abbilden, damit weitergehende synthetische Untersuchungen des Blockgletschers daran vorgenommen werden können. Aus den folgenden Schichten setzen sich beide geophysikalischen Modelle zusammen:

- der Auftauschicht
- der Eisschicht

Auf eine Festgesteinsschicht wird verzichtet, da aufgrund mangelnder Bohrlochinformationen zur Zeit nicht bekannt ist, ob die seismische Prospektion mit ihrer Eindringtiefe von knapp 20 m an Festgestein heranreicht. Aus der geoelektrischen Untersuchung lässt sich ebenso wenig eine klare Festgesteinsschicht herausinterpretieren. Wie bereits beschrieben, lässt RES2DMOD keine Topographie zu. Daher wird in allen synthetischen Modellen ohne Topographie gearbeitet, um die Vergleichbarkeit zu ermöglichen.

Den zwei Schichten werden basierend auf den Inversionen von Geoelektrik und Seismik physikalische Eigenschaften zugewiesen. Im geoelektrischen Modell zeigt die Auftauschicht Widerstände auf, die einer Mischung aus Wasser, Luft und Gestein entsprechen. Die Widerstände der Eisschicht werden mit einer Mischung der Widerstände von Eis und Sediment beschrieben. Die Verteilung der seismischen Eigenschaften wird über eine Optimierung der Laufzeitkurve (anhand des Knickpunktes und der Steigung der Interzept-Geraden) angepasst. Dies ist ein subjektives Verfahren, das keine korrekte Lösung ermöglicht, da man dieses Verfahren nicht gegen ein Gütemaß optimieren kann. Die Geschwindigkeiten der Auftauschicht stellen eine Mischung der Wellengeschwindigkeiten in den Medien Luft, Wasser und Gestein dar, während in den eisreichen Regionen sich die Wellengeschwindigkeit aus den jeweiligen Wellengeschwindigkeiten in Eis und Festgestein zusammensetzt.

Über ein Raytracing wird die Verteilung der seismischen Eigenschaften in Laufzeitkurven überführt, die mit den gemessenen und gepickten Laufzeitdaten verglichen werden können (Abb. 6.11b). Neben dem Verfahren zur Optimierung von Laufzeitkurven wird als erster Anhaltspunkt für die Schichtung im Untergrund die „Knickpunktmethode“ angewandt (RUBIN & HUBBARD, 2006, S. 229). Diese gibt anhand der Entfernung  $x_{krit}$  zwischen dem Knick der refraktierten Welle und Schusspunkt

sowie der abgelesenen Geschwindigkeiten eine Schätzung für die Mächtigkeit der durchlaufenen Schicht  $z$ :

$$z = \frac{x_{krit}}{2} \sqrt{\left( \frac{v_1 - v_0}{v_1 + v_0} \right)} \quad (6.2)$$

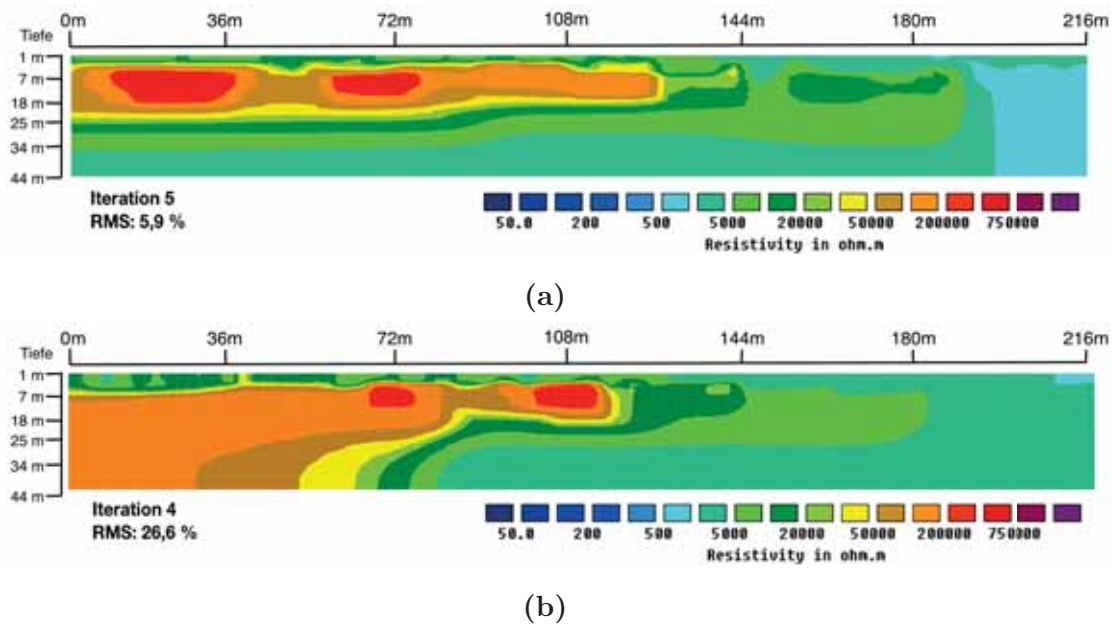
Dabei steht  $z$  für die Schichtmächtigkeit der durchlaufenen Schicht mit der Wellengeschwindigkeit  $v_0$  an der Grenze zur einer tiefer liegenden Schicht mit der Geschwindigkeit  $v_1$ , wobei gilt dass  $v_1 > v_0$ . Die Entfernung  $x_{krit}$ , die dem Ort des Auftretens der kritischen Refraktion entspricht, muss aus den Laufzeitplots der Messdaten abgelesen werden (EBD., S. 229). Die Anpassung des synthetischen Modells der Geoelektrik erfolgt über einen Vergleich der Inversionen. Auf Basis dessen werden Lage und Mächtigkeit der Anomalien im Untergrund sowie die generelle Verteilung von Widerständen nachgestellt.

### Ausgangsdaten der synthetischen Modelle

Auf Basis der Inversionen der Schlumberger-Geoelektriken vom Juli 2012 und September 2013 sowie den dazu gehörigen Inversionen der seismischen Messungen werden die synthetischen Ausgangsmodelle aufgebaut (Schritt I in Abb. 6.4).

In der mit 5,9% Fehler behafteten Inversion der Schlumberger-Geoelektik vom Juli 2012 ist eine knapp 5 m mächtige Schicht aus Widerständen zwischen 10 - 15 kΩ m bis Profilmeter 120 sichtbar (Abb. 6.5a). Gegen Profilende verringert sich der Widerstand dieser Schicht auf weniger als 3 kΩ m. Es kann aufgrund der für diese Schicht gemessenen Widerstände von einer blockigen Auftauschicht ausgegangen werden, die mit Luft und Wasser durchsetzt ist (HAUCK & KNEISEL, 2008, S. 10ff). Die Mischung der drei Phasen variiert dabei über das Profil: In der vorderen Hälfte scheint mehr Luft den Porenraum zu füllen, in der oberen Hälfte hingegen Wasser, da der ermittelte Widerstand rapide abnimmt. Bei Profilmeter 170 kommt es zudem zu einer weiteren Reduktion des elektrischen Widerstandes auf 0,5 kΩ m in einer Tiefe von 5 - 10 m. Es ist jedoch unwahrscheinlich, dass der niedrigohmige Bereich ab Profilmeter 180 korrekt erfasst wurde. In den beiden Inversionen zeigt sich dieser Bereich unterschiedlich, sodass dort wahrscheinlich ein Bereich mit wassergesättigtem Sediment

nahe der Erdoberfläche vorhanden ist, dessen niedriger Widerstand in der Inversion über eine große Fläche verteilt dargestellt wird.

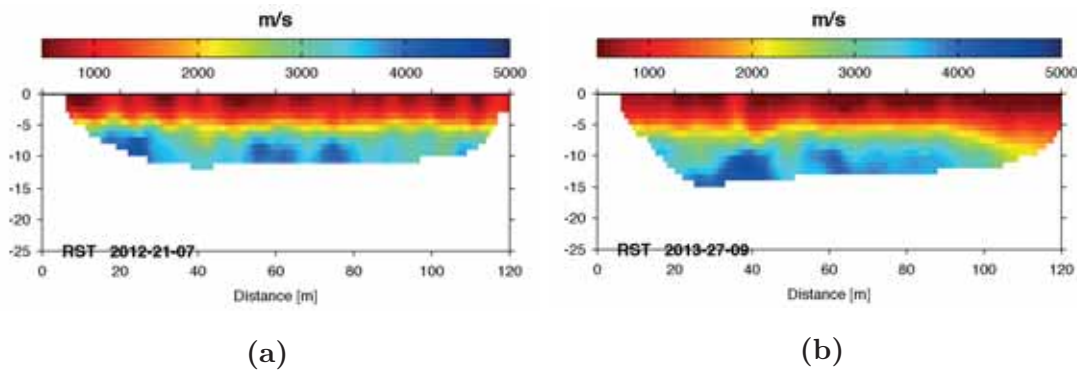


**Abb. 6.5.:** Inversionen der Schlumberger-Geoelektriken vom a) Juli 2012 und b) September 2013.

In einer Tiefe von 5 - 20 m treten Widerstände von mehr als 50 k $\Omega$ m auf. Dieser Schichtwechsel taucht ab Modellmeter 104 auf eine Tiefe von 10 m ab und ist ab Profilmeter 120 nicht mehr zu identifizieren. Für die Bereiche mit Widerständen >200 k $\Omega$ m bis Profilmeter 36 und zwischen Profilmeter 54 und 72 kann davon ausgegangen werden, dass sie hohe Eisgehalte beinhalten und somit nicht nur den Permafrostspiegel, sondern einen eisreichen Körper darstellen (HAUCK & KNEISEL, 2008).

Die mit 26,6% Fehlern behaftete Inversion der Schlumberger-Geoelektrik vom September 2013 zeigt eine vergrößerte Auftauschicht, die ihren Übergang zur Eisschicht in 6 - 7 m Tiefe findet (Abb. 6.5b). Wie schon bei der Inversion der Messdaten vom Juli 2012 fällt die Zweiteilung des Profils und der Abfall des Widerstandes mit zunehmender Profillänge auf. Der zuvor identifizierte Eiskörper lässt sich aus der Inversion der September-Messdaten nicht mehr klar in seiner Tiefenerstreckung von

der umgebenden Gesteinsmatrix abgrenzen. Die in der Inversion der Messdaten vom Juli 2012 erkennbaren hochohmigen Anomalien mit Widerständen von  $> 200 \text{ k}\Omega \text{ m}$  zwischen Profilbeginn und Profilmeter 36 sowie zwischen Profilmeter 54 und 72 sind nur noch teilweise in der Inversion der Messdaten vom September 2013 erkennbar: Die hochohmige Anomalie bis Profilmeter 36 ist nicht mehr zu finden, wohingegen die Anomalie bei Profilmeter 72 weiterhin sichtbar ist und eine zuvor nicht erkannte hochohmige Anomalie tritt bei Profilmeter 108 auf. Die zuvor nicht bekannte hochohmige Anomalie kann durch einen Lufteinschluss oder durch eine massive Zunahme der Eisgehalte entstehen. Da zwischen den Messzeitpunkten knapp 14 Monate liegen, ist ein solch massiver Aufbau von Eis nicht unmöglich, es kann sich allerdings auch um ein Artefakt der Inversion handeln, da die Inversion der Schlumberger-Messung von 2013, wie bereits beschrieben, mit einem absolutem Fehler von 26,6% behaftet ist.



**Abb. 6.6.:** Tomogramme der seismischen Messdaten vom a) Juli 2012 und b) September 2013.

Die seismischen Tomogramme vom Juli 2012 (Abb. 6.6a) und September 2013 (Abb. 6.6b) zeigen einen Schichtwechsel von niedrigen Wellengeschwindigkeiten, die für eine blockige Auflageschicht sprechen, zu hohen Geschwindigkeiten, die für eine eisreiche Schicht sprechen: Während im Tomogramm für den Juli-Zustand in knapp 5 m Tiefe eine Schicht mit niedrigen P-Wellengeschwindigkeiten von unter  $1.000 \text{ m s}^{-1}$  vorliegt, findet der Übergang zu Geschwindigkeiten zwischen  $3.000 - 4.000 \text{ m s}^{-1}$  im Tomogramm der Messdaten vom September 2013 erst in einer von Tiefe von 6 - 7 m statt. Die Schicht mit Wellengeschwindigkeiten von  $< 1.000 \text{ m s}^{-1}$



entspricht einer blockigen Auftauschicht, deren Porenraum hauptsächlich mit Luft gefüllt ist (HAUCK & KNEISEL, 2008, S. 76ff). Wellengeschwindigkeiten von  $> 3.000 \text{ m s}^{-1}$  lassen auf eisreiche Regionen schließen (EBD.). Bei Profilmeter 40 ist in beiden seismischen Tomogrammen ein langsamerer Anstieg der Wellengeschwindigkeiten zu beobachten. Im Tomogramm der Messdaten vom September 2013 vollzieht sich der Übergang von  $1.000$  zu  $3.000 \text{ m s}^{-1}$  bei Profilmeter 20 in einer Tiefe von 10 - 12 m wesentlich langsamer als im Tomogramm vom Juli 2012. Hier könnte es zu einer Drainage von Schmelzwasser in den Eiskörper gekommen sein. In beiden Profilen taucht bei Profilmeter 80 die Schicht mit Wellengeschwindigkeiten von  $3.000 - 4.000 \text{ m s}^{-1}$  in Tiefen ab, die nicht mehr von der seismischen Inversion erfasst werden. Es ist zu vermuten, dass die Bereiche mit Wellengeschwindigkeiten von bis zu  $4.000 \text{ m s}^{-1}$  den in der Geoelektrik identifizierten Eiskörper mit hohen Eisgehalten darstellen.

Das seismische Profil befindet sich in der Mitte des geoelektrischen Profils, in der Modellabbildung in seinen Grenzen durch zwei gestrichelte, vertikale Linien dargestellt, von Profilmeter 63 bis Profilmeter 183 und umfasst eine Länge von 120 m, während das geoelektrische Profil 216 m lang ist. Das Abtauchen der Schicht mit hohen Geschwindigkeiten ab Profilmeter 80 passt daher zur Interpretation der geoelektrischen Inversionen: Dort verschwindet bei Profilmeter 120 die als Eiskörper identifizierte hochohmige Struktur. Um die Inversion der Messdaten mit der Inversion der synthetischen Daten vergleichbar zu machen, wird das synthetische, geoelektrische Modell nicht nur für die modellrelevante Überschneidung von Geoelektrik und Seismik erstellt, sondern für das gesamte geoelektrische Profil (Abb 6.7b).

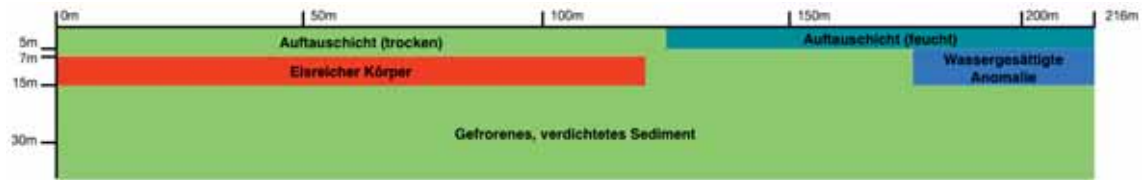
### **Aufbau der synthetischen Modelle**

Auf Basis der Inversionen der Schlumberger-Geoelektrik und der Seismik wird zunächst ein Schema des untersuchten Transektes erstellt (Abb. 6.7a) und darauf aufbauend für den Juli- und den September-Zustand des Becs-de-Bosson Blockgletschers zwei synthetische, geophysikalische Ausgangsmodelle aufgesetzt (Abb. 6.7b und 6.7c).

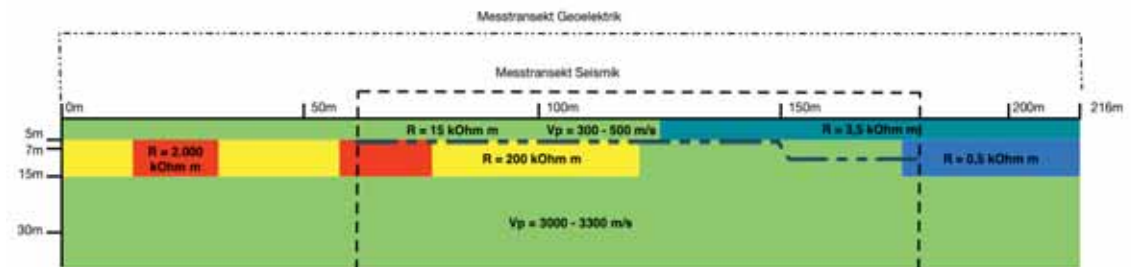


In der Prozesskette der synthetischen Modellierung entspricht dem Übergang von Schritt II zu Schritt III (Abb. 6.4). Das schematische Permafrost-Modell zeigt einen eisreichen, ca. 8 - 10 m mächtigen Eiskern, der von einer trockenen, ca. 5 - 7 m Auftauschicht überlagert wird. Der Eiskörper erstreckt sich im Modellprofil bis Profilmeter 120 und bricht dann ab. Ab Profilmeter 130 wird die Auftauschicht wesentlich feuchter eingestuft und zusätzlich von einer wassergesättigten Anomalie ab Profilmeter 180 unterlagert. Unterhalb des Eiskerns, ab einer Tiefe von 7 - 12 m, befindet sich gefrorenes und verdichtetes Sediment, das in den Inversionen der Geoelektrik Widerstände aufweist, die mit denen der trockenen Auftauschicht vergleichbar waren. Die seismische Wellengeschwindigkeiten im Bereich des verdichteten Sediments erreichen  $3.000 \text{ m s}^{-1}$ , was für gefrorenes Wasser im Porenraum spricht.

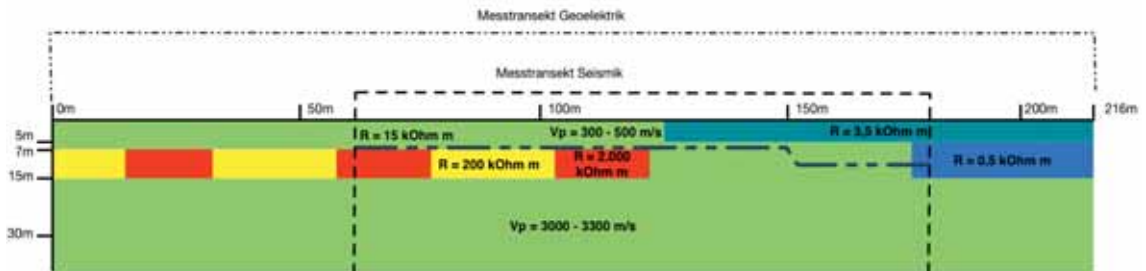
Die Auftauschicht im synthetischen, geoelektrischen Juli-Modell wird mit einer 5 m dicken Schicht mit einem Widerstand von  $15 \text{ k}\Omega \text{ m}$  angegeben. Darunter befindet sich der 10 m mächtige Eiskern mit einem Widerstand von  $> 200 \text{ k}\Omega \text{ m}$ , der sich bis Profilmeter 120 zieht (Abb. 6.7b). Bei den rot dargestellten Unterbrechungen des Eiskörpers mit spezifischen Widerständen von  $2.000 \text{ k}\Omega \text{ m}$  handelt es sich um die zuvor angesprochenen Bereiche mit sehr hohen Eisgehalten (EBD., S. 10ff). Der Übergang zur Auftauschicht wird für den September-Zustand um 2 m nach unten ausgeweitet und die Mächtigkeit des Eiskörpers aus dem Juli-Modell übernommen, da diese in der Schlumberger-Inversion vom September 2013 nicht identifizierbar ist (Abb. 6.7c). Für den Eiskern werden die selben Widerstände im synthetischen Modell angesetzt wie im Juli-Zustand. Neu hinzugekommen ist eine hochohmige Anomalie mit Widerständen von  $2.000 \text{ k}\Omega \text{ m}$ , die in der Inversion der Messdaten vom September 2013 sichtbar geworden ist. Der Widerstand des gefrorenen Sediments unterhalb des Eiskörpers wird in beiden Ausgangsmodellen mit  $15 \text{ k}\Omega \text{ m}$  angesetzt. Ab Profilmeter 130 nimmt die Leitfähigkeit der Auftauschicht zu und der Widerstand fällt auf  $3,5 \text{ k}\Omega \text{ m}$ . In beiden synthetischen Modellen wird eine kleinflächige, niedrigohmige Anomalie mit einem spezifischen Widerstand von  $0,5 \text{ k}\Omega \text{ m}$  eingesetzt. Da die Größe dieser Anomalie nicht eindeutig aus den Inversionen der Messergebnisse herauskommt, nimmt die Anomalie im synthetischen Modell nur einen kleinen Platz ein.



(a)

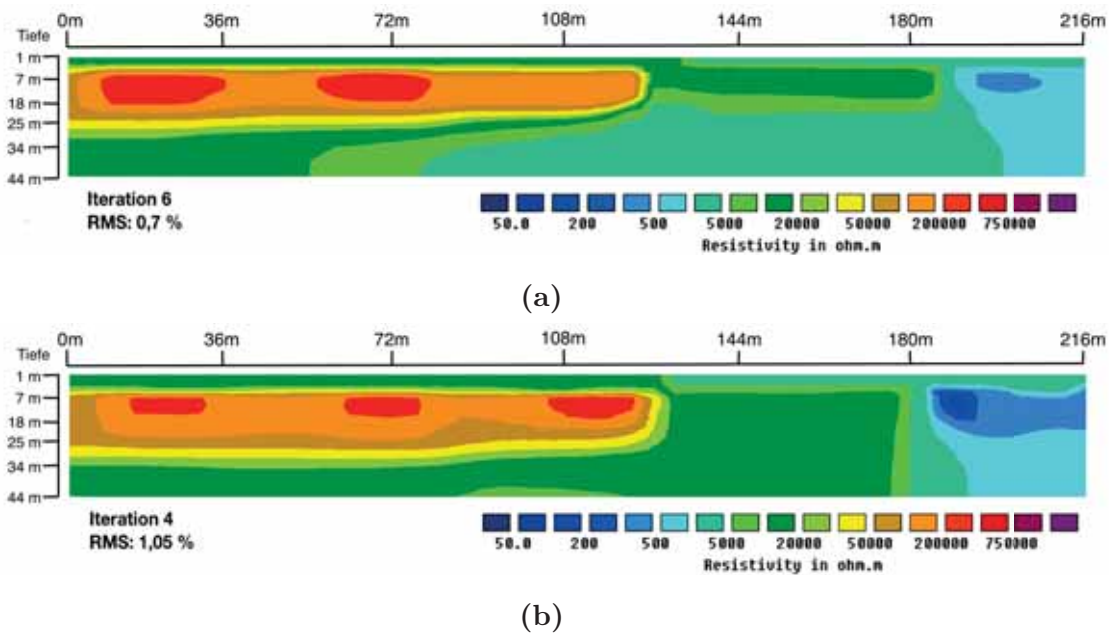


(b)



(c)

**Abb. 6.7.:** Permafrost-Modell a) des untersuchten Transektes mit den daraus resultierenden synthetischem geoelektrischen und seismischen Modellen für b) den Juli-Zustand und c) den September-Zustand. Die gestrichelten Linien zeigen die Überlappung von Seismik und Geoelektrik. Die gestrichelte horizontale Linie innerhalb des Modells ist der Übergang von Auftauschicht zur Eisschicht im seismischen Modell.



**Abb. 6.8.:** Inversionen der synthetischen, geoelektrischen Modelle des a) Juli- und b) September-Zustandes.

Vergleicht man die Inversionen der geoelektrischen Messungen (Abb. 6.5) mit den Inversionen der synthetischen Daten (Abb. 6.8), so sieht man, dass die geoelektrischen Ausgangsmodelle die generelle Verteilung der Widerstandswerte aus den Messergebnissen trotz der einfachen Strukturen gut abbilden: Der hochohmige Bereich, der als Eiskörper identifiziert wurde, kommt ebenso heraus, wie die Auftauschicht und der abrupte Abbruch der hochohmigen Anomalie bei Profilmeter 120. Der positive Vergleich der Inversionen der Messdaten und synthetischen Daten stellt einen wichtigen Schritt zu einem adäquaten geophysikalische Ausgangsmodell dar (Vergleich A Abb. 6.4).

Durch eine Senkung des elektrischen Widerstandes in der Auftauschicht kann verdeutlicht werden, dass bereits geringe Veränderungen an der Oberfläche einen Einfluss auf die gemessenen Widerstände im Eiskern und dem darunterliegenden Sediment haben (HILBICH, MARESCOT et al., 2009). So wird der Widerstand in der auf dem Eiskern liegenden Auftauschicht von 15 k $\Omega$  m auf 10 k $\Omega$  m gesenkt (Abb. 6.9). Aus der Inversion dieses Modells kommt heraus, dass der Widerstand im Eiskern

und im unterlagernden Sediment teilweise erhöht wird, obgleich keine Änderungen an deren Widerstandswerten im synthetischen Modell vorgenommen wurden (Abb. 6.10). Für die weitere Interpretation geoelektrischer Daten spielt somit eine plausible Begründung der angenommenen Widerstandswerte der Auftauschicht eine wichtige Rolle.

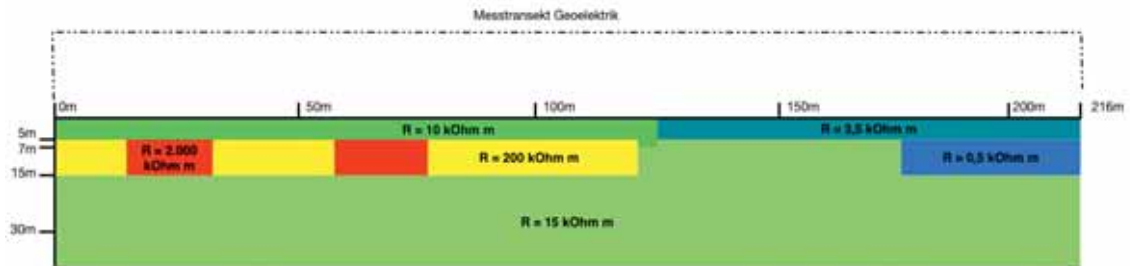


Abb. 6.9.: Geoelektrisches Modell für den Juli-Zustand mit geringerem Widerstand in der Auftauschicht.

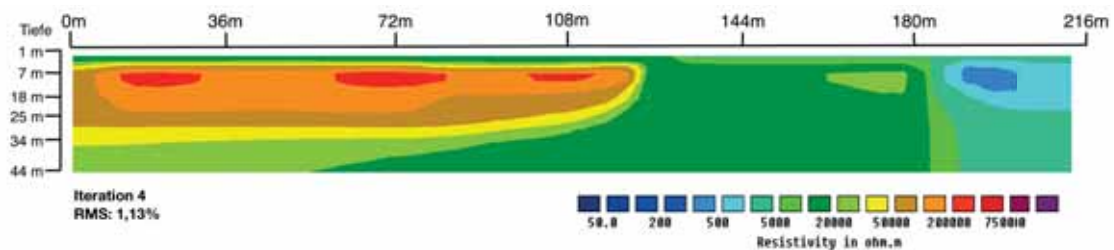


Abb. 6.10.: Inversion des Juli-Zustandes mit auf  $10 \text{ k}\Omega \text{ m}$  reduziertem Widerstand in der Auftauschicht.

Die synthetischen, seismischen Modelle sollen die Auftauschicht und den Schichtwechsel zur gefrorenen Schicht hinreichend genau beschreiben, damit die Ausgangsmodelle mit möglichst einfachen Strukturen den inneren Aufbau des Bees-de-Bosson Blockgletschers mit seinen Hauptstrukturen abbilden können. Das seismische Ausgangsmodell für den Juli-Zustand wird auf Basis der Inversion der Messdaten und zusätzlich über Abschätzungen mittels der Knickpunkt-Methode aufgebaut (Tab. 6.2). Das Modell besteht aus einer 5 m dicken Auftauschicht und einem darunterliegenden Eiskern, wie in der Modellabbildung mit einer gestrichelten, vertikalen Linie angedeutet wird (Abb. 6.7b). Die Knickpunkte liefern den Hinweis, dass der Übergang von der Auftauschicht zur Eisschicht bereits in einer Tiefe von 3,5 - 4 m er-

folgt. Da die Knickpunkt-Methode nur für zwei Schusspunkte anzuwenden war, wird im Aufbau wird das synthetische Modell aus der Inversion aufgebaut, der Übergang von Auftauschicht zu Eisspiegel jedoch auf 5 m Tiefe angehoben. Ein Mittelwert für die Tiefe des Schichtwechsels aus beiden Methoden wäre sinnvoll, da die Schätzungen aus der Knickpunktmethode eher den Schichttiefen aus der Geoelektrik entsprechen und mögliche Diskrepanzen zwischen den Daten der Messmethoden aus dem Weg geräumt werden könnten.

Im seismischen Modell taucht der Übergang von Auftauschicht zur Eisschicht von 5 m ab Profilmeter 150 in größere Tiefen ab (gestrichelte Linie in Abb. 6.7b). Die Auftauschicht weist eine Wellengeschwindigkeit auf, die aus den P-Wellengeschwindigkeiten von Festgestein, Wasser und Luft zusammengesetzt ist. Die Startgeschwindigkeit liegt bei  $330 \text{ m s}^{-1}$  mit einem starken positiven Gradienten von bis zu  $150 \text{ m s}^{-1}$  pro Meter. Darunter beginnt der Eiskörper mit Wellengeschwindigkeiten von  $3.300 \text{ m s}^{-1}$ . Der Gradient ist mit  $15 \text{ m s}^{-1}$  Geschwindigkeitszunahme pro Meter vergleichsweise gering.

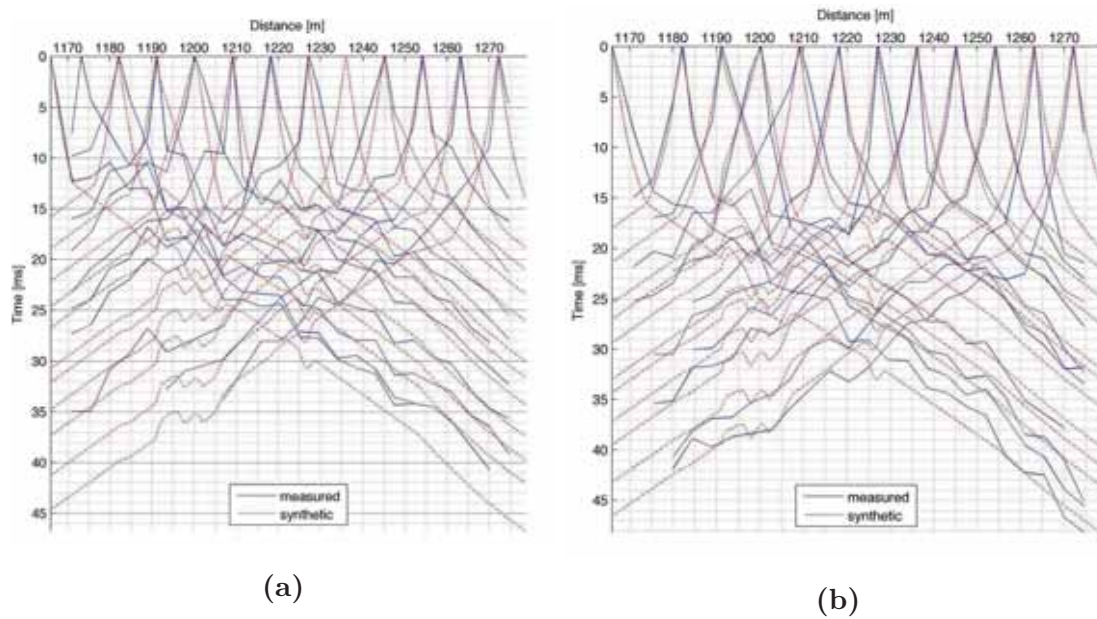
**Tabelle 6.2.:** Tiefenabschätzung für die Auftauschicht über Knickpunktmethode für ausgewählte Schusspunkte für den Juli 2012

| xc [m] | $v_1 \text{ [m s}^{-1}\text{]}$ | $v_2 \text{ [m s}^{-1}\text{]}$ | $z_1 \text{ [m]}$ |
|--------|---------------------------------|---------------------------------|-------------------|
| 9      | 660                             | 3000                            | 3,6               |
| 10     | 650                             | 3000                            | 4,0               |

Das seismische Ausgangsmodell des Septembers wurde auf Basis des synthetischen Modells des Juli-Zustandes erstellt. Die bestehenden Werte der seismischen Geschwindigkeiten und Gradienten wurden aus dem Juli- in das September-Modell überführt. Der Schichtwechsel von Auftauschicht zur Eisschicht findet nun nicht mehr in 5 m Tiefe statt, sondern in 7 m. Gegen Profilmeter 120 fällt der Schichtwechsel auf eine Tiefe von bis zu 10 m ab, wie schon in der Inversion der Messergebnisse vom September 2013 sichtbar ist. Diesen Übergang stellt wiederum die gestrichelte

Linie zwischen Auftauschicht und Eisschicht im Modellschema dar (Abb. 6.7c). Bestehende Strukturen werden aus dem Juli-Ausgangsmodell eins zu eins übernommen, genau wie Startgeschwindigkeiten und Gradienten.

Der Vergleich der Laufzeitkurven zeigt, dass die synthetischen Modelle der Seismik die Schichtung des Becs-de-Bosson Blockgletscher mitsamt ihren unterschiedlichen P-Wellengeschwindigkeiten hinreichend genau beschreiben können (Abb. 6.11a und Abb. 6.11b). Wenngleich die ersten Knickpunkte nicht für jeden Schusspunkt getroffen werden, beschreiben synthetischen Modelle die Auftauschicht einigermaßen treffend, da die Steigungen der Geraden bis zum Knickpunkt den gemessenen Laufzeitkurven sehr ähnlich sind. Die Auslaufäste der Laufzeitkurve entsprechen ebenfalls weitestgehend denen der gemessenen Laufzeitkurven. Es ist zu beobachten, dass die Schusspunkte zum Ende des Profils weniger gut getroffen werden, als die vorderen. Im Vergleich zu den Laufzeiten für den Juli-Zustand (Abb. 6.11a) werden die Knickpunkte im September-Modell genauer getroffen (Abb. 6.11b). Die Auslaufäste der Laufzeitkurven vom Juli und September werden trotz des stark vereinfachten Modells ebenfalls hinreichend genau erfasst (Abb. 6.11b). Weitere Verbesserungen des Fits zwischen synthetischen und gemessenen Laufzeitkurven würden nur durch komplexere Ausgangsmodelle abgebildet werden können. Da ein einfaches Modell für die weitere synthetische Modellierung gewünscht sind, wird auf ein komplexeres Modell, das die Laufzeitäste genauer widerspiegelt, verzichtet. Bereits in den einfachen Strukturen ist ein leichtes Flattern der synthetischen Laufzeitkurven zu beobachten, das durch Heterogenitäten der Geschwindigkeitsverteilung im seismischen Modell hervorgerufen wird (Abb. 6.11b).



**Abb. 6.11.:** Vergleich synthetischer Laufzeiten (rot, gestrichelt) mit gemessenen Laufzeiten (blau, durchgezogen) vom a) Juli 2012 und b) September 2013.

### Ergebnisse des 4 Phasenmodells für synthetische und gemessene Ausgangsdaten

Sowohl die Messdaten der Feldkampagne Juli 2012 und September 2013, als auch die Daten der synthetischen, geophysikalischen Modelle werden an das 4 Phasenmodell zur Berechnung der Anteile der vier Phasen übergeben. Das 4 Phasenmodell berücksichtigt dabei nur den Überlappungsbereich der seismischen und der geoelektrischen Untersuchung und weist somit eine Modelllänge von 120 m auf. Das 4 Phasenmodell lässt über 3.000 Iterationen mit Hilfe eines Monte-Carlo-Suchlaufes die beste Konfiguration der Parameter  $a, m, n$  und der Leitfähigkeit des Porenwassers  $\rho_w$  für die Messdaten finden (Tab. 6.3). Für den Lauf des 4 Phasenmodells mit synthetischen Daten werden dieselben Parameter genutzt, die der Monte-Carlo-Lauf für die tatsächlich gemessenen Messdaten ermittelt hat. In diesem Zusammenhang ist es interessant, dass die Ergebnisse des Monte-Carlo-Suchlaufes für die beiden unterschiedlichen Zeitpunkte bis auf die Leitfähigkeit des Porenwassers die selben sind (Tab. 6.3). Dies liegt an der Sortierung in der jetzigen Version des Monte-Carlo-Suchlaufes, die Kombinationen geringer Parameter-Werte bevorzugt. Der Vergleich



der Modellergebnisse von synthetischen und gemessenen Daten stellt den abschließenden Vergleich B in der Prozesskette der synthetischen Modellierung dar (Abb. 6.4).

Das 4 Phasenmodell gibt sowohl für die Messdaten vom Juli 2012 (Abb. 6.12a), als auch für die synthetischen Daten des Juli-Zustandes (Abb. 6.12b) eine Mächtigkeit der Auftauschicht von 5 m aus. Die synthetischen Daten beschreiben den Übergang von Auftauschicht zur Eisschicht glatter als die Messdaten. Wie erwartet, sinkt der Übergang von Auftauschicht zur Eisschicht im September-Zustand auf eine Tiefe auf ca. 6 - 7 m ab (Abb. 6.13a und Abb. 6.13b). In den Modellergebnissen der synthetischen Daten schwanken die Wassergehalte von 10 - 30%, wobei die Wassergehalte ab Modellmeter 60 in der Auftauschicht zunehmen. Die Spannweite der Wassergehalte ist in den Messdaten wesentlich größer, dort erreichen die Wassergehalte Werte von bis zu 50% am rechten, oberen Modellrand (Abb. 6.12a und Abb. 6.13a). Im Vergleich dazu fällt der Anstieg der Wassergehalte in den Modellergebnissen der synthetischen Daten am rechten, oberen Rand wesentlich geringer aus (Abb. 6.12b und Abb. 6.13b). Eine linienhafte Anomalie bei Modellmeter 80 sticht aus den Messdaten vom Juli 2012 heraus (Abb. 6.12a): Dort befinden sich in 5 - 10 m Tiefe erhöhte Wassergehalte von knapp 40% der verfügbaren Porosität. Ebenfalls interessant ist eine wassergesättigte Struktur bei Modellmeter 100, die in den Ergebnissen des 4 Phasenmodells aus den Messdaten vom September 2013 und einem angenommenen Widerstand des Porenwassers von  $\rho_w=375 \Omega \text{ m}$  auftritt. Fixiert man  $\rho_w$  im 4 Phasenmodell auf  $50 \Omega \text{ m}$ , so verschwindet diese Anomalie (Abb. 6.14). Eine Porenleitfähigkeit von  $50 \Omega \text{ m}$  ist als sehr gering zu erachten, wäre jedoch im unteren Bereich gemessener Leitfähigkeiten an Blockgletschern. Eine Leitfähigkeit von  $375 \Omega \text{ m}$  liegt im Erwartungsbereich der Leitfähigkeit eines Porenwassers in einem Blockgletscher und ist in diesem Falle als eine wahrscheinliche Lösung zulässig. Ein Artefakt in der geoelektrischen Inversion ist an dieser Stelle nicht ausgeschlossen, da sich die wassergesättigte Zone in knapp 5 m Tiefe befindet. In der gleichen Tiefe befindet sich 100 m weiter links im Profil massives Eis, daher sind Zweifel angebracht, ob das 4 Phasenmodell in diesem Bereich korrekte Wassergehalte berechnet, oder ob es sich um ein Artefakt handelt.



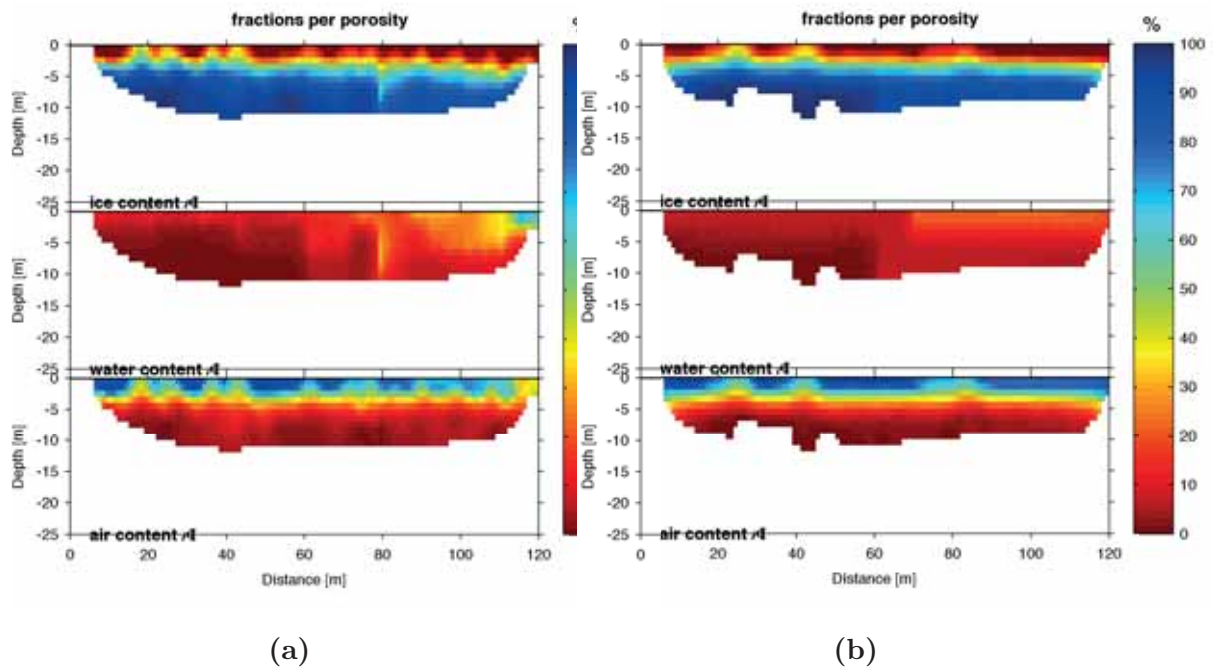


Abb. 6.12.: Ergebnisse des 4 Phasenmodells der a) Messdaten vom Juli 2012 und b) der synthetischen Daten des Juli-Zustands.

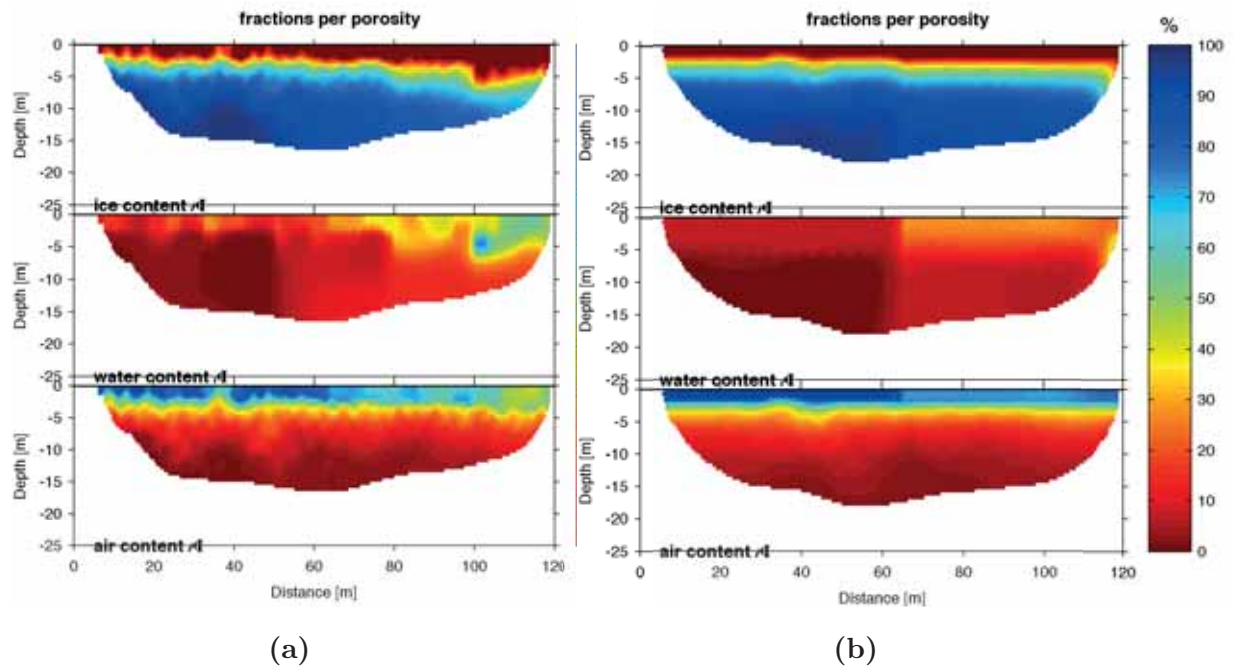


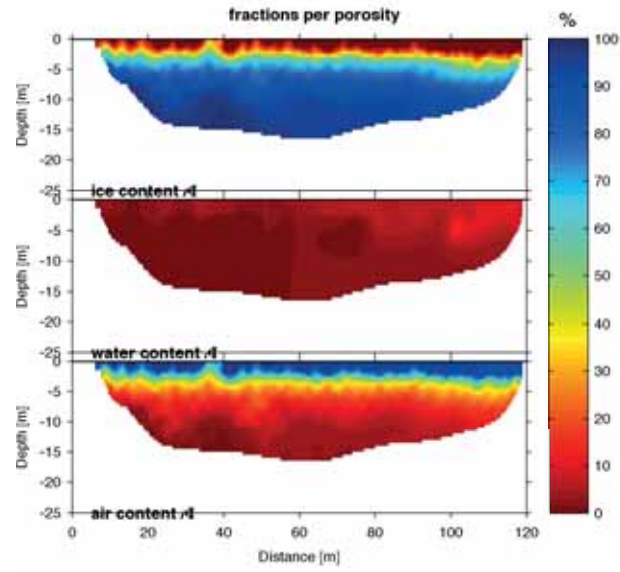
Abb. 6.13.: Ergebnisse des 4 Phasenmodells a) der Messdaten vom September 2013 und b) der synthetischen Daten des September-Ausgangsmodells.

Die Luftgehalte erreichen in den Modellergebnissen beider Zeitpunkte nahe der Erdoberfläche weit über 80% und nehmen bis auf 0% am Permafrostspiegel ab (Abb. 6.12 und Abb. 6.13). Erhöhte Eisanteile befinden sich ab 5 m Tiefe: In Ergebnissen vom September-Zustand nimmt die Tiefe des Übergangs von Auftauschicht zur Eisschicht mit dem Profil kontinuierlich zu und liegt im Schnitt bei 7 m, was sich auch in der Verteilung der Eisgehalte widerspiegelt. Die Eisanteile liegen bei bis zu 60 -100% der verfügbaren Porosität: Dort wo die Eisgehalte 100% der zur Verfügung stehenden Porosität erreichen, wird der Eiskörper vermutet.

**Tabelle 6.3.:** Beste Parameter-Kombination aus 3.000 Iterationen im Monte-Carlo-Lauf für die Ausgangsmodelle des 4 Phasenmodells.

| Zeitpunkt      | m   | n   | a | $\rho_w$ |
|----------------|-----|-----|---|----------|
| Juli 2012      | 1,2 | 1,2 | 1 | 250      |
| September 2013 | 1,2 | 1,2 | 1 | 375      |

Die ermittelten Modellergebnisse liegen im Bereich der Erwartungswerte der Zusammensetzung von Blockgletschern (BARSCH, 1996, S. 73f) und bereits durchgeführter Untersuchungen, die mit Hilfe des 4 Phasenmodells am Murtèl Blockgletscher und am Chastellet-Blockgletscher vorgenommen wurden (SCHNEIDER et al., 2013 und HAUCK & KNEISEL, 2008 und HAUCK, BÖTTCHER & MAURER, 2011). Der Vergleich der Ergebnisse des 4 Phasenmodells zeigt, dass das synthetische Modell sowohl den Juli-, als auch den September-Zustand des Becs-de-Bosson Blockgletscher hinreichend genau abbilden kann. Nun können in die Ausgangsmodelle Fließwege und wasserführende Schichten eingebaut werden, sowie die geophysikalischen Eigenschaften des Untergrundes, wie z.B. die Leitfähigkeit des Porenwassers, variiert werden.



**Abb. 6.14.:** Modellergebnisse der Messdaten vom September 2013 mit auf  $\rho_w=50 \Omega \text{ m}$  festgelegtem spezifischen Widerstand des Porenwassers im 4 Phasenmodell.

## 7. Ergebnisse der synthetischen Modellierung hydrologischer Strukturen

Auf Basis der zuvor erstellten Ausgangsmodelle werden neue Modelle erschaffen, die sich durch zusätzliche hydrologische Strukturen, wie z.B. vertikale oder horizontale präferentielle Fließwege auszeichnen. Im Modellierungszyklus nach KNEISEL, HAUCK ET AL. (2008) stellt dies den direkten Gang von Schritt 3b) zu Schritt 4) dar (Abb. 1.1). Es findet kein direkter Vergleich mit realen Messdaten mehr statt, da die folgenden Daten allesamt synthetischer Natur sind. Mit den synthetischen, geophysikalischen Modellen wird einerseits die Fähigkeit der Messmethoden die jeweiligen hydrologischen Erscheinungen zu erfassen, beleuchtet, als auch die Aussagekraft des 4 Phasenmodells und dessen Abhängigkeit bezüglich der einzelnen Messmethoden betrachtet.

Folgende synthetische Modelle werden aufgesetzt:

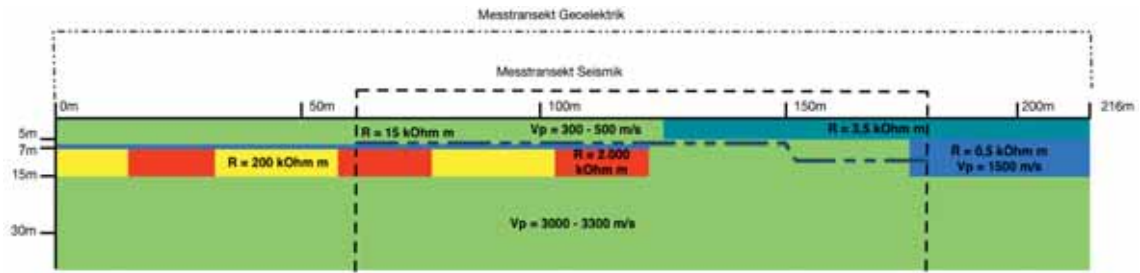
- eine wasserführende Schicht als horizontaler Fließweg auf dem Eiskörper
- vertikale Fließwege durch die Auftauschicht bis an den Eiskörper heran
- eine Kombination aus horizontalen und vertikalen Fließwegen
- ein diagonaler Fließweg

Neben den rein strukturell unterschiedlichen Modellen wird innerhalb der einzelnen Teilmodelle eine Differenzierung durch unterschiedliche Leitfähigkeiten des Porenwassers vorgenommen. Ein Vergleich der beiden angewandten geoelektrischen Messgeometrien am Becs-de-Bosson Blockgletscher sowie eine Betrachtung weiterer möglicher Messgeometrien wird im Einzelfall vorgenommen. Für alle synthetischen Modelle wird das September-Ausgangsmodell genutzt, da sich die synthetischen Ausgangsmodelle des Juli- und des September-Zustandes nur in Details unterscheiden

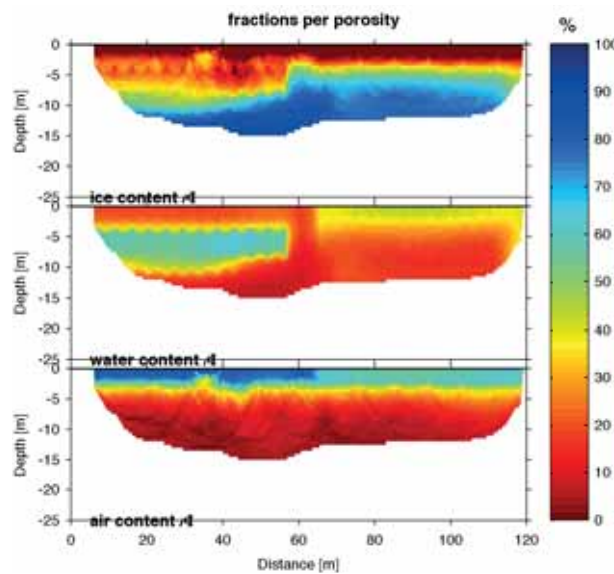
und eine Differenzierung zwischen den Zuständen kaum sinnvoll erscheint. Im Anhang A.2 können alle geophysikalischen Modelle, sowie die daraus resultierende Tomogramme für Geoelektrik und Seismik eingesehen werden.

## 7.1. Fall I: Wasserführende Schicht auf Eiskörper

Um herauszufinden, ob das 4 Phasenmodell mit den bestehenden Messaufbau für Geoelektrik und Seismik auf dem Becs-de-Bosson Blockgletscher wasserführende Schichten auf einem Eiskörper entdecken kann, wird zunächst eine 1,5 m dicke wasserführende Schicht auf den Eiskörper gesetzt. Diese hat einen Widerstand von 500  $\Omega$  m und eine seismische Geschwindigkeit von  $1.500 \text{ m s}^{-1}$  (Abb. 7.1). Für die Geoelektrik werden die Messgeometrien Wenner und Schlumberger gewählt. Die Inversion der geoelektrischen Messdaten wird mit einem erweiterten Modell und einer robusten Inversionsmethode durchgeführt (Abb. A.3c und Abb. A.3b). Die seismischen Daten werden durch Raytracing in Laufzeiten übersetzt und mit dem Gradienten-Startmodell invertiert (Abb. A.6a). Die so erzeugten Eingabedaten werden im 4 Phasenmodell in Wassergehalte übersetzt. Um die optimale Wahl der freien Parameter  $a, m, n$  und  $\rho_w$  zu garantieren, iteriert das 4 Phasenmodell in einem Monte-Carlo-Verfahren mit 3.000 Schritten über das zuvor definierte Wertespektrum. Die gewählten Parameter des besten Suchlaufs, d.h. der Lauf mit den wenigsten Zellen ohne physikalische Lösung, werden erneut an das 4 Phasenmodell übergeben. Die in diesem Modelllauf errechneten Wassergehalte werden mit den Wassergehalten vom September-Zustand verglichen, um zusätzliche erfasste Wassergehalte besser zu visualisieren.



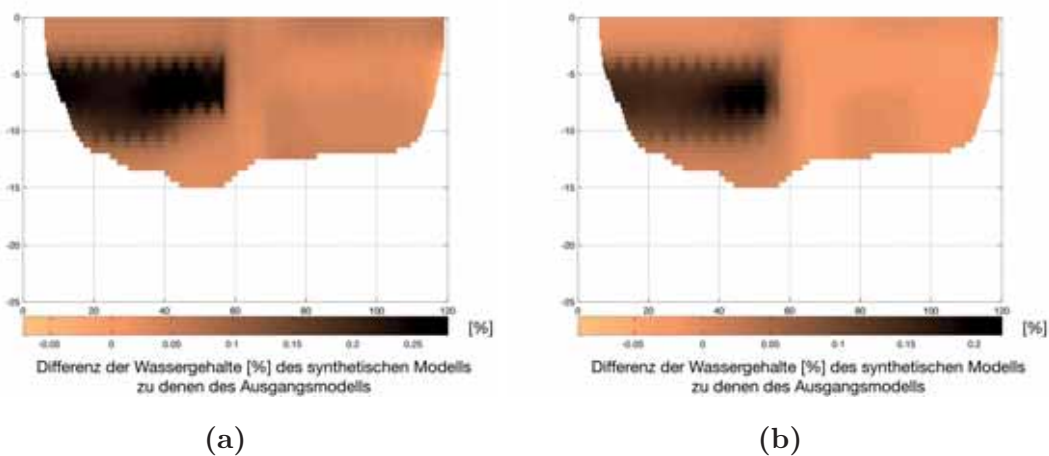
**Abb. 7.1.:** Geophysikalisches Ausgangsmodell mit 1,5 m dicker, wasserführender Schicht am Übergang zwischen Auftauschicht und Eiskörper.



**Abb. 7.2.:** Modellergebnisse des 4 Phasenmodells vom Modell mit einer Dicke der wasserführenden Schicht von 1,5 m. Die wasserführende Schicht zeigt sich in den Wassergehalten mit Werten von knapp 50 - 60%, wobei die Ausdehnung auf knapp das dreifache ihrer initialen Größe vergrößert wird (Schlumberger).

Der Vergleich der Wassergehalte des synthetischen Modells mit der wasserführenden Schicht auf dem Eiskörper und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells zeigt, dass das Modell im Bereich der wassergesättigten Schicht (Modellmeter 20 - 40 in einer Tiefe von 5 m) erhöhte Wassergehalte findet (Abb. 7.2). Die jeweils besten Modellläufe des 4 Phasenmodells (je einer für eine Schlumberger und eine Wenner Messung) ergeben eine Erhöhung des Wassergehaltes um ca. 25 % pro Modellzelle (Abb. 7.3a und 7.3b). Insgesamt erreichen die vom 4 Phasenmodell berechneten Wassergehalte bis zu 60% des verfügbaren Porenvolumens (Abb. 7.2).

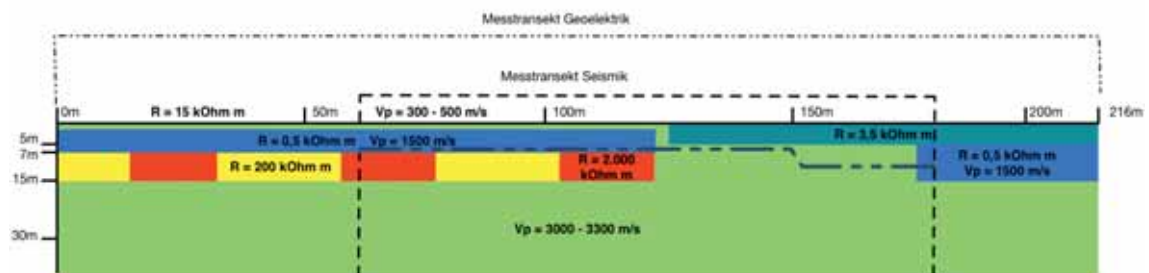
Die erhöhten Wasseranteile sind jedoch nicht trennscharf auf den Bereich reduziert, in dem im synthetischen Modell die wasserführende Schicht definiert wurde (Abb. 7.1). Die Ausdehnung der wasserführenden Schicht wird in den Modellergebnis auf mehr als 5 m geschätzt. Die Wahl der Messgeometrie hat keinen deutlichen Einfluss auf die erfasste Struktur in den Ergebnissen des 4 Phasenmodells: Sowohl eine Schlumberger (Abb 7.3a) als auch eine Wenner-Messung (Abb 7.3b) lassen die wassergesättigte Schicht auf das mehr als vierfache ihrer ursprünglichen Mächtigkeit anschwellen. Die horizontalen Grenzen der wassergesättigten Schicht lassen sich hingegen aus beiden Modellläufen herauslesen. Die berechneten Wassergehalte in den einzelnen Messungen unterscheiden sich geringfügig. Die Messung mit Wenner-Einstellung stellt einen Anstieg der Wassergehalte von 25% (Abb. 7.3b) fest, wohingegen die Schlumberger-Messung lediglich einen Anstieg von 20% im Vergleich zu den Wassergehalten des Ausgangsmodells erkennt (Abb. 7.3a).



**Abb. 7.3.:** Vergleich der Wassergehalte aus dem synthetischen Modell mit wasserführender Schicht mit den Wassergehalten des Ausgangsmodells. Sowohl Schlumberger- a), als auch Wenner-Geometrie b) weisen erhöhte Wassergehalte im Vergleich zum Ausgangsmodell im Bereich der wasserführenden Schicht aus, die jedoch von 1,5 m auf das dreifache ihrer Größe angeschwollen ist.



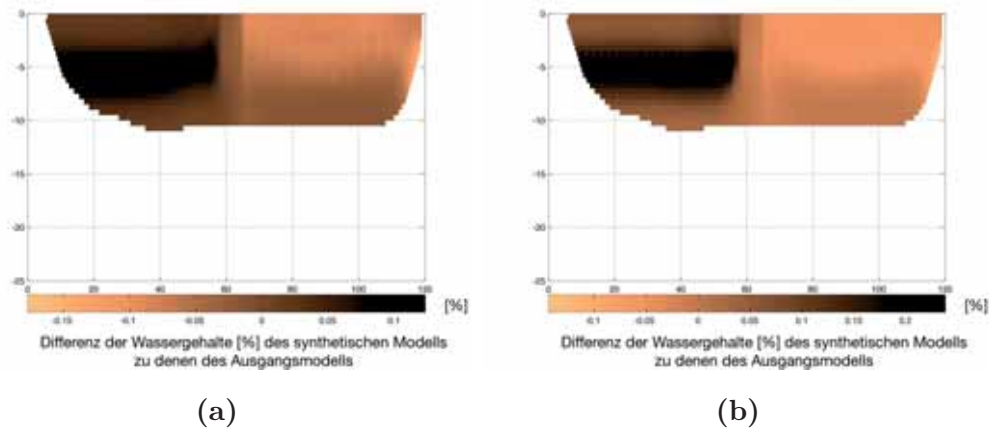
In einem zweiten Modellschritt wird die Dicke der wassergeättigten Schicht von 1,5 m auf 4,5 m erhöht, um eine verbesserte Erkennung durch die Seismik zu erreichen, da die dünnere Schicht für einen Messaufbau mit einem Abstand von 4,5 m zwischen den Geophonen zu geringmächtig sein könnte (Abb. 7.4). Wie zuvor werden aus den synthetischen Modellen künstliche Messdaten erzeugt (Abb. A.7b - A.7d) und durch das 4 Phasenmodell in Wassergehalte umgerechnet. Die Wassergehalte des, über einen Monte-Carlo-Suchlauf mit 3.000 Iterationen bestimmten, besten Modelllaufs des 4 Phasenmodells werden mit den Wassergehalten des September-Zustandes verglichen.



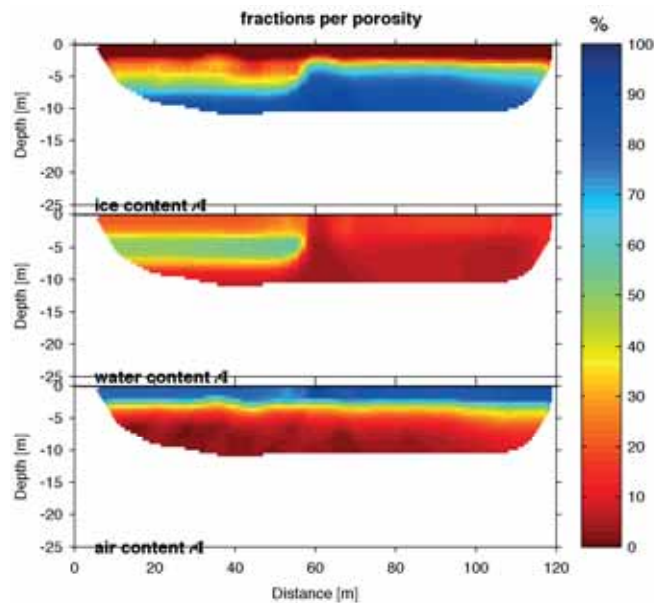
**Abb. 7.4.:** Geophysikalisches Modell der auf 4,5m vergrößerten wasserführenden Schicht auf dem Eiskern.

Die vergrößerte Schicht wird von beiden Messmethoden in ihrer vertikalen, als auch horizontalen Ausdehnung aufgelöst (Abb. 7.5a und Abb. 7.5b). Interessant ist, dass eine größere wasserführende Schicht im Modell geringmächtiger erscheint, als die zuvor eingesetzte dünnere Schicht. Die zusätzlichen Wassergehalte im Vergleich zum Ausgangsmodell erreichen in der Schlumberger-Messung 10%, in der Wenner-Messung Werte ca. 20%. Für das Modell der 4,5 m mächtigen wasserführenden Schicht errechnet das 4 Phasenmodell Wassergehalte von 50% des verfügbaren Porenraums (Abb. 7.6).





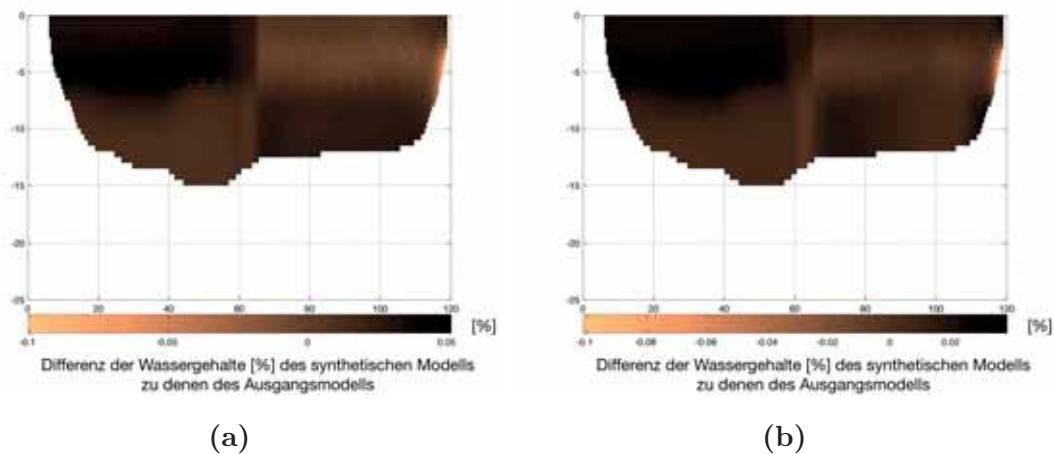
**Abb. 7.5.:** Vergleich der Wassergehalte des Modells mit auf 4,5 m vergrößerter wasserführende Schicht (mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie gemessen) und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells.



**Abb. 7.6.:** Ergebnisse des 4 Phasenmodells für das Modell der vergrößerten wasserführenden Schicht auf dem Eiskörper (Wenner Geoelektrik). Deutlich zu erkennen ist die wasserleitende Schicht mit Wassergehalten von 50% bis Modellmeter 60 in 5 m Tiefe.

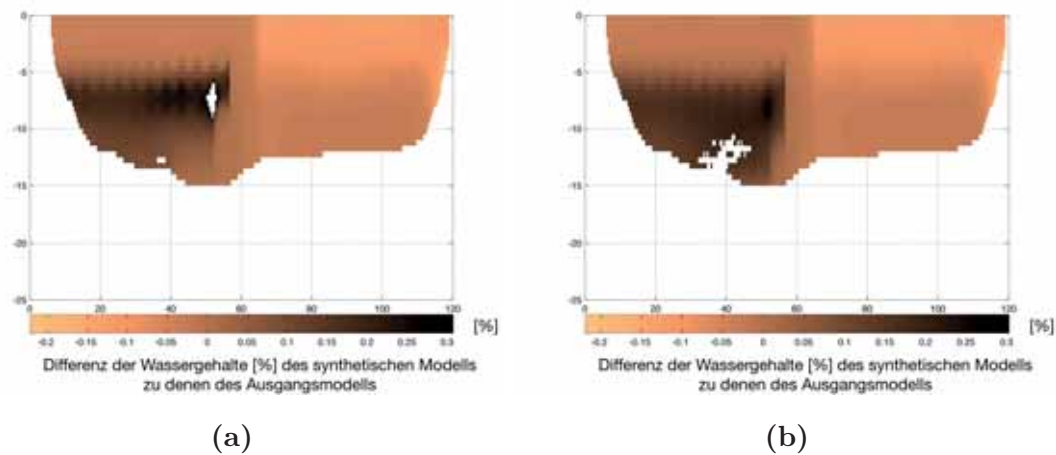
Nachdem eine mächtigere, wenngleich unrealistisch dicke, wasserführende Schicht auf dem Eiskern erkannt wird, soll eine Anpassung der physikalischen Eigenschaf-

ten der Schicht in den synthetischen Daten die Erkennung der geringmächtigeren Struktur verbessern. Dazu wird der spezifische Widerstand in der 1,5 m dicken, wasserführenden Schicht auf 1.000  $\Omega\text{m}$  erhöht und durch Inversionen in synthetische Daten übersetzt (Abb. A.4a - A.4b). Das 4 Phasenmodell erkennt einen geringen Anstieg des Wassergehaltes von ca. 5% in der Auftauschicht (Abb. 7.7a und Abb. 7.7b). Bei einer Erhöhung des Widerstandes der wassergesättigten Schicht auf 1.000  $\Omega\text{m}$  im synthetischen, geoelektrischen Modell kann das 4 Phasenmodell ohne Anpassung des Wertebereichs des Monte-Carlo-Suchlaufs (der sich weiterhin zwischen 50 - 500  $\Omega\text{m}$  befindet) nur um 2 - 5% erhöhte Wassergehalte im Bereich der eingesetzten wasserleitenden Schicht finden.



**Abb. 7.7.:** Vergleich der Wassergehalte des Modells einer geringmächtigeren wasserleitenden Schicht und auf 1.000  $\Omega\text{m}$  vergrößertem Widerstand des Porenwassers (jeweils mit einer a) Schlumberger- und einer b) Wenner-Geometrie erfasst) und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells.

Verringert man den Widerstand des Porenwassers im synthetischen Modell auf nur noch 50  $\Omega\text{m}$  (Abb. A.5a - A.5b), werden zusätzliche Wassergehalte von bis zu 30% vom Modell berechnet (Abb. 7.8a und 7.8b). Durch die massive Reduktion des Widerstandes findet das 4 Phasenmodell im Modelllauf mit den Wenner-Messdaten keine physikalischen Lösungen und gibt Fehlwerte aus (Abb. 7.8b). Die 1,5 m mächtige wasserführende Schicht wird durch diese Maßnahme nicht besser erkannt.



**Abb. 7.8.:** Vergleich der Wassergehalte des Modells mit wasserführender Schicht und auf 50  $\Omega$  m verringertem Widerstand des Porenwassers mit einer a) Schlumberger- und einer b) Wenner-Geoelektrik gemessen und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells.

## 7.2. Fall II: Vertikale Fließwege

Nachdem horizontale Fließwege auf dem Eiskörper nicht im vollen Ausmaß erkennbar sind, wird nun versucht vertikale Fließsysteme zu identifizieren. Dafür werden drei vertikal verlaufende Fließwege in das synthetische Ausgangsmodell eingebaut. Jeder der drei Fließwege hat einen spezifischen Widerstand von 500  $\Omega$  m und eine P-Wellengeschwindigkeit von 1.500  $\text{m s}^{-1}$  und ist als wassergesättigt zu betrachten. Die Fließwege an den Modellemetern 25, 60 und 80 erstrecken sich bis an den Eiskörper heran und weisen im ersten Modelllauf eine Dicke von 4,5 m auf (Abb. 7.9). Die synthetischen, geophysikalischen Daten werden invertiert (Abb. A.8a - A.8d) und an das 4 Phasenmodell übergeben. Wie schon in Fall I werden die freien Parameter des 4 Phasenmodells über einen Monte-Carlo-Suchlauf mit 3.000 Iterationen bestimmt. Die Wassergehalte des besten Laufes werden mit den Wassergehalten des Ausgangsmodells vom September verglichen.

Die Ergebnisse des 4 Phasenmodells zeigen erhöhte Wassergehalte von mehr als 50% des verfügbaren Porenraums in der Schlumberger-Messung 5 m tiefer als die

Stellen, an denen die Fließwege im synthetischen Modell definiert wurden (Abb. 7.10). Ihre Tiefenerstreckung zeigt sich in beiden geoelektrischen Messungen nicht deutlich (Abb. 7.11a und Abb. 7.11b). Die Fließwege werden durch eine Art Verwaschungseffekt in eine Tiefe von ca. 10 m vergrößert. In der Auftauschicht zeigen die Fließwege bei Profilmeter 20 und 80 keine erhöhten Wassergehalte. Im Gegensatz zum Modelllauf auf Basis der Wenner-Geoelektrik (Abb. 7.11b) schafft es die Schlumberger-Geoelektrik (Abb. 7.11a) die horizontale Ausbreitung der Fließwege genau wiederzugeben. Die Fließwege in der Wenner-Messung erscheinen im Modell zu geringmächtig. Zudem erfahren die Wassergehalte im Bereich der Fließwege (in der Wenner-Messung) im Schnitt 5% geringere Steigerungen im Vergleich zu den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells als in den Schlumberger-Messungen. Beide geoelektrischen Messungen versagen bei der Erkennung der Ausmaße des vertikalen Fließweges bei Modellmeter 60.

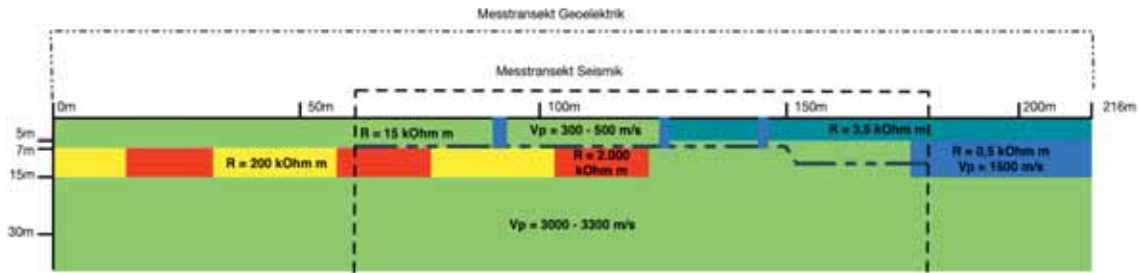


Abb. 7.9.: Geophysikalisches Modell mit 4,5 m mächtigen vertikalen Fließwegen.

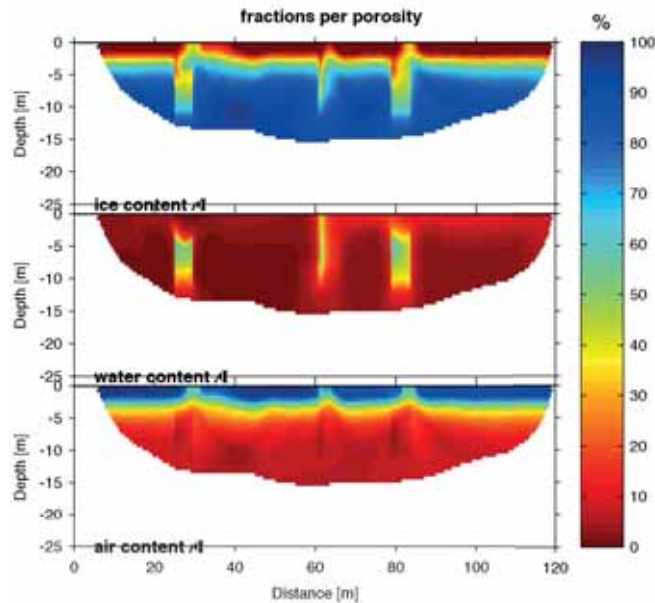


Abb. 7.10.: Modellergebnisse des 4 Phasenmodells für das synthetische Modell mit 4,5 m mächtigen vertikalen Fließwegen. Die Geoelektrik wurde mit einer Schlumberger-Einstellung gemessen. Deutlich zu erkennen sind wassergesättigte vertikale Strukturen mit Wassergehalten von mehr als 50%.

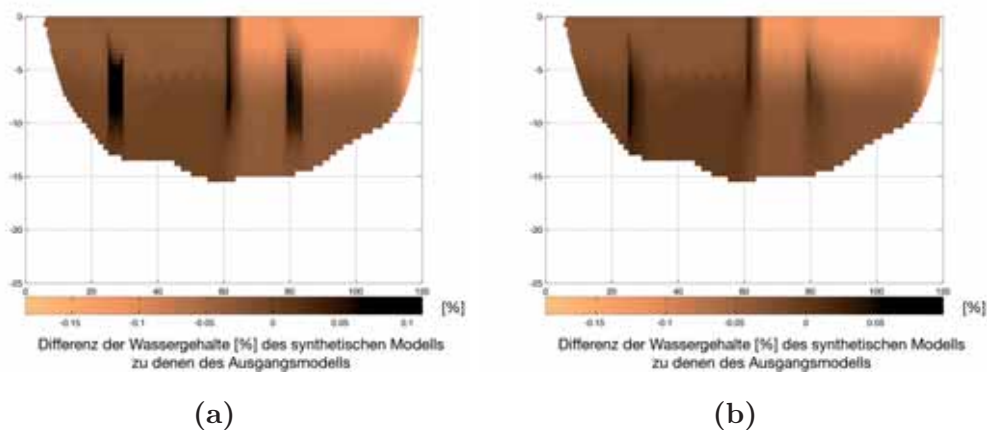


Abb. 7.11.: Vergleich der Wassergehalte des Modells mit 4,5 m mächtigen vertikalen Fließwegen ( mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie erfasst) und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells.

Da Fließwege mit einer Dicke von 4,5 m als eher unrealistisch einzustufen sind, werden die Durchmesser der Fließpfade auf 1,15 m verringert (Abb. 7.12 sowie Abb. A.9b - A.9f). Bei einem Geophon-Abstand von 4,5 m, der im synthetischen Modell der Geoelektrik noch einmal in vier Untereinheiten geteilt wird, stellt diese Bereite in den Modellen (für den am Becs-de-Bosson bestehenden Messaufbau) die kleinste Breite für eine Struktur dar. Es zeigt sich, dass beide Modellläufe für die verschiedenen Geoelektriken erhöhte Wassergehalte berechnen. Nur die Schlumberger-Messung (Abb. 7.14a) ist in der Lage die kleinräumigeren Strukturen passend wiederzugeben. Interessanterweise werden ab Profilmeter 60 erhöhte Wassergehalte in der Auftauschicht angezeigt. Das 4 Phasenmodell mit Schlumberger-Geoelektrik zeigt insgesamt Wassergehalte von bis zu 50% des verfügbaren Porenraums in den vertikalen Fließweg bei Modellmeter 25, 60 und 80 (Abb. 7.13).

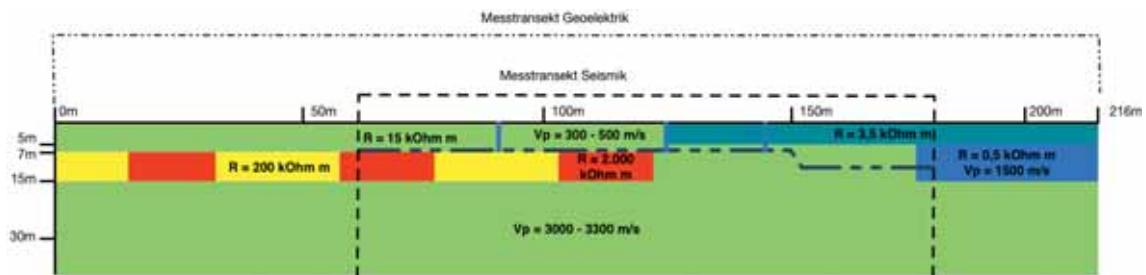


Abb. 7.12.: Geophysikalisches Modell der auf 1,15 m Breite verjüngten vertikalen Fließwege.

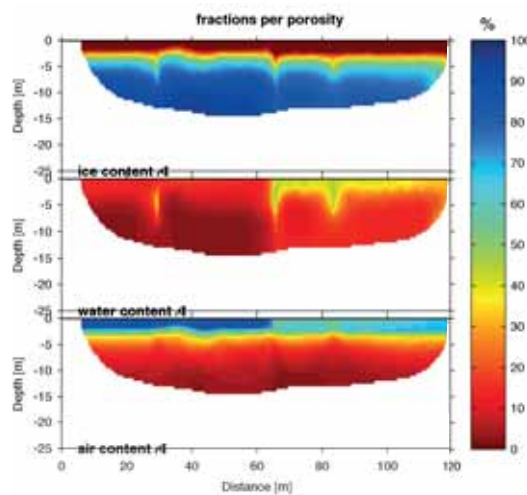
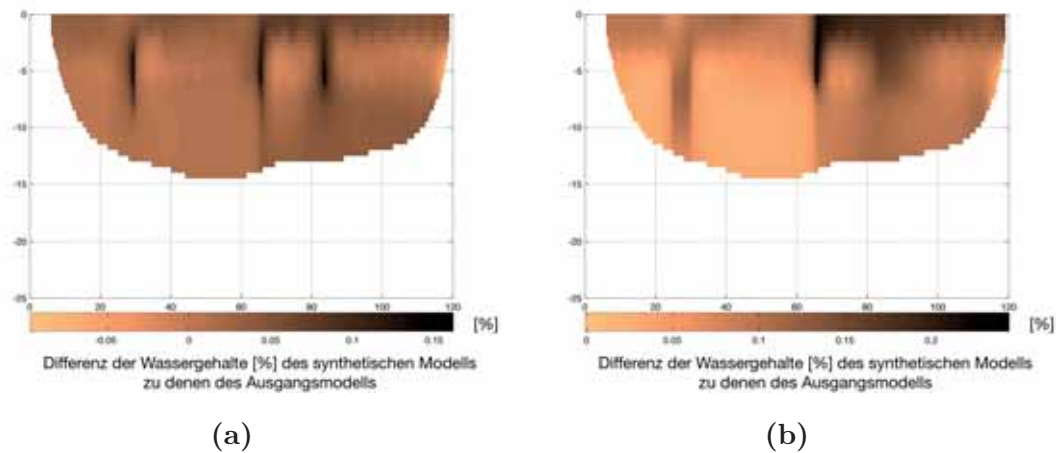


Abb. 7.13.: Modellergebnisse der 1,15 m dicken vertikalen Fließwege. Erhöhte Wassergehalte von bis zu 50% zeigen die vertikalen Fließwege bis in eine Tiefe von 10m in einer Schlumberger-Geoelektrik.

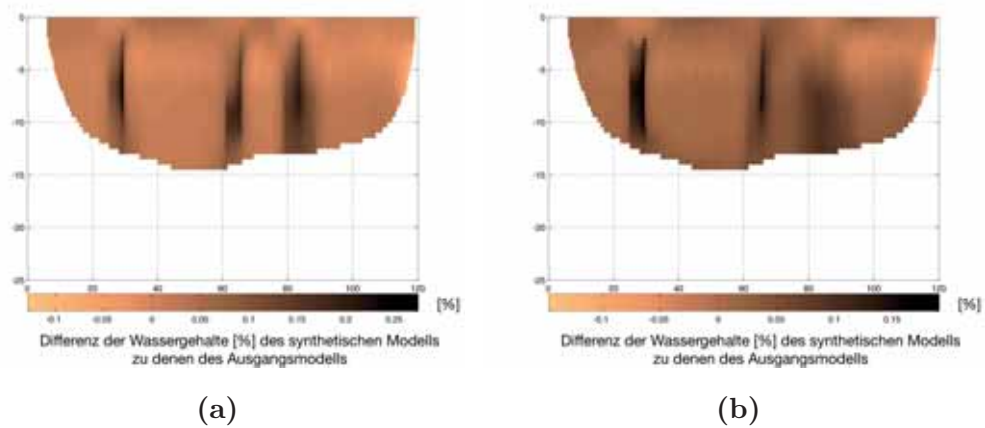
Die Schlumberger-Messung (Abb. 7.14a) erfasst zwar nur Wassergehaltssteigerungen von 15% im Vergleich zum Ausgangsmodell, aber die Fließstrukturen kommen wesentlich besser zum Vorschein, als in der Wenner-Geoelektrik (Abb. 7.14b). Diese erreicht Wassergehaltssteigerungen von bis zu 20%, allerdings nur für den Fließweg bis Modellmeter 60. Die Fließwege bei Modellmeter 25 und 80 verwaschen und sind nicht klar differenzierbar.



**Abb. 7.14.:** Zusätzliche Wassergehalte in vertikalen und auf 1,15 m Mächtigkeit verkleinerten Fließwegen (mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie erfasst) im Vergleich mit Wassergehalten des September-Ausgangsmodells.

Eine Reduktion der Widerstände in den vertikalen Fließwegen im synthetischen Modell auf 50  $\Omega$  m erhöht in der Schlumberger-Messung die zusätzlich erkannten Wassergehalte (Abb. 7.15a). Die 1,15 m mächtigen Fließwege bei Modellmeter 60 und 80 fransen seitlich aus und zeigen keine deutliche Struktur mehr. Die Reduktion des Widerstandes des Porenwassers führt in der Wenner-Messung zu einem vermehrten Ausbreitung der Fließwege (Abb. 7.15b). Klar abzugrenzende Strukturen lassen sich kaum mehr erkennen, besonders der Fließweg bei Modellmeter 80 verschwindet völlig in einem Plume aus erhöhten Wassergehalten. Die zusätzlich erkannten Wassergehalte in den Fließstrukturen erreichen 15%. Wie schon im ersten Modelllauf sind in der Auftauschicht keine erhöhten Wassergehalte festzustellen.

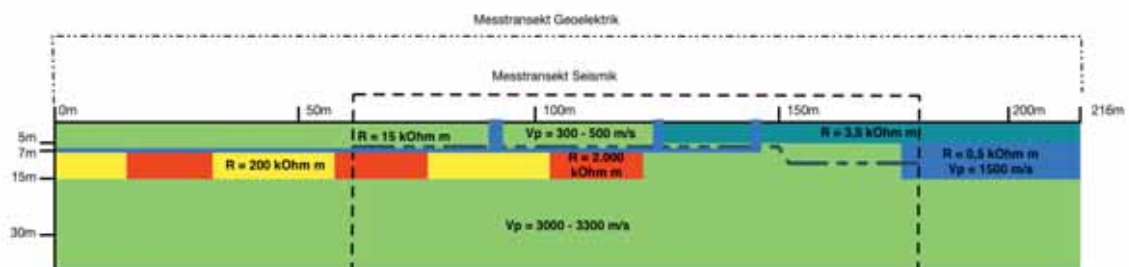




**Abb. 7.15.:** Vergleich der Wassergehalte des Modells mit 1,15 m breiten vertikalen Fließwegen mit auf 50  $\Omega$ m reduzierten Widerständen des Porenwassers in der a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie erfasst und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells.

### 7.3. Fall III: Kombination aus horizontalen und vertikalen Fließwegen

Nach den Erfahrungen aus Fall I und Fall II wird mit Fall III eine Kombination aus vertikalen und horizontalen Fließwegen im Modell nachgestellt. Der horizontale Fließweg verläuft direkt auf des Eiskörpers mit einer Dicke von 1,5 m in einer Tiefe von knapp 7 m in der Übergangszone von der Auftauschicht zur Eisschicht. Die vertikalen Fließwege weisen eine Dicke von 4,5 m auf. Die spezifischen Widerstände des Porenwassers im wassergesättigten Sediment wird bei 500  $\Omega$ m belassen, sowie die entsprechende P-Wellengeschwindigkeit von 1.500  $\text{m s}^{-1}$  gewählt.

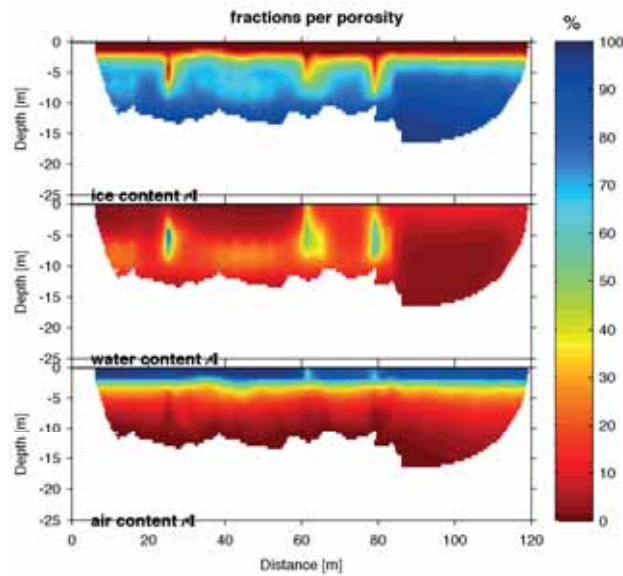


**Abb. 7.16.:** Geophysikalisches Modell der horizontalen und vertikalen Fließwege.

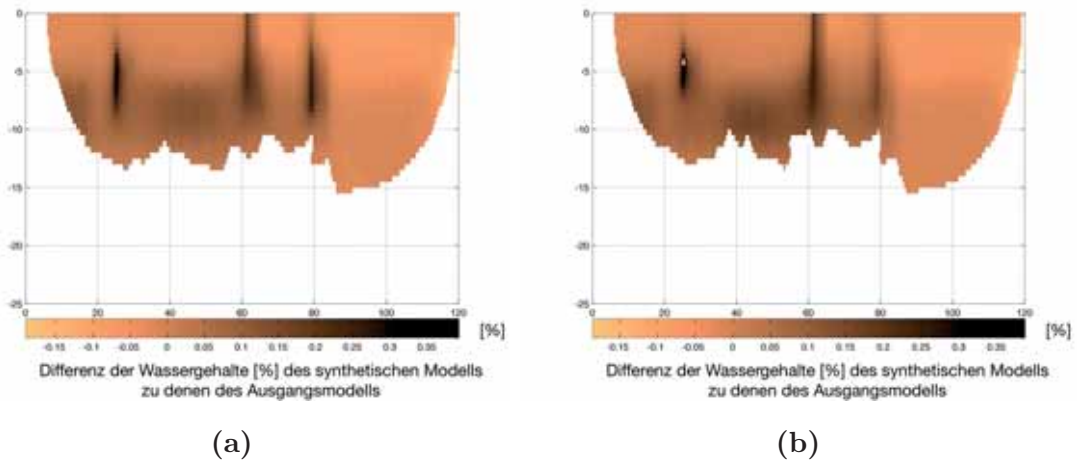


Die aus den synthetischen Modellen erzeugten Messdaten werden mit den Standard Einstellungen invertiert (Abb. A.10b - A.10d) und an das 4 Phasenmodell übergeben. Ein Monte-Carlo-Lauf über 3.000 Iterationen wählt die beste Parameter-Kombination für  $a, m, n$  und  $\rho_w$  aus dem zuvor festgelegten Wertebereich und den dazugehörigen besten Lauf des 4 Phasenmodells aus. In den Ergebnissen kommen die Strukturen nur unterschiedlich gut hervor: Vertikale Strukturen weisen Wassergehalte von  $> 50\%$  auf, der horizontale Fließweg kommt auf Werte von knapp über  $30\%$  (Abb. 7.17). Die Betrachtung der zusätzlichen Wassergehalte gegenüber denen des September-Ausgangsmodells bestätigt das Bild, das sich bereits in den vorherigen Fällen abgezeichnet hat: Die vertikalen Fließwege kommen deutlich heraus, wohingegen die horizontalen geringmächtigen Fließwege nicht eindeutig definierbar sind (Abb. 7.18a und 7.18b). Des Weiteren ist die Schlumberger-Anordnung besser in der Lage die vertikalen Strukturen herauszuarbeiten, wobei die Strukturen in dieser Wenner-Messung nicht so stark verwaschen, wie in der Wenner-Messung der vertikalen Fließwege (Abb. 7.14b). Beide Einstellungen, sowohl Wenner als auch Schlumberger, versagen jedoch bei der Bemessung der vertikalen Ausdehnung der horizontalen wasserleitenden Schicht. Es wird lediglich ein Bereich mit erhöhten Wassergehalten vom 4 Phasenmodell ausgegeben, der in der Nähe der wasserführenden Schicht liegt. Eine genaue Abgrenzung bezüglich ihrer Mächtigkeit lässt sich nicht tätigen. Eine ungefähre Tiefenabschätzung der horizontalen Schicht ist trotz der mangelnden vertikalen Auflösung der Struktur durch die geoelektrische Inversion möglich. Beide geoelektrische Messprofile schätzen die Tiefe der wasserführenden Schicht zwischen 5 und 10 m. Die Wassergehalte im zur Verfügung stehenden Porenraum werden in beiden Messgeometrien mit knapp  $35 - 70\%$  in den vertikalen Strukturen angegeben und erreichen in den horizontalen Strukturen weniger als  $25\%$ .

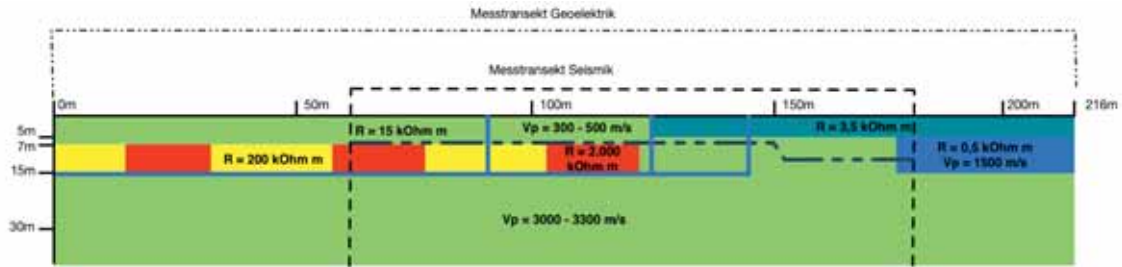
Verlegt man die die horizontale wasserleitende Schicht unter den Eiskörper in eine Tiefe von etwa 15 m (Abb. 7.19 sowie Abb. A.11b - A.11f), so ist diese kaum mehr im besten Modelllauf erkennbar (Abb. 7.20). Die vertikalen Fließwege werden mit Wassergehalten von  $25 - 50\%$  erkannt, wohingegen der horizontale Fließweg nicht zu erkennen ist. Der Unterschied zu den Wassergehalten aus dem Ausgangsmodell



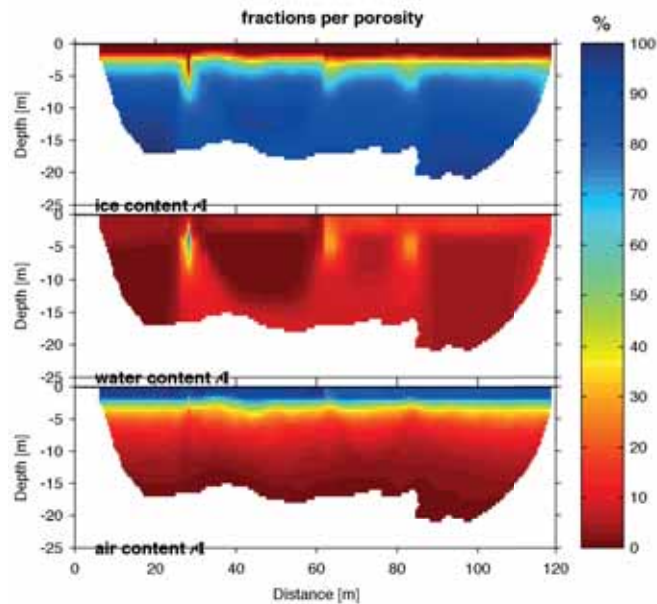
**Abb. 7.17.:** Modellergebnisse des 4 Phasenmodells für vertikale und horizontale Fließwege. Die vertikalen Strukturen kommen in den Wassergehalten mit Werten  $> 50\%$  (in der Schlumberger-Messung) klar heraus, während die horizontalen Strukturen mit nur geringen Wassergehalten von 25 - 35% auftreten.



**Abb. 7.18.:** Zusätzliche Wassergehalte in horizontalen und vertikalen Fließwegen (mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie gemessen) im Vergleich zu den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells.

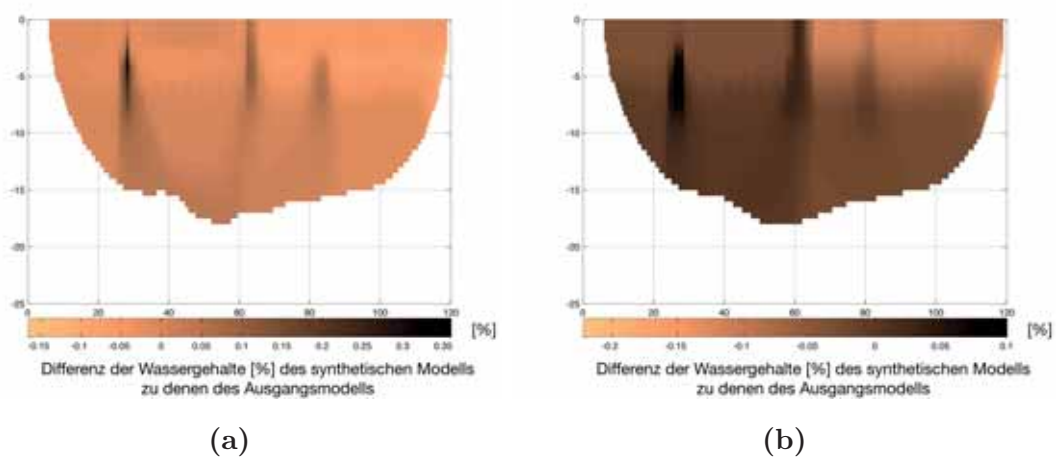


**Abb. 7.19.:** Verteilung geophysikalischer Parameter für ein synthetisches Modell mit vertikalen Fließwegen und einer wasserführenden Schicht unter dem Eiskern.



**Abb. 7.20.:** Ergebnisse des 4 Phasenmodells für ein synthetisches Modell mit geringmächtigen vertikalen Fließwegen und einem horizontalen Fließweg unterhalb des Eiskörpers (Schlumberger). Die vertikalen Fließwege kommen in den berechneten Wassergehalten des 4 Phasenmodells heraus und erreichen dabei Wassergehalte von bis zu 50%. Horizontale Strukturen hingegen sind nur schwach erkennbar und weisen Wassergehalte von unter 35% auf.

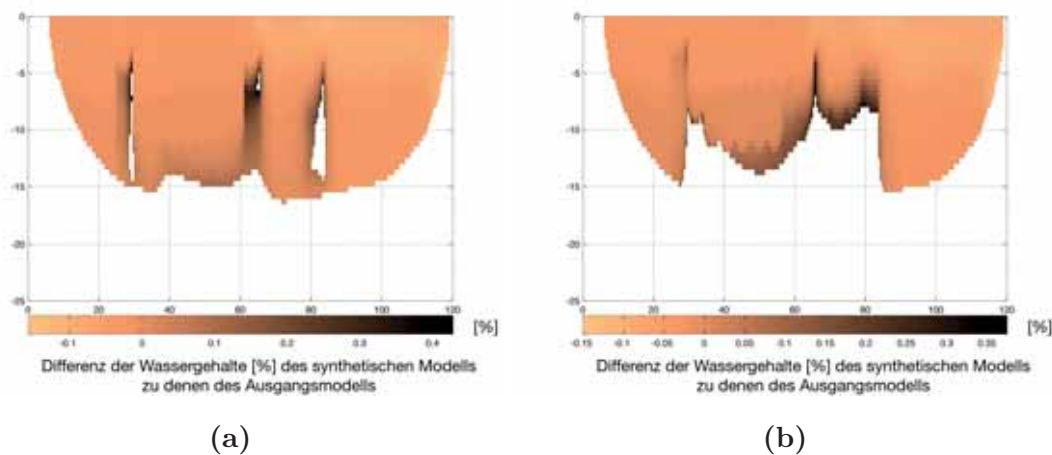
beträgt in der horizontalen Schicht weniger als 10% und die absoluten Wassergehalte sind mit unter 20% der verfügbaren Porosität gering (Abb. 7.21a und 7.21b). Die auf 1,15 m Durchmesser verkleinerten Fließwege durch den Eiskörper erscheinen bis zu einer Tiefe von knapp 10 m mit um 5% erhöhten Wassergehalten im Vergleich zu den Wassergehalten des Ausgangsmodells. In der Wenner-Messung blähen sich die vertikalen Komponenten des Fließsystems auf das dreifache ihrer ursprünglichen Breite auf und erreichen zusätzliche Wassergehalte von knapp  $> 10\%$ , verlieren jedoch ihre Struktur ab einer Tiefe von mehr als 10 m. Im Ansatz sind die Fließwege im und unter dem Eiskörper in der Schlumberger-Messung zu erkennen, weisen dort jedoch nur zusätzliche Wassergehalte von ca. 5% auf (Abb. 7.21a).



**Abb. 7.21.:** Zusätzliche Wassergehalte in vertikalen Fließwegen und in einer wasserführenden Schicht unter dem Eiskörper (durch a) eine Schlumberger- und b) eine Wenner-Messgeometrie erfasst) im Vergleich mit den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells.

Erhöht man die Leitfähigkeit des Wassers und senkt damit dessen Widerstandswert auf  $50 \Omega \text{ m}$  im synthetischen Modell ab (Abb. A.11d - A.11e), so treten in beiden geoelektrischen Messungen Strukturen der horizontalen wasserführenden Schicht unter dem Eiskörper auf (Abb. 7.22a und 7.22b). Diese erreichen Zugewinne des Wassergehalts von bis zu 40% im Vergleich zu den Wassergehalten des Ausgangsmodells. Es kommt jedoch vermehrt dazu, dass für einzelne Zellen keine physikalische Lösung gefunden werden können. Im Vergleich zu den Ergebnissen ohne reduzierte

Widerstände des Porenwassers im synthetischen Modell können mit Widerstandswerten von  $50 \Omega\text{m}$  die vertikalen Komponenten auch innerhalb des Eiskörpers in ihrer vollen vertikalen Ausdehnung bis in eine Tiefe von 15 m bestimmt werden. Die Lage der horizontalen, wasserführenden Schicht wird in der Schlumberger-Messung mit einer Tiefe von 15 m genau wiedergegeben. Zwischen den Modellmetern 25 und 60 deutet sich ein horizontaler Film an, zwischen den Modellmetern 60 - 80 hingegen nicht. Die Wenner-Messung lokalisiert die wasserführende Schicht unter dem Eiskörper in einer Tiefe von ca. 10 m und weist damit eine Differenz zum Ausgangsmodell von 5 m auf. Die Zuwächse der Wassergehalte erreichen in beiden geoelektrischen Messungen Werte von bis zu 40% (Abb. 7.22a und Abb. 7.22b). Interessant ist hier, dass in der Auftauschicht keine erhöhten Wassergehalte festgestellt werden.



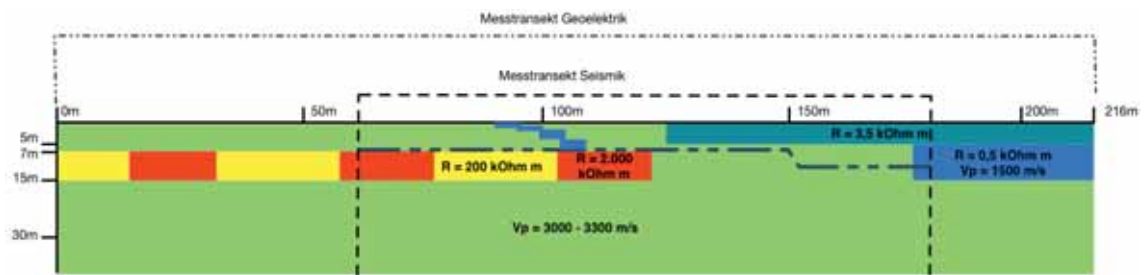
**Abb. 7.22.:** Vergleich zwischen Wassergehalten in horizontalen und vertikalen Fließwegen unter dem Eiskörper mit einem auf  $50\Omega\text{m}$  reduzierten Widerstand des Porenwassers in den synthetischen Modellen (jeweils mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie gemessen) und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells.

## 7.4. Fall IV: Diagonale Fließwege

Nachdem bereits eine Kombination von horizontalen und vertikalen Fließwegen ausprobiert wurde, wird für Fall IV ein diagonaler Fließweg bei Profilmeter 90 (Modellmeter 30) eingesetzt. Die Leitfähigkeiten und die P-Wellengeschwindigkeiten werden

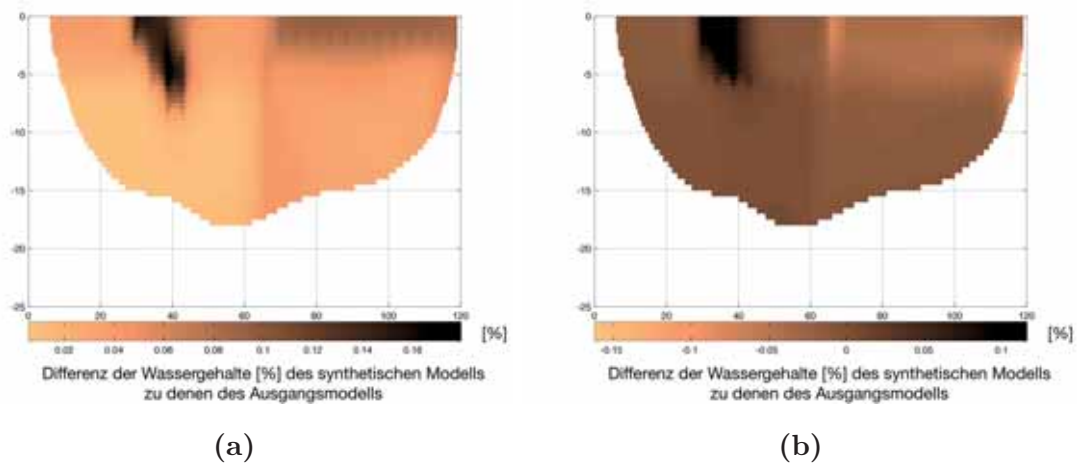
bei den Standard-Werten für wassergesättigte Strukturen belassen und invertiert (Abb. 7.23 sowie A.12b - A.12d). Der Vergleich der Wassergehalte erfolgt erneut gegen die Wassergehalte aus dem September-Ausgangsmodell.

Mit der Schlumberger-Messung (Abb. 7.24a) lässt sich die Struktur des knapp 10 m breiten diagonalen Fließweges gut erkennen. Auch das Ende des Fließweges auf dem Eiskörper bei etwa 5 - 6 m lässt sich aus den veränderten Wassergehalten des Modells ablesen. Die Wenner-Konfiguration ist nicht in der Lage die diagonale Fließstruktur fein genug aufzulösen (Abb. 7.24b). Die zusätzlich erfassten Wassergehalte schwanken in der Struktur um 15% und erreichen zusammen mit dem Werten aus dem Ausgangsmodell insgesamt Wassergehalte von knapp 40 - 50% des verfügbaren Porenvolumens.

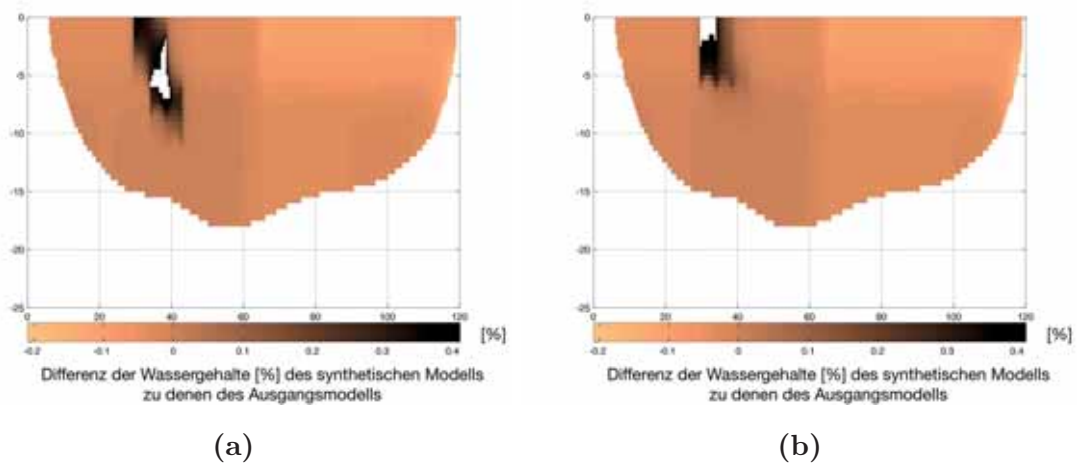


**Abb. 7.23.:** Geophysikalisches Modell mit einem diagonalen Fließweg.

Der Widerstand des Porenwassers im Sediment des diagonalen Fließweges wird im synthetischen, geoelektrischen Modell auf  $50 \Omega \text{ m}$  gesenkt (Abb. A.13a - A.13b), um einen größeren Kontrast zu den umgebenden Widerständen zu erzeugen. Es zeigt sich jedoch für beide Messungen, dass die Form der Struktur nicht besser herauskommt (Abb. 7.25a und 7.25b). Durch die Reduktion des Widerstandes kann keine Verbesserung der Erkennung der Struktur durch die Geoelektrik und des 4 Phasenmodells erwirkt werden. Die Gesamtwassergehalte erreichen durch die Reduktion des Widerstandes des Porenwassers Werte von bis zu 70 - 90% und für einige Bereiche in der Struktur, wo die Wassersättigungen nahe an die 100% des verfügbaren Porenraumes reichen, werden Fehlwerte ausgegeben (Abb. 7.26).

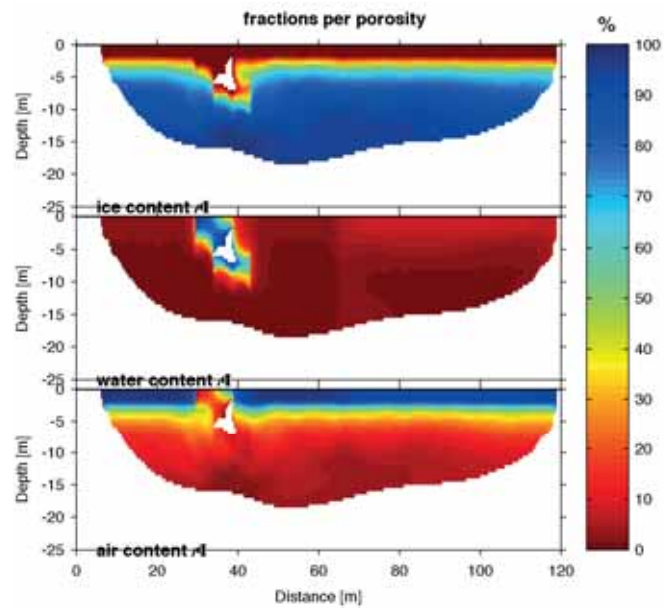


**Abb. 7.24.:** Vergleich der Wassergehalte aus dem diagonalen Fließweg (mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie gemessen) und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells.



**Abb. 7.25.:** Vergleich der Wassergehalte aus dem diagonalen Fließweg (mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie gemessen) und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells. Der Widerstand des Porenwassers in den synthetischen, geoelektrischen Modellen wurde auf  $50 \Omega \text{ m}$  reduziert.





**Abb. 7.26.:** Modellergebnisse des 4 Phasenmodells mit Eingangsdaten für einen diagonalen Fließweg und reduziertem Widerstand des Porenwassers (mit Schlumberger-Geometrie erfasst).



## 8. Diskussion

Die Untersuchungen zur Aussagekraft eines 4 Phasenmodells und seinen zugrundeliegenden Messmethoden mit Hilfe von synthetischen Modellen gibt Auskunft über zukünftige Anwendungsbereiche des Modells. Wie bereits beschrieben, bilden die synthetischen Ausgangsmodelle den Juli- und den September-Zustand hinreichend genau ab. Die Ergebnisse der Modellläufe des 4 Phasenmodells für die Ausgangsmodelle sind vergleichbar mit den Modellläufen des 4 Phasenmodells auf Basis der Messdaten der Messkampagnen 2012 und 2013 und bewegen sich im Rahmen von Untersuchungen am Murtèl Blockgletscher (HAUCK, BÖTTCHER & MAURER, 2011), dessen Umfeld und dem nahegelegenen Chastellet Blockgletscher (SCHNEIDER et al., 2013). Aufgrund der Übereinstimmung der Modellergebnisse der synthetischen Daten mit den Modellergebnissen der gemessenen Daten, erlauben die synthetischen Ausgangsmodelle weitere synthetische Modellierungen unter Verwendung des 4 Phasenmodells.

Anhand der vier aufgezeigten Fälle wird nun für jeden Fall die Frage geklärt, ob der Messaufbau und die geophysikalischen Messungen am Bets-de-Bosson Blockgletscher mit einem 4 Phasenmodell in der Lage sind, hydrologische Strukturen zu erkennen und Wassergehalte korrekt zu berechnen.

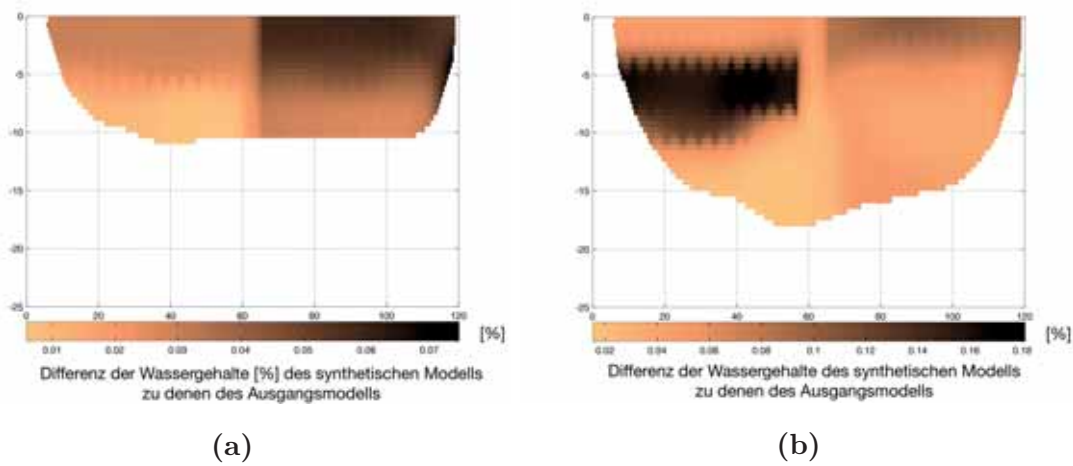
### 8.1. Fall I: Wasserführende Schicht auf Eiskörper

Eine horizontale, wasserführende Schicht auf dem Eiskörper wird nicht für alle Mächtigkeiten korrekt in den Ergebnissen des 4 Phasenmodells wiedergegeben. Das 4 Phasenmodell gibt zwar erhöhte Wasseranteile im Bereich der künstlich eingesetzten Schicht aus, jedoch können bei einem Abstand von 4,5 m zwischen den Elektroden geringmächtige wasserführende Strukturen auf einem Eiskörper nicht genau

lokalisiert werden, falls diese geringere Mächtigkeiten als 4,5 m haben, wie die Modellergebnisse des Modells mit der 1,5 m mächtigen wasserführenden Schicht zeigen. Eine derartig mächtige wasserführende Schicht auf einem Eiskörper ist als unrealistisch einzustufen. Die horizontalen Ausbreitungen werden hingegen auch bei geringen Mächtigkeiten hinreichend genau erfasst (u.a. Abb. 7.3a). Eine 4,5 m mächtige wasserführende Schicht wird in seiner vollen Ausdehnung vom 4 Phasenmodell korrekt erfasst (Abb. 7.5a und 7.5b).

Der Grund für die mangelhafte vertikale Auflösung der wasserführenden Schicht liegt in der Inversion der Geoelektrik begründet, die maßgeblich die Berechnung des Wasseranteils im 4 Phasenmodell beeinflusst (siehe ARCHIES LAW in Formel 5.3). Die großen Gradienten werden bei dem gewählten Inversionsalgorithmus glatt gezeichnet. Die gewählte, robuste Inversion verhindert die klare Separation von Strukturgrenzen und bläht den Wasserkörper auf. Die Berücksichtigung von ARCHIES LAW im 4 Phasenmodell bedingt, dass die berechneten Wassergehalte maßgeblich von der geoelektrischen Messung und deren Inversion abhängen. Dies wird sichtbar, wenn man das 4 Phasenmodell sowohl einmal mit seismischen Daten ohne eine wasserführende Schicht, als auch mit geoelektrischen Daten ohne diese wassergesättigte Schicht laufen lässt.

Es zeigt sich, dass der Modelllauf mit den seismischen Daten ohne zusätzliche Wasserschicht nahezu dasselbe Ergebnis liefert wie der Modelllauf mit der künstlichen wasserführenden Schicht in Seismik und Geoelektrik (Abb. 7.3a), denn es sind erhöhte Wassergehalte im Bereich der wasserführenden Schicht zu erkennen (Abb. 8.1b). Die zackige Oberfläche der wasserführenden Schicht ist ein Artefakt der geoelektrischen Inversion (Abb. A.3b). Im Vergleich dazu erkennt man in den Ergebnissen des 4 Phasenmodells, das mit geoelektrischen Daten ohne wasserführende Schicht und seismischen Daten mit wasserführender Schicht gestartet wurde, keine merkliche Veränderung des Wassergehaltes in der Region in der sich die wasserführende Schicht befinden sollte (Abb. 8.1a). Der Einfluss einer wasserführenden Schicht in den seismischen Daten macht sich folglich in den Ergebnissen des 4 Phasenmodells



**Abb. 8.1.:** Vergleich der Wassergehalte aus Modelllauf des 4 Phasenmodells mit a) geoelektrischen Daten ohne wasserführende Schicht und seismischen Daten mit wasserleitender Schicht und b) geoelektrischen Daten mit wasserführender Schicht und seismischen Daten ohne wassergesättigte Schicht. Der Modelllauf ohne wasserführende Schicht in der Geoelektrik findet keine erhöhten Wasseranteile, während eine mangelnde wassergesättigte Schicht in der Seismik keine Auswirkungen auf das Modellergebnis des 4 Phasenmodells in Bezug auf die Wassergehalte hat.

hinsichtlich der Wassergehalte nicht bemerkbar. Damit bestätigt sich die Erkenntnis, dass das 4 Phasenmodell im Bereich des Wassergehaltes im höchsten Maße sensitiv auf die Geoelektrik und den spezifischen Widerstand des Porenwassers  $\rho_w$  reagiert (HAUCK, BÖTTCHER & MAURER, 2011).

Ein Versuch die wasserführenden Schicht in den geophysikalischen Inversionen besser aufzulösen, wurde durch die Erhöhung des Widerstandes des Porenwassers von 500  $\Omega$  m auf 1.000  $\Omega$  m im geoelektrischen Modell vorgenommen. Dies führt jedoch dazu, dass das 4 Phasenmodell den oberen Bereich nicht als wassergesättigt wahrnimmt, da die Differenz zwischen dem erwarteten Wert (50 - 500  $\Omega$  m) für den spezifischen Widerstand des Porenwassers im 4 Phasenmodell und des gesetzten Wert des Porenwassers (1.000  $\Omega$  m) im synthetischen Modell zu weit groß ist (Abb. 7.7a). Verringert man den Widerstand auf 50  $\Omega$  m, wie es durch den Einsatz von Tracern oder natürlicherweise bei Schmelzwässern aus Eis möglich wäre, erlangen die geoelektrischen Messmethoden keine bessere Auflösung hinsichtlich der vertikalen Ausdehnung

der wasserführenden Schicht (Abb. 7.8a und 7.8b). Die vom 4 Phasenmodell berechneten Wassergehalte erreichen Werte von bis zu 60% in der wasserführenden Schicht. Eine eindeutige Bestimmung des Bereichs als wasserführend oder wasserreich ist daher möglich.

Für die Betrachtung horizontaler Fließwege eignet sich das 4 Phasenmodell, aufgrund der mangelhaften Fähigkeit der geoelektrischen Inversion die Mächtigkeit von horizontalen Strukturen korrekt zu bestimmen, nur bedingt. Das Modell mit einer wasserführenden Schicht bestätigt dabei die Beobachtungen, die bereits bei der synthetischen Modellierung für geoelektrische Messungen am Fallbeispiel des Murtèl Blockgletschers aufgetreten sind: Wasserführende Schichten auf Eiskörpern führen zu Inversionsartefakten, da der Gradient zwischen Eiskörper ( $> 1.000.000 \Omega \text{ m}$ ) und einer wasserführenden, horizontalen Schicht ( $500 \Omega \text{ m}$ ) sehr groß ist und eine Standard-Inversion nicht mehr korrekt arbeitet (HILBICH, MARESCOT et al., 2009). Des Weiteren spielt die Dicke der wasserführenden Schicht eine Rolle, da der absolute Fehler einer Inversion mit abnehmender Mächtigkeit einer gutleitenden Struktur ebenfalls größer wird (EBD.). Hinzu kommt die zuvor aufgezeigte Abhängigkeit des 4 Phasenmodells auf eine verlässliche Inversion der geoelektrischen Daten, da die Seismik nicht in der Lage ist, das Ergebnis zu schärfen oder zu korrigieren. Dadurch sind Volumenabschätzungen, zum Beispiel für die Planung von Tracerversuchen, außer bei sehr mächtigen wasserführenden Schichten, nicht möglich. Im Rahmen einer kontinuierlichen Untersuchung mit Tracern sollte die Inversion der geoelektrischen Messdaten durch eine Time-Lapse-Inversion erfolgen, da diese in vergleichbaren Terrain bereits zur Untersuchung von Wassergehaltsänderungen im Permafrost eingesetzt wurde und realistische Werte liefert (KOBIEŔSKA et al., 2014).

Eine Verbesserung der Erkennung von wasserführenden Schichten auf Eiskörpern im 4 Phasenmodell am Bècs-de-Bosson Blockgletscher wäre nur durch eine Veränderung des Inversionsalgorithmus möglich, der klare Strukturen mit harten Übergängen erzeugt. Ein weiterer möglicher Ansatzpunkt zu einer genaueren Erkennung horizontaler Strukturen wäre eine Reduktion des Elektroden-Abstandes um eine höhere räumliche Auflösung und ein kleineres Einflussgebiet der Rasterzellen im geoelek-

trischen Tomogramm zu erzeugen. Eine Reduktion des Geophon-Abstandes wird im Ausblick dieser Arbeit untersucht. Zusätzlich würde durch eine Reduktion des Geophon-Abstandes die Eindringtiefe der Untersuchung reduziert. Längere Auslagen sowie eine größere Anzahl an Elektroden wären zusätzlich nötig, um die benötigte Messtiefe zu erreichen (EBD.).

## 8.2. Fall II: Vertikale Fließwege

Die Untersuchung künstlich hinzugefügter vertikaler Fließwege zeigt: Das 4 Phasenmodell ist in der Lage 1,15 m dicke vertikale Fließstrukturen zu erkennen. Wie der Vergleich zwischen Schlumberger und Wenner-Messung zeigt, kann eine Schlumberger-Geometrie die im synthetischen Modell angelegten Formen besser erfassen, als eine Wenner-Geometrie (Abb. 7.14a und Abb. 7.14b). Vertikale Übergänge werden auch bei großen Gradienten wie im synthetischen, geoelektrischen Modell des Murtèl Blockgletschers in der Inversion der geoelektrischen Daten wiedergeben. Allerdings beschreiben die die am Murtèl festgestellten Gradienten nicht den Übergang von Matrix zu wasser-gesättigtem Fließweg, sondern den Übergang von Eisschicht zu ungefrorenen, nicht verfestigten Sedimenten (HILBICH, MARESCOT et al., 2009). Die geoelektrischen Inversionen neigen dazu, die im synthetischen Modell eingefügten Fließwege in die Tiefe zu vergrößern und wie im Modell mit 4,5 m mächtigen Fließwegen keine erhöhten Wassergehalte in der Auftauschicht sondern erst im Eiskörper anzuzeigen, wo sie nicht definiert wurden. Erhöhte Wassergehalte werden teilweise in größeren Tiefen vom 4 Phasenmodell festgestellt, als sie in den synthetischen Modellen angelegt wurden. Auch hier liegt der Verdacht nahe, dass dies durch Inversionsartefakte der Geoelektrik erzeugt wird. Ein scharfer Wechsel von niedrigeren zu höheren Widerständen wird durch die Inversion in den Tomogrammen als ein glatter, räumlich ausgedehnter Übergangsbereich dargestellt, wie schon die Ergebnisse von Fall I zeigen. Das Phänomen des Verwaschens von Strukturen in einer Geoelektrik wird auch in anderen synthetischen Modellierungen beobachtet und auf die Signal-Sensitivität der einzelnen Messungen und die glättende Wirkung der Inversionsalgorithmen zurückgeführt (RUBIN & HUBBARD, 2006, S. 138).

Generell lässt sich sagen, dass das 4 Phasenmodell in der Lage ist, vertikale Fließstrukturen hinsichtlich seiner vertikalen und horizontalen Ausdehnung zu erfassen, wenngleich die geoelektrische Inversion durch ihre verwaschene Bildgebung die Ausdehnung der Strukturen vergrößert. Da bereits in der Diskussion von Fall I geschildert wurde, dass es allein von den geoelektrischen Inversionen abhängt, wie das 4 Phasenmodell die räumliche Ausdehnung von wassergesättigten Fließstrukturen erkennt, ist eine weitere Schärfung der Darstellung dieser Strukturen nur durch eine gezielte Verbesserung der geoelektrischen Inversion und der Glättung von Widerstandsübergängen möglich. Eine Reduktion des Geophon-Abstandes wäre zur Erhöhung der Auflösung und damit der Verkleinerung der Abstände im Tomogramm denkbar.

Betrachtet man die Modellergebnisse der September-Kampagne 2013, so sieht man bei Modellmeter 100 eine linienhafte Struktur mit erhöhten Wassergehalten (Abb. 6.13a). Im Vergleich mit den synthetischen Modellergebnisse (Abb. 6.13b) sieht es so aus, als würde sich an dieser Stelle ein präferentieller Fließweg befinden. Wassergehalte von bis zu 50% ziehen sich über eine Tiefe von 5 - 7 m. Nicht unwahrscheinlich ist eine kleinere, wassergesättigte Sedimentschicht nahe der Erdoberfläche, die in der Inversion größer erscheint. So könnte beispielsweise kurz vor der Messung ein größeres Niederschlagsereignisse zu einem kurzfristigen Wasserstau geführt haben. Fixiert man im 4 Phasenmodell den Wert des spezifischen Widerstands der Porenleitfähigkeit auf  $50 \Omega \text{ m}$ , verschwindet die Anomalie aus den Wassergehalten, die das 4 Phasenmodell berechnet (Abb. 6.14). In allen Modellergebnissen lassen sich bei Modellmeter 100 wassergesättigte Anomalien feststellen, wobei diese heraussticht. Da keine Messungen für  $\rho_w$  vorliegen, muss die Identifikation des Fließweges mit Vorsicht behandelt werden, da der genutzte Widerstand des Porenwassers mit einer großen Unsicherheit belegt ist und es sich auch um einen Messfehler oder ein Inversionsartefakt handeln kann.

### 8.3. Fall III: Kombination aus horizontalen und vertikalen Fließwegen

Kombiniert man die Erkenntnisse aus Fall I und II, so stellt sich die These auf, dass das 4 Phasenmodell horizontale Strukturen zwar in ihrer horizontalen Ausdehnung erfasst, ihre Mächtigkeit jedoch nicht für jede Struktur abschätzen kann. Dies wird durch die Analyse eines Modells mit vertikalen Fließwegen und einer wasserführenden Schicht auf dem Eiskörper bestätigt. Liegt die wasserführende Schicht oberhalb des Eiskörpers, so wird seine Existenz erfasst und erhöhte Wassergehalte in diesem Bereich vom Modell ausgegeben. Seine vertikale Ausdehnung wird jedoch von 1,5 m auf mehr als 4 m ausgedehnt, was aufgrund des großen Elektroden-Abstandes von 4,5 m nicht allzu sehr erstaunt (Abb. 7.18a und Abb. 7.18b). Eine klare Abschätzung der Mächtigkeit der wasserführenden Schicht ist wie bereits in den Ergebnissen von Fall I nicht gegeben. Für die Erkennung derartiger Strukturen stellt sich wiederum die Schlumberger-Anordnung als geeigneter heraus als die Wenner-Anordnung.

Die vertikalen Fließwege wirken klarer in ihren Umrissen und können einzeln unterschieden werden. Vergleicht man zwei Zustände A und B (Zeitpunkt A ohne wasserführender Schicht und Zeitpunkt B ohne wasserführender Schicht) im Rahmen einer Monitoring-Kampagne, so ist eine Erkennung solcher Fließsysteme möglich, wenngleich nicht alle Einzelheiten dieser Struktur mit der gewünschten Auflösung dargestellt werden. In der Realität können auch wasserführende Schichten unterhalb des Eiskörpers entstehen. Dieses Phänomen wird mit Fall III b) abgebildet. Für die Blockgletscher im Val de Réchy wurden Abflussprozesse unterhalb der Form für den Becs-de-Bosson und den inaktiven Blockgletscher La Maya bereits vermutet und stellen somit nicht nur eine synthetischen Problemstellung, sondern auch reale Prozesse dar (TENTHOREY, 1994).

Vertikale Strukturen kommen mit einer Schlumberger-Messung gut heraus (Abb. 7.21a), wohingegen die Wenner-Geometrie Probleme in der Erfassung dieser Struk-

turen hat (Abb. 7.21b). Die horizontalen Strukturen werden mit der Schlumberger-Geometrie mit geringen positiven Wassergehaltsänderungen im Vergleich zum Ausgangsmodell erfasst, jedoch würden sie unter Feldbedingungen mit Wassergehaltsänderungen von lediglich 1 - 4% wahrscheinlich kaum erkannt werden. Eine Erhöhung der Leitfähigkeit des Porenwassers, wie z.B. durch eine Zugabe von Tracern oder die Veränderung der Bürtigkeit des Porenwassers von Schnee- oder Regenwasser zu Wasser aus der Eisschmelze, lässt das 4 Phasenmodell mit einer Schlumberger-Geoelektrik wesentlich mehr Fehlwerte ausgeben (Abb. 7.22a), da das 4 Phasenmodell in diesen Bereichen Sättigungen von mehr als 100% des verfügbaren Porenraums berechnet und somit einen physikalischen Fehlwert ausgeben muss. In der Messung mit Wenner-Geometrie können teilweise die horizontalen Strukturen in den Ergebnissen des 4 Phasenmodells ausgewiesen werden, wenngleich die vertikale Ausdehnung der wasserführenden Schicht im Modell nicht erkannt wird und die Wassergehalte in der wasserführenden Schicht unter dem Eiskörper mit einem Zugewinn von 10% im Vergleich mit dem Ausgangsmodell ohne wasserführender nicht auf eine Wassersättigung im Untergrund schließen lassen (Abb. 7.22b). Die horizontale, wasserführende Schicht zwischen den Fließwegen bei Modellmeter 60 und 80 wird besser erfasst, als der weitergeführte horizontale Fließweg zum linken Modellrand.

Eine Erklärung dafür ist ein mangelnder Durchflussbereich mit niedrigen Widerständen durch den hochohmigen Eiskörper am linken Modellrand. Ein elektrischer Fluss durch den Eiskörper hindurch zu den Elektroden ist aufgrund des hohen Widerstandes nicht möglich. Es können daher von den Elektroden keine Messdaten aus dem Untergrund des linken Profilrandes aufgenommen werden. Eine fehlende Durchlässigkeit durch einen hochohmigen Körper wurde bereits in anderen synthetischen, geoelektrischen Studien mit fehlenden Messdaten aus dem betreffenden Profilbereich in Verbindung gebracht (HILBICH, MARESCOT et al., 2009). Messungen unter hochohmigen Körper, wie einer Eislinse, benötigen niedrigohmige Schwachstellen in dem Körper, damit Strom in den besseren Leitern kanalisiert wird und somit ein Fluss durch den hochohmigen Widerstand möglich wird (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 78ff).



Wasserführende Schichten unter dem Eiskern können ohne eine Messung des Widerstandes des Porenwassers kaum in den Ergebnissen des 4 Phasenmodells detektiert werden. Der jeweils beste Modelllauf des 4 Phasenmodells hat eine Leitfähigkeit des Porenwassers von  $\rho_w = 100 - 125 \Omega m$  und weist damit eine Differenz von nur  $50 - 75 \Omega m$  zum Widerstand des Porenwassers im synthetischen, geoelektrischen Ausgangsmodell auf (siehe Werte für Abb. 7.22b und 7.22a in Tab. ??). Steigt die Differenz auf bis zu  $450 \Omega m$ , wie im Modell auf Basis der Wenner-Geoelektrik mit einem Widerstand des Porenwassers von  $500 \Omega m$  in den synthetischen Fließwegen (Abb. 7.21a), so verschwindet die horizontale wasserführende Schicht unter dem Eis vollständig.

Diese Abhängigkeit von einer korrekten Bestimmung des Widerstandes des Porenwassers wird in der Diskussion im Rahmen der quantitativen Bestimmung von Wassergehalten durch das 4 Phasenmodell noch einmal eingehend betrachtet. Des Weiteren gilt auch für diesen horizontalen Fließweg die Einschränkung, dass eine horizontale Ausdehnung erfasst werden kann, die Mächtigkeit horizontaler Strukturen jedoch nicht genau in den Inversionen und damit einhergehend in den Ergebnissen des 4 Phasenmodells wiedergegeben wird.

## 8.4. Fall IV: Diagonale Fließwege

Als letztes synthetisches Modell wird ein diagonaler Fließweg in der Auftauschicht oberhalb des Eiskörpers behandelt, da diese Struktur Elemente von Strukturen in sich vereint, die das 4 Phasenmodell auf Basis der durchführbaren Messmethoden gut, bzw. schlecht wiedergeben kann. Der Vergleich der Wassergehalte mit dem Ausgangsmodell zeigt, dass eine Schlumberger-Messung die Struktur in ihrer Form, wenngleich nicht scharf umrissen, wiedergeben kann (Abb. 7.24a). Es kommt der stufige Aufbau des Fließweges heraus, der im synthetischen Modell angegeben wurde (Abb. 7.23). Messungen, die mit der Wenner-Messgeometrie durchgeführt werden, können die kaskadierte Struktur nicht wiedergeben, sondern lösen lediglich eine blockartige Struktur mit erhöhten Wassergehalten auf (Abb. 7.24b).

Wie schon in den Fällen I - II schafft es auch eine Reduktion des Widerstandes im Porenwasser nicht die Messungen soweit zu verbessern, um wassergesättigte Strukturen im Untergrund besser in ihren Umrissen zu erkennen (Abb. 7.25a und 7.25b). Die Wassergehalte steigen damit, wie schon bei den vorherigen Fällen, auf mehr als 60% an und würden damit im 4 Phasenmodell eindeutige Fließstrukturen offenbaren (Abb. 7.26).

## 8.5. Quantitative Aussagen über Wassergehalte

Neben der rein qualitativen Aussage zur Erkennung von Fließwegsstrukturen gilt es festzustellen, ob das 4 Phasenmodell Wassergehalte mit den bestehenden Messaufbau und vorhandenen Informationen im Becs-de-Bosson Blockgletscher korrekt erfassen kann. In den synthetischen Modellen wird von einer Sättigung des Porenraums in den hydrologischen Strukturen von Sättigung ausgegangen. Es zeigt sich, dass das 4 Phasenmodell bei vertikalen Fließwegen 60 - 90% des verfügbaren Porenraums als Wasser ausgibt. Horizontale Fließwege erreichen in den Ergebnissen des 4 Phasenmodells unter einer Eisschicht Wassergehalte von 10 - 30% und oberhalb der Eisschicht 20 - 50%. Um auszuschließen, dass die Anzahl der Monte-Carlo-Läufe und die Wahl der freien Parameter  $a$ ,  $m$  und  $n$  einem Einfluss auf die erfassten Wassergehalte hat, wird bei einem gleichbleibenden Parameterraum Modellläufe mit 1.000, 3.000, 10.000 und 30.000 Iterationen durchgeführt.

Die Leitfähigkeit des Porenwassers wird nicht über den Monte-Carlo-Suchlauf variiert, sondern auf 50  $\Omega$  m festgelegt. Die ermittelten Werte für die freien Parameter  $a$ ,  $m$  und  $n$  liegen für die unterschiedlichen Durchläufe sehr nahe beieinander (Tab. 8.1). Dieses Verhalten resultiert aus der Sortierung im aktuellen Monte-Carlo-Modul. Da gerade bei einer großen Anzahl an Iterationen viele Modellläufe die selbe Anzahl Fehlwerte aufzeigen, werden durch die Sortierung des Monte-Carlo-Laufes Parameterkombinationen mit geringen Zahlenwerten bevorzugt. Zudem ist der Wertebereich für  $m$ ,  $n$  und  $a$  im Monte-Carlo-Suchlauf als zu gering ausgewiesen und sollte in kommenden Untersuchungen den Wertebereich von 1 - 4 umfassen. Durch

die ähnliche Wahl der Parameter im Monte-Carlo-Suchlauf zeigen sich daher lediglich minimale Änderungen in den berechneten Wassergehalten (Abb. 8.2a - 8.2b). Diese liegen innerhalb der Fließwege im Schnitt bei 30%.

Eine Variation der Archie-Parameter  $a$ ,  $m$  und  $n$  hat somit nur einen geringen Einfluss auf die berechneten Wassergehalte, wenn der spezifische Widerstand des Porenwassers auf einen Wert fixiert wird und so lange die Sortierung der Monte-Carlo-Läufe kleine Parameter-Kombinationen bevorzugt. Um Wassergehalte auch absolut mit dem 4 Phasenmodell korrekt zu erfassen, ist der spezifische Widerstand des Porenwassers  $\rho_w$  der Schlüssel zum Erfolg. Im 4 Phasenmodell wird dieser Parameter innerhalb von 3.000 Monte-Carlo-Läufen gesucht. Der erwartete Wertebereich wird auf Basis von Erfahrungswerten und Schätzungen auf 50 - 500  $\Omega\text{ m}$  angegeben. Der gewählte Parameterraum für die Widerstände des Porenwassers im 4 Phasenmodell entstammt früheren Messkampagnen in anderen Untersuchungsgebieten sowie theoretischen Werten und variiert je nach Bürtigkeit des Wassers um den Faktor 10 (Tab. 5.2). Zudem wurde in hydrochemischen Untersuchungen von Abflüssen aus Blockgletschern in den österreichischen Alpen nicht nur gravierende Unterschiede zwischen den einzelnen Testgebieten festgestellt, sondern auch eine saisonale Variabilität der Leitfähigkeit, die ebenfalls um den Faktor 4 variiert (KRAINER & MOSTLER, 2002). Die spezifischen Widerstände der wassergesättigten Strukturen in den synthetischen Modelle sind, bis auf speziell gekennzeichnete Ausnahmen, auf 500  $\Omega\text{ m}$  festgelegt. Dies ist, wie bereits beschrieben, ein Wert der sehr nah am Maximum der bestehenden Messungen aus anderen Untersuchungsgebieten liegt. Allerdings handelt es sich dabei um den Mittelwert der theoretisch zu erwartenden Werte der Leitfähigkeit von Porenwasser, das aus Regen und Schneeschmelze entstanden ist (Tab. 5.2). Da keine Messungen des spezifischen Widerstands des Porenwassers am Becs-de-Bosson Blockgletscher vorliegen, müsste im Falle einer realen Untersuchung der Parameterraum für den Widerstand des Porenwassers so geschätzt werden, wie es in den Monte-Carlo-Läufen des 4 Phasenmodells umgesetzt ist.

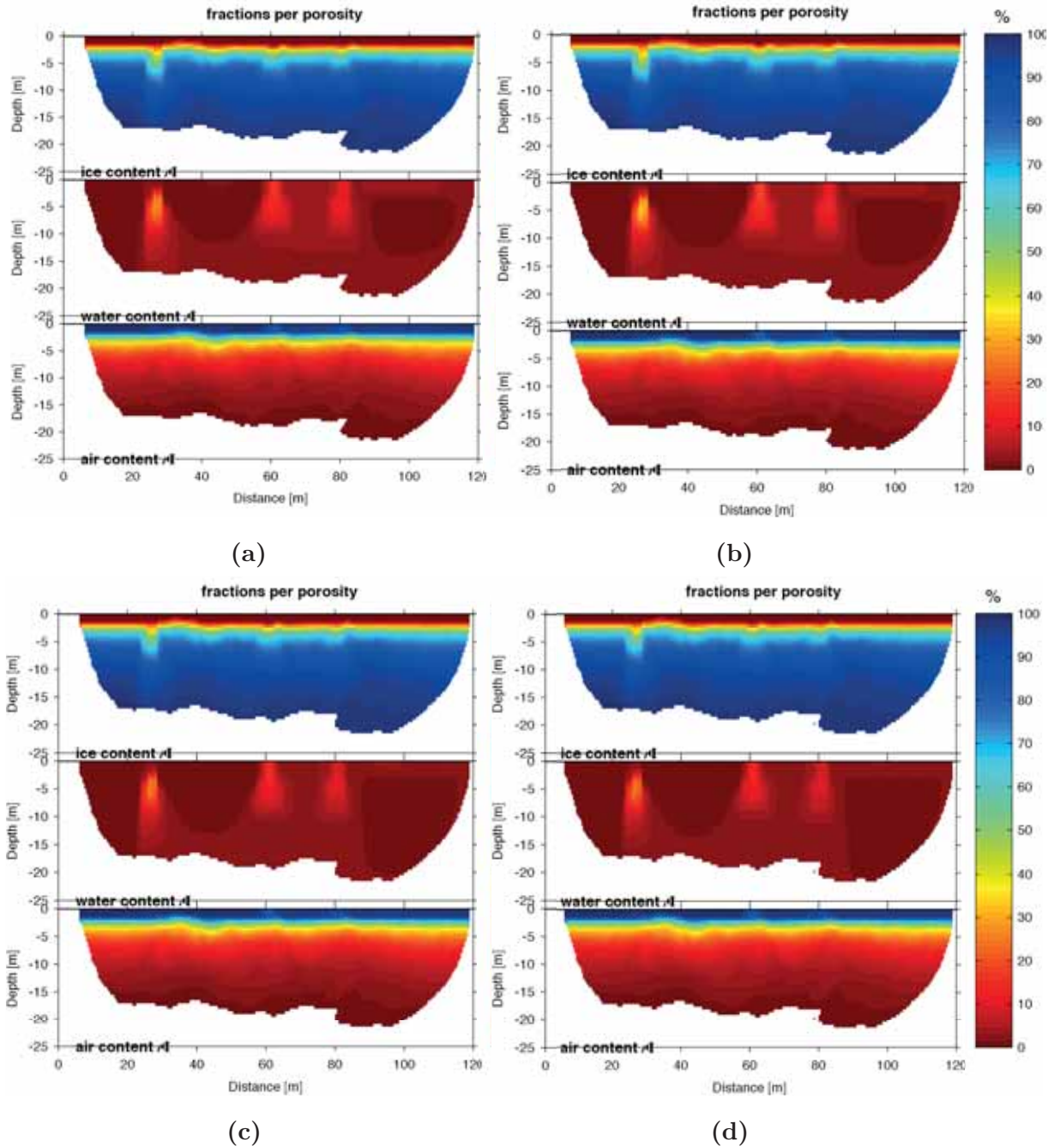


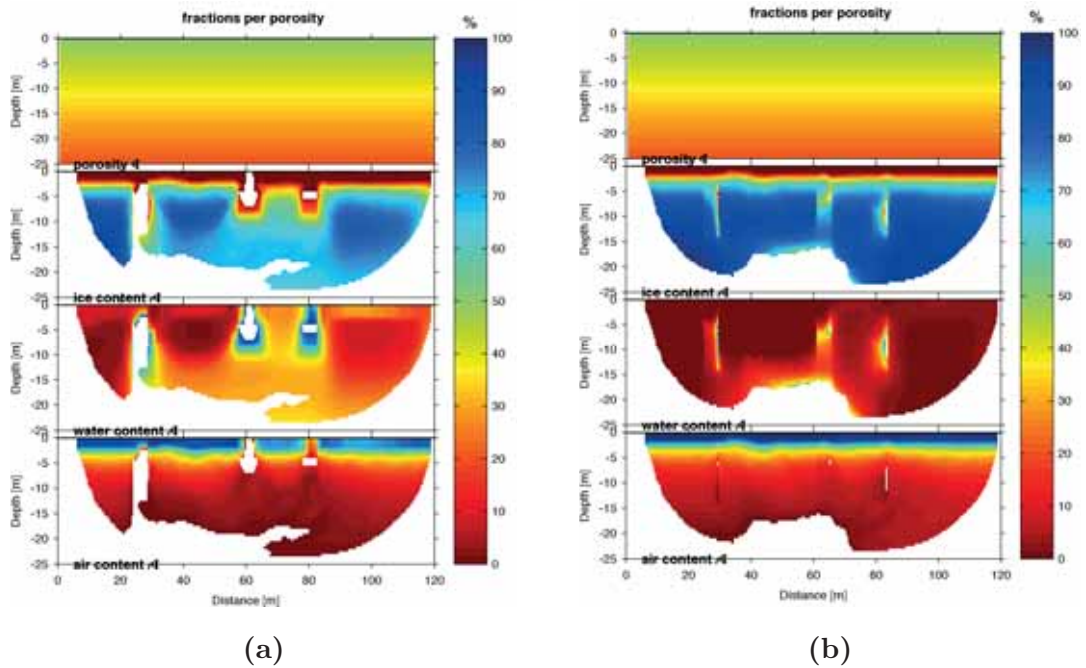
Abb. 8.2.: Vergleich der Modellergebnisse des 4 Phasenmodells nach a) 1.000, b) 3.000, c) 10.000 und d) 30.000 Iterationen. Es zeigt sich, dass bei freier Wahl der Modellparameter  $a$ ,  $m$  und  $n$  und einer Festlegung der Porenleitfähigkeit auf  $50 \Omega \text{ m}$  die Ergebnisse des 4 Phasenmodells kaum variieren und die gewählten Parameter nahe bei einander liegen (Tab. 8.1).

Legt man den Wert der Leitfähigkeit des Porenwassers im 4 Phasenmodell auf 425  $\Omega\text{m}$  fest, so gibt das Modell Wassersättigungen von bis zu 100% des zur Verfügung stehenden Porenvolumens aus (Abb. 8.3a). Verändert man den im Monte-Carlo-Modul des 4 Phasenmodells untersuchten Wertebereich für die Leitfähigkeiten des Porenwassers nicht und belässt diesen bei 50 - 150  $\Omega\text{m}$  und reduziert den spezifischen Widerstand des Porenwassers in den synthetischen Modellen auf 50  $\Omega\text{m}$  führt dies zu vergleichbaren Ergebnissen im 4 Phasenmodell (Abb. 8.3b). In beiden Fällen würde das 4 Phasenmodell einen ähnlichen Widerstand für das Porenwasser nutzen, wie im synthetischen Modell für wassergesättigte Bereiche angegeben wurde.

Es ist zu beobachten, dass das Modell in beiden Fällen Wassergehalte von mehr als 100% für das Zentrum der Fließwege erkennt und somit einen Fehlwert errechnet. Diese Analysen zeigen, dass quantitative Aussagen des 4 Phasenmodells maßgeblich von der korrekt erfassten Leitfähigkeit des Porenwassers abhängen. Die Differenzen zwischen den einzelnen in den Modellläufen beobachteten Wassergehalten und der angenommenen Sättigung von 100% in den Fließwegen liegt daher nicht in einer Schwäche des 4 Phasenmodells, sondern mit der problematischen Datenlage bei der Leitfähigkeit zusammen. Liegen Messdaten für den Widerstand des Porenwassers vor, ist das 4 Phasenmodell in der Lage, wassergesättigte Strukturen zu erkennen und zu identifizieren. Interessant ist der Fakt, dass beide Modellläufe für dasselbe synthetische Modell unterschiedliche Dicken der vertikalen Fließwege erkennen. Der Modelllauf mit einem Porenwasserwiderstand von 50  $\Omega\text{m}$  erzeugt Strukturen, die 1,15 m mächtigen Fließwege aus dem synthetischen Ausgangsmodell erkennen lässt. Der Modelllauf in dem der Widerstand des Porenwassers im 4 Phasenmodell auf 500  $\Omega\text{m}$  angehoben wurde, lässt die vertikalen Fließwege auf knapp 5 m aufblähen.

Die Sensitivität des Parameters  $\rho_w$  wird schon in der ersten Veröffentlichung zum 4 Phasenmodell belegt (HAUCK, BÖTTCHER & MAURER, 2011). Eine Messung des spezifischen Widerstandes des Porenwassers ist nicht einfach. Um die Datenlage etwas zu verbessern, sollten im Zuge eines Monitorings am Blockgletscherausslass mit Leitfähigkeitssonden die Leitfähigkeiten des austretenden Wassers erfasst werden.

Besonders der Übergang von Schmelzwasser des Schnees, zu Schmelzwässern des unterliegenden Eises und möglichen Abflüssen durch Regenereignissen sollte mit Hilfe geeigneter dauerhafter Leitfähigkeitsmessungen untersucht werden, da nicht nur die Geologie sondern auch die Saison und der damit verbundene Fließweg mit der Mineralisierung und der Leitfähigkeit des Porenwassers zusammenhängt (KRAI-  
NER & MOSTLER, 2002). Es gilt dabei zu beachten, dass mit einer solchen Mes-  
sung nicht allein die Leitfähigkeit des Porenwassers erfasst wird, sondern vielmehr  
Mischungen von Porenwasser-, Regenwasser und anderen Zuflüssen abgebildet wer-  
den.



**Abb. 8.3.:** Modellergebnisse des 4 Phasenmodells, a) nachdem  $\rho_w$  im 4 Phasenmodell auf 425  $\Omega$  m festgelegt wurde und b) nachdem der Widerstand des Porenwassers in den synthetischen Modellen auf 50  $\Omega$  m reduziert wurde.



**Tabelle 8.1.:** Gewählte Parameter aus dem besten Lauf bei festgelegtem Widerstand des Porenwassers von  $50 \Omega \text{ m}$

| Iterationen | m   | n   | a   |
|-------------|-----|-----|-----|
| 100         | 1   | 1   | 1,1 |
| 300         | 1.2 | 1.1 | 1,8 |
| 1.000       | 1   | 1,1 | 1   |
| 3.000       | 1   | 1   | 1,4 |
| 10.000      | 1   | 1   | 1   |
| 30.000      | 1   | 1   | 1,1 |

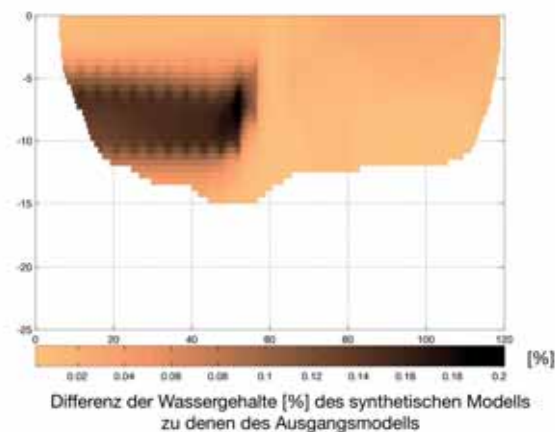
## 8.6. Aussagekraft der angewandten Messgeometrien

Wie bereits beschrieben, werden zur Zeit auf dem Becs-de-Bosson Blockgletscher zwei Standard-Messgeometrien verwendet: Schlumberger und Wenner. Die Schlumberger-Geometrie hat sich in der Untersuchung des Auflösungsvermögens hydrologischer Strukturen als besser geeignet herausgestellt. Eine verminderte laterale Auflösung in Wenner-Konfigurationen ist bekannt (LOKE & BARKER, 1995). Diese bestätigt sich in einigen der beschriebenen synthetischen Fälle, wie dem diagonalen Fließweg. Im Vergleich zur Schlumberger-Einstellung ist die Wenner-Einstellung in diesem Falle nicht in der Lage die Struktur in ihrer Form abzubilden, sondern erzeugt eher eine Raute als eine kaskadierte, stufige Form.

Die Messung mit der Wenner-Geometrie schafft es wassergesättigte Strukturen unter einer Eisschicht in Ansätzen abzubilden. Daher sollte für die weitere Untersuchung von hydrologischer Strukturen am Bec-de-Bosson Blockgletscher beide Geometrien eingesetzt werden, da die Modellergebnisse des 4 Phasenmodells in Hinsicht auf Wassergehalte von den geoelektrischen Messungen abhängen und beide Geometrien gezeigt haben, dass sie einzelne Strukturen besser auflösen können.

Der Einsatz anderer Messgeometrien, wie z.B. der Einsatz einer Pol-Dipol-Konfiguration, verbessert die Bildgebung im bestehenden Messaufbau am Becs-de-Bosson Blockgletscher in den bisher untersuchten Fällen und bei gleich bleibenden Abstand der Elektroden nicht. Ein Vergleich zwischen einer Schlumberger Einstellung (Abb. 7.3a) und einer Pol-Dipol-Konfiguration (Abb. 8.4) zeigt, dass auch hier die Wasserfläche nicht klar abgegrenzt ist, auch wenn diese Konfiguration besser zur Erkennung horizontaler Kontraste geeignet ist als eine Schlumberger- oder Wenner-Konfiguration (KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 130ff).

Eine Möglichkeit zur Verbesserung der Ergebnisse hinsichtlich zur Auflösung wäre die Anwendung eines Inversionsalgorithmus, der keine weichen Übergänge, sondern scharfe Kanten zwischen den einzelnen Zellen in den Tomogrammen berechnet (LOKE, CHAMBERS et al., 2013 und CHEN et al., 2012). Dies hätte die zuvor gewünschte Wirkung zur Folge, dass Strukturen in den Tomogrammen klarer unterteilt dargestellt werden. In Anbetracht der großen Widerstandsunterschiede in Blockgletschern wäre eine solche Inversion der bestehenden Inversion für hydrologische Monitoring-Kampagnen vorzuziehen. Zur Zeit ist kein Inversionsalgorithmus in RES2DINV integriert, der mit scharfen Kanten umgehen kann.



**Abb. 8.4.:** Zusätzliche Wassergehalte des Modells mit einer wasserführenden Schicht mit Pol-Dipol-Einstellung gemessen.



## 8.7. Wahl des Startmodells der Seismik

Für die Inversion der seismischen Messdaten wurden in allen betrachteten Fällen ein Gradienten-Modell gewählt, das keine Differenzierung von Schichten und keine weiteren Vorabinformationen in die Berechnung des geophysikalischen Modells mit einbezieht. In KNEISEL, HAUCK ET AL.S (2008) Modellierungszyklus besteht von Schritt 2a) zu 3a) die Möglichkeit das vereinfachte, bisher genutzte, Startmodell durch ein erweitertes Startmodell zu ersetzen (Abb. 1.1). Da keine direkten Informationen über den geologischen Aufbau des Blockgletschers vorliegen, wurde ein zweischichtiges Startmodell aufgesetzt, das in der Inversion zu vergleichbaren Informationen kommt wie das Gradienten-Startmodell. Zwar kann das erweiterte Startmodell mit zwei Schichten ähnliche Resultate wie die bereits genutzten Inversionen erreichen, die gegen ein einfaches Startmodell mit positiven Geschwindigkeitsgradienten invertiert wurden, aber ein Informationsgewinn ist zur Zeit nicht zu vermerken. Aufgrund des Zeitaufwandes ist das einfache Gradienten-Startmodell dem erweiterten Startmodell am Becs-de-Bosson zur Zeit vorzuziehen, da die Informationen zum Aufbau des Zweischichtstartmodells als „wahr“ angenommen werden, die zu diesem Zeitpunkt lediglich anderer indirekter Messmethoden entnommen wurden und somit nicht unbedingt als „wahr“ gelten können. Das erweiterte Modell wäre also nur dann ein realistischerer Ausgangspunkt als das Gradienten-Startmodell, falls direkte Messungen, bspw. aus Bohrlöchern vorlägen. Da dies zur Zeit für das Untersuchungsgebiet nicht der Fall ist, liefert das erweiterte Modell maximal die gleiche Information wie das Gradienten-Startmodell, aber keine weiteren Informationen.

Es ist zu überlegen, ob man die Unsicherheiten bei der Modellwahl in Zukunft durch Bohrlochinformationen reduziert. So könnte der Übergang von Auftauschicht zu Permafrostspiegel punktuell sicher bestimmt werden (SCHNEIDER et al., 2013). Damit würde nicht nur die Auswertung der seismischen Daten an Sicherheit gewinnen, sondern auch die geoelektrischen Messungen an den gemessenen Temperaturen verifiziert und das 4 Phasenmodell an den vorhandenen Bohrlochdaten kalibriert werden. Zur Zeit stellt die Nutzung eines alternativen Startmodells keine Verbes-

serung der Modellergebnisse am Becs-de-Bosson Blockgletscher dar, da der Aufbau des erweiterten Startmodells aus vorangegangenen Inversionen übernommen wurde und die Erhebung von Messdaten zum Aufbau eines, durch Messungen fundierten, erweiterten Modells den Rahmen dieser Masterarbeit sprengen würde. Wird das Modell hingegen für Blockgletscher angewandt, die über ein ausgebautes Bohrloch-Netzwerk verfügen, ist eine Betrachtung eines erweiterten Startmodells durchaus sinnvoll, da weiteres Vorwissen über den untersuchten Blockgletscher in das Modell eingebracht werden kann.

## 9. Ausblick

Die Ergebnisse für den bestehenden Messaufbau zeigen, dass das 4 Phasenmodell qualitativ in der Lage ist ein hydrologisches Monitoring mit der fest installierten Geoelektrik und der zwei Mal jährlich durchgeführten Hammerschlag Seismik durchzuführen. Nun soll in einem Ausblick noch einmal ein Blick auf mögliche Probleme einer dauerhaften geoelektrischen Untersuchung geworfen werden. Es stellt sich die Frage ob ein verringerter Abstand der Geophone die Auflösung der geoelektrischen Messung und damit auch das Auflösungsvermögen des 4 Phasenmodells hinsichtlich von Wassergehaltsänderungen im Untergrund verbessern kann.

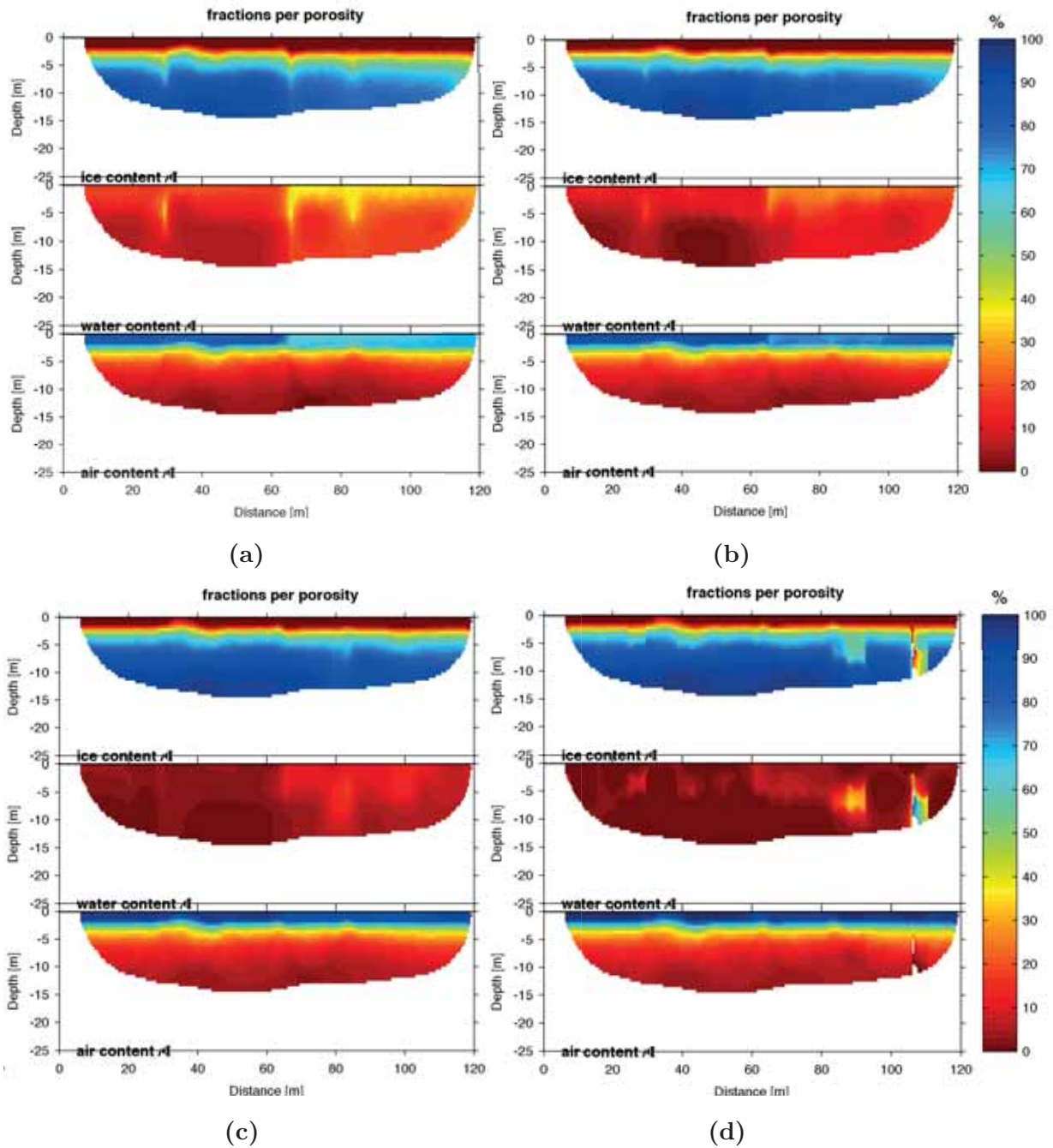
### 9.1. Stabilität der geoelektrischen Messungen

Nachdem gezeigt wurde, dass die Geoelektrik den berechneten Wasseranteil bestimmt, wie es ARCHIES LAW vorgibt, gilt es in Hinsicht auf ein hydrologisches Monitoring mit einer A-ERT die Stabilität von geoelektrischen Untersuchungen zu betrachten. Bei bereits durchgeführten dauerhaften Messungen wird auf die Fehler von geoelektrischen Daten in schwierigen heterogenen Geländen, wie einem Blockgletscher, eingegangen. So verlieren dauerhaft installierte Elektroden durch Bewegungen und Veränderungen der Umgebung langsam aber sicher ihren Kontakt und produzieren somit verrauschte Daten (SCHNEIDER et al., 2013). Durch die Bewegung des Blockgletschers kommt es zu einer Verschlechterung der Ankoppelungen der Elektroden und damit zu einer Zunahme des Rauschens in den Messungen. Mit Hilfe der Software RES2DMOD werden auf das Modell mit 1,15 m dicken vertikalen Fließwege zunächst 25%, dann 35% und letztendlich 50% gauss'sches Rauschen auf die Schlumberger-Messdaten hinzuaddiert.

Mit zunehmenden Rauschen verschwinden die vertikalen Fließwege aus den Daten. Bei bis zu 25% Fehler in den Messdaten können die vertikalen Fließwegen noch erkannt werden, jedoch haben sich die Wassergehalte dabei von 40% des verfügbaren

Porenvolumens im Ausgangslauf ohne Rauschen (Abb. 9.1a) auf knapp 25 - 30% des verfügbaren Porenvolumens reduziert (Abb. 9.1b). Alle vier Modellläufe basieren auf demselben synthetischen Modell und verwenden die gleichen Modellparameter wie für den ursprünglichen Modelllauf über 3.000 Iterationen bestimmt wurde (siehe Werte für Abb. 7.13 in Tab. A.2). Erhöht sich das Rauschen auf bis zu 35%, nehmen die Wassergehalte weiter ab auf nur noch 20% und es sind nur noch einzelne Fließwege erkennbar, die in ihren Ausdehnungen nicht mehr zu identifizieren sind (Abb. 9.1c). Steigt das gauss'sche Rauschen auf 50% an, tendieren die Wassergehalte im verfügbaren Porenvolumen gegen 0% (Abb. 9.1d). Von den ursprünglichen 40% Wasser in den vertikalen Fließwegen ist nichts mehr erkennbar.

Wenngleich ein Monitoring mit einer A-ERT machbar ist, so müssen die Elektroden gut verankert werden und eine gute Ankopplung an den Untergrund gewährleistet sein. Bis zu 25% Fehler können für ein qualitatives Monitoring verkraftet werden. Steigt das Rauschen in den Messdaten weiterhin an, sind Strukturen wesentlich schlechter zu erfassen. Die erfassten Wassergehalte unterliegen dem Fehler durch Rauschen in den Messdaten wie der fortgesetzte Reduktion der berechneten Wassergehalte. Von 40% Wasser im verfügbaren Porenraum in dem Modelllauf mit rauschfreien Daten über die 25 - 30% Wasser in dem Modelllauf Basis von geoelektrischen Messdaten mit 25% Rauschen bis hin zu den 0% Wassergehalt aus dem Lauf eines Modells auf Basis von zu 50% verrauschten Geoelektrikdaten. Die Inversionen der geoelektrischen Messdaten vom Juli 2014 zeigen, dass 25% Fehler in den Messdaten bei den vorhandenen Schwierigkeiten keine Ausnahme sind und als realistisch anzusehen sind (Abb. 4.14a und Abb. 4.14b). Für die Analyse der Fehleranfälligkeit wurde nur ein Modell angewandt, das ohne Rauschen sehr gute Ergebnisse geliefert hat. Bei Modellannahmen, wie einer wasserführenden Schicht unter einem Eiskörper, könnten spätere Messungen im Feld schon bei geringem Rauschen dazu führen, dass diese Strukturen schlechter oder gar nicht mehr erkannt werden. Eine automatische Filterung der Messwerte (HILBICH, FUSS & HAUCK, 2011) ist somit für spätere Monitoring-Anwendungen unerlässlich.



**Abb. 9.1.:** Modellergebnisse für 1,15 m mächtige vertikale Fließwege a) ohne hinzuaddiertes Rauschen, b) mit 25% Rauschen, c) mit 35% Rauschen und d) mit 50% Rauschen. In a) lassen sich die vertikalen Fließwege noch erkennen, bei 25% Rauschen verlieren sie ihre Struktur leicht und die Wassergehalte sind im Vergleich zu a) deutlich reduziert. Ab c) 35% sind nur noch die Fließwege bei Modellmeter 60 und 80 zu erkennen und die Wassergehalte sind weiter reduziert. Bei d) 50% Rauschen sind im gesamten Modell die Wassergehalte unter 10% und Strukturen in keinsten Weise mehr erkennbar.

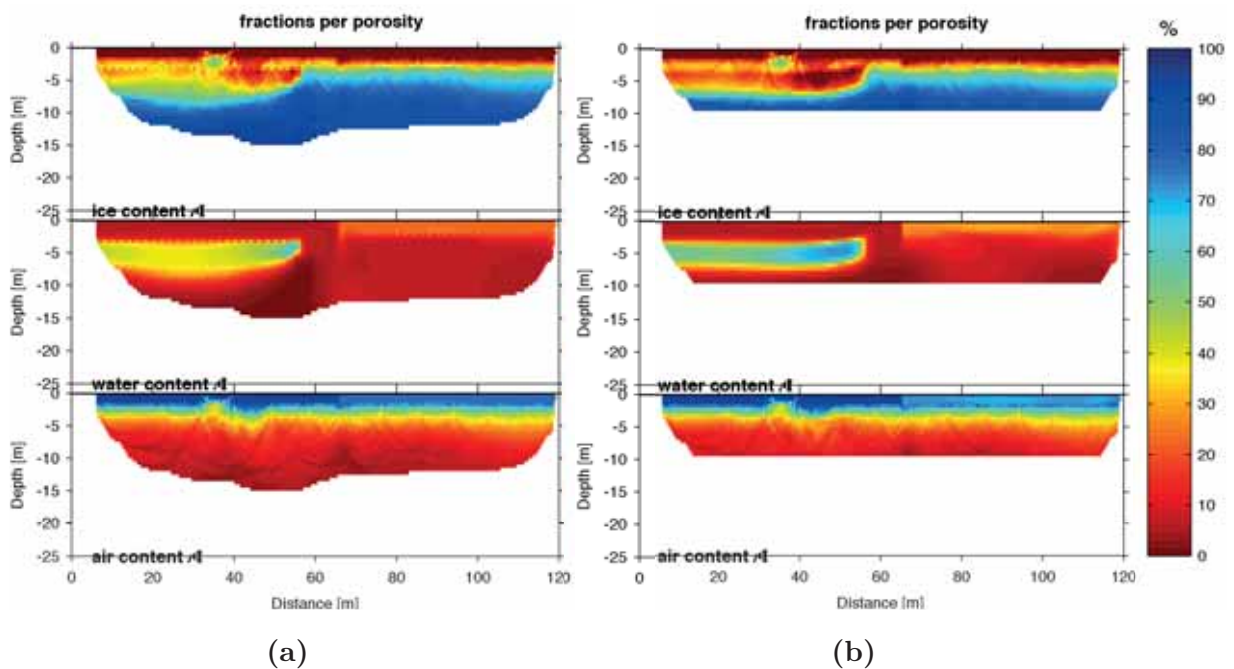
## 9.2. Einfluss eines reduzierten Geophon-Abstandes

Um horizontale wasserführende Schichten auf Eiskörpern zukünftig besser in den Ergebnissen des 4 Phasenmodells erkennen zu können, wird eine hypothetische Studie durchgeführt, die den Einfluss eines reduzierten Geophon-Abstandes untersucht. Dazu wird der bisher bestehende Elektroden-Abstand systematisch von 4,5 m zunächst auf 2 m und dann schlussendlich auf 1 m reduziert. Die Reduktion des Geophon-Abstandes wird am bekannten Modell mit einer 1,5 m mächtigen wasserführenden Schicht auf dem Eiskörper eingesetzt (Abb. 7.1).

Sowohl der 2 m Abstand (Abb. 9.2a), als auch der kleinste betrachtete Abstand von einem Meter zwischen den Elektroden (Abb. 9.2b), verbessert nicht die vertikale Auflösung des 1,5 m mächtigen wasserführenden Schicht auf einem Eiskörper in der geoelektrischen Inversion (Abb. A.14a - A.14b). Es zeigt sich in beiden Fällen dasselbe Bild wie bei einem Abstand von 4,5 m: Die wasserführende Schicht wird auf das Mehrfache seiner eigentlichen Größe aufgebläht. Es ist nicht möglich, durch die Verkleinerung des Elektroden-Abstandes die geoelektrischen Inversionsergebnisse so zu verbessern, dass die geoelektrische Messung die wasserführende Schicht korrekt in seiner vertikalen Ausdehnung erfasst.

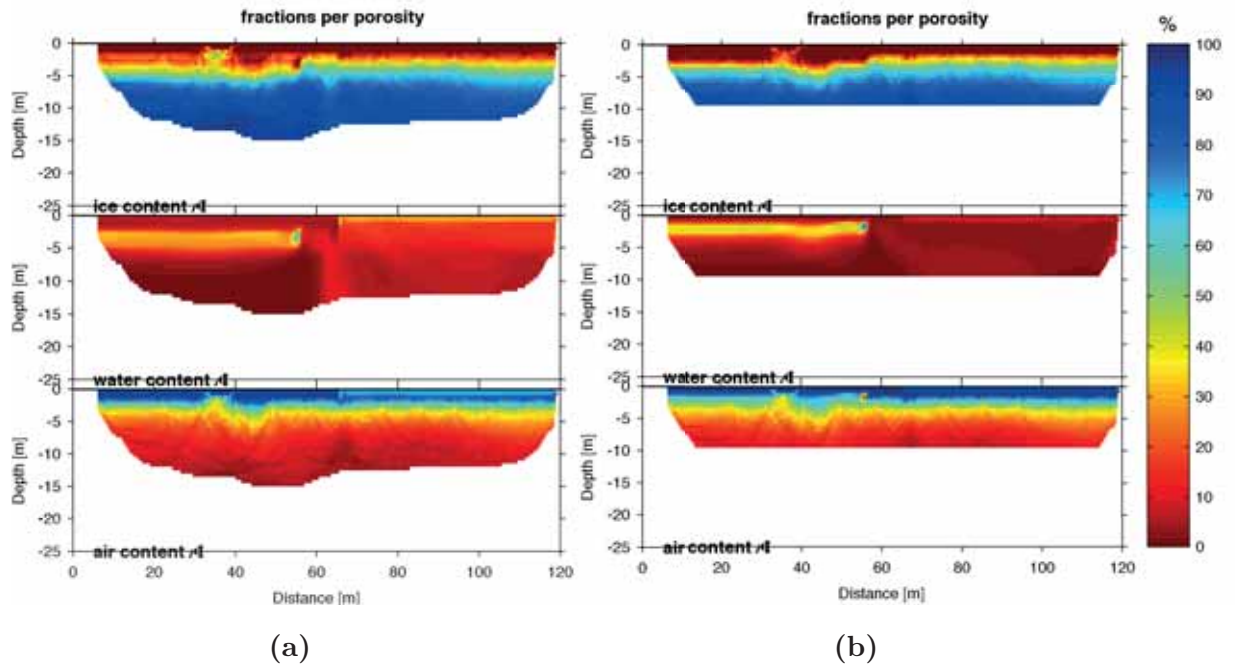
Im nächsten Schritt wird die wasserführende Schicht 1,5 m unter die Erdoberfläche verlegt und mit einer Mächtigkeit von 0,5 m auf ein Drittel seiner ursprüngliche Größe verkleinert. Die nun nur noch 0,5 m mächtige wasserführende Schicht, die von einer 3,5 m mächtigen Schicht aus verdichtetem Sediment untergeben ist, wird ebenfalls mit einem Elektroden-Abstand von zwei bzw. einem Meter untersucht. Im Modelllauf mit einem Abstand von 2 m kommt die wasserführende Schicht besser heraus als in den anderen Modellen mit einer horizontalen, wassergesättigten Schichten auf einem Eiskörper (Abb. 9.3a). Das 4 Phasenmodell auf Basis geoelektrischer Daten (Abb. A.15b) mit einem Abstand von lediglich einem Meter zwischen den Elektroden zeigt die wasserführende Schicht in seinen korrekten Ausmaßen und einem Gesamtwassergehalt von 40% des verfügbaren Porenraums (Abb. 9.3b).

Die Lage der wasserführenden Schicht oberhalb des Eiskerns auf einer Zwischenschicht aus verdichtetem Sediment ist jedoch nicht als realistisch zu erachten, da das Wasser eher auf dem Eiskörper direkt staut, als auf einer Zwischenschicht innerhalb der Auftauschicht. Wie bereits bei HILBICH, MARESCOT et al. (2009) und im Rahmen der Modelle mit wasserführenden Schichten auf Eiskörpern in dieser Arbeit gezeigt, kann eine geoelektrische Messung mit Standard-Inversionsverfahren eine wasserführende Schicht auf einem Eiskörper aufgrund des hohen Gradienten zwischen den einzelnen Widerständen der Strukturen nicht korrekt berechnen. Befindet sich zwischen Eiskörper und wasserführender Schicht nur ein wenig Sediment so bewirkt der Wechsel des Gradienten von Wasser zu Sediment zu Eis, dass die wasserführende Schicht mit einem geeigneten Elektroden-Abstand erfasst werden kann.



**Abb. 9.2.:** Ergebnisse des 4 Phasenmodells mit Modell mit wasserführender Schicht und Elektroden-Abstand von a) 2 m und b) 1 m jeweils mit einer Schlumberger-Messgeometrie aufgenommen. Aufgrund einer mangelhaften geoelektrischen Inversion gibt das 4 Phasenmodell erhöhte Wassergehalte von 40 - 70% in einem zu mächtigen Bereich wieder.





**Abb. 9.3.:** Ergebnisse des 4 Phasenmodells aus den Daten des Modells mit 0,5m mächtiger wasserführender Schicht, der nicht auf dem Eiskörper aufliegt, bei einem Elektroden-Abstand von a) 2 m und b) 1 m jeweils mit einer Schlumberger-Messgeometrie aufgenommen. Die Inversion der Messdaten mit dem größeren Geophonabstand von 2 m a) schafft es nicht die wasserführende Schicht korrekt aufzulösen, während die Inversion der Geoelektrik mit dem kleineren Abstand von 1 m a) den 0,5 m mächtigen wasserführende Schicht korrekt in Lage und Ausdehnung auflöst.



## 10. Fazit

Wie in der Einleitung besprochen, soll diese Arbeit eine erste Antwort auf die Frage liefern, ob das 4 Phasenmodell mit dem bisherigen Kenntnisstand über das Gebiet und den bestehenden Messaufbau ein hydrologisches Monitoring des Becs-de-Bosson Blockgletschers durchführen kann. In vier Szenarien wird das 4 Phasenmodell von HAUCK, BÖTTCHER & MAURER (2011) mitsamt seinen zugrunde liegenden geophysikalischen Untersuchungen hinsichtlich seines Auflösungsvermögen von hydrologischen Strukturen am Fallbeispiel des Becs-de-Bosson Blockgletschers untersucht. Dazu wurden zunächst je ein Juli- und ein September-Zustand in Form von modellhaften Verteilungen von spezifischen Widerständen in der Geoelektrik und P-Wellengeschwindigkeiten in der Seismik nachgebildet und in künstliche Messdaten überführt. Es hat sich gezeigt, dass die Unterschiede zwischen den synthetischen Ausgangsmodellen der beiden Zeitpunkte gering sind, sodass alle weiteren Untersuchungen auf Basis des September-Agangsmodells durchgeführt wurden. Es scheinen somit kaum merkliche Veränderungen zwischen dem Juli 2012 und dem September 2013 stattgefunden zu haben, wenngleich eine massive hochohmige Anomalie in Erscheinung tritt, wobei dies auch eine Anomalie der fehlerbehafteten Messung sein kann. Der saisonale Unterschied scheint somit, im Vergleich zu den synthetisch untersuchten Veränderungen, eher gering auszufallen.

Die Analyse der vier Szenarien zeigt, dass vertikale Strukturen im Gegensatz zu horizontalen Strukturen im bestehenden Messaufbau am Becs-de-Bosson Blockgletscher auch dann nachgewiesen werden können, wenn sie realistische Mächtigkeiten aufweisen, wohingegen horizontale Fließwege auf einem Eiskörper mit dem bestehenden Messaufbau nur dann ausgewiesen werden können, sobald sie unrealistische Mächtigkeiten von bis zu 4,5 m annehmen. Das Auflösungsvermögen der geophysikalischen Messmethoden, insbesondere der Geoelektrik, variiert stark mit der Form der Struktur und dem Gradienten zwischen den physikalischen Materialeigenschaften

ten. So können vertikale Strukturen in der Auftauschicht teils sehr genau wiedergegeben werden, wohingegen horizontale Strukturen auf Eiskörpern verwaschen. Dies liegt in der Inversion der Geoelektrik begründet, die aus den starken Widerstandsübergängen zwischen den einzelnen Phasen weiche Gradienten zeichnet und mit großen Gradienten, wie zwischen den spezifischen Widerständen von Eis und flüssigem Wasser, nicht umgehen kann. Ein Wechsel der geoelektrischen Messgeometrie und des Abstandes zwischen den Elektroden schafft kaum Abhilfe, sodass in Zukunft für die Untersuchung von wasserführenden Schichten auf oder unter Eiskörpern Inversionsalgorithmen zum Einsatz kommen sollten, die mit keine weichen Übergänge sondern scharfe Kanten zeichnen. In Zukunft sollte zudem untersucht werden, warum teilweise in den geoelektrischen Inversionen Fließwege in der Auftauschicht verschwinden und im Eiskörper wieder auftauchen.

Die synthetischen Modelle zeigen trotz aller Probleme in der Inversion, dass es mit gewissen Einschränkungen möglich ist, präferentielle Fließwege und deren Evolution im Becc-de-Bosson Blockgletscher mit dem bestehenden Messaufbau in den Ergebnissen des 4 Phasenmodells nachzuvollziehen. Ein Blick auf die Messdaten und das Modellergebnis für den September 2013 zeigt, dass auch in den realen Messdaten Bereiche sichtbar gemacht werden konnten, die potenzielle Fließstrukturen im Blockgletscher darstellen könnten. Quantitative Aussagen aus den Modellergebnisse sind nach jetzigem Kenntnisstand schwierig zu treffen. Besonders da zum jetzigen Zeitpunkt der Übergang zwischen Auftau- und Eisschicht im synthetischen, seismischen Modell noch nicht genau getroffen wird, wie der Vergleich der Inversion mit Schätzungen aus der Knickpunkt-Methode gezeigt hat. Da ein Großteil der hydrologischen Strukturen in diesem Übergangsbereich angesiedelt ist, sollte in Zukunft das synthetische Modell hinsichtlich des Übergangs von Auftauschicht zu Eisschicht verbessert werden.

Die Wahl der Parameter durch den Monte-Carlo-Lauf ermöglicht vergleichbare Ergebnisse. Allerdings muss die Sortierung und die Auswahl des besten Laufes durch das Monte-Carlo-Modul verändert werden, da zum jetzigen Zeitpunkt Parameter-

Kombinationen mit geringen Zahlenwerten bevorzugt werden. Für zukünftige Anwendungen des Monte-Carlo-Moduls empfiehlt es sich, mit einem deutlich reduzierten Modellumfang, Studien zur Wahl der Parameter durchzuführen, wie z.B. der Einfluss der Bedingung  $m = n$ . Für weitere Untersuchungen zur Varianz der Modellergebnisse mit unterschiedlichen Parameter-Kombinationen sollte zudem der bisher sehr eng gefasste Parameter-Raum für die Archie Parameter  $a, m$  und  $n$  auf 1 - 4 ausgeweitet werden.

Bisher kann das 4 Phasenmodell Wassergehalte der synthetischen Messungen des BeCs-de-Bosson nicht korrekt erfassen, da Messwerte für die Leitfähigkeit des Porenwassers fehlen und die synthetische Modellierung gezeigt hat, dass eine große Differenz zwischen dem existierenden spezifischen Widerstand in den Eingangsdaten und dem im 4 Phasenmodell angenommenen Widerstand des Porenwassers zu Fehlinterpretationen bezüglich des Wassergehaltes führt. Hier sei ebenfalls ein dauerhaftes Monitoring der Leitfähigkeit des Wassers mit einer Leitfähigkeitssonde an den Auslässen am Blockgletscher empfohlen, auch wenn eine solche indirekte Messung nur Anhaltspunkte und keine direkten Werte für die Leitfähigkeit des Porenwassers mit sich bringt, da nicht das Porenwasser selbst, sondern eine Mischung verschiedener Wässer, wie z.B. Abflüssen aus Regenereignissen und dem Porenwassers gemessen wird.

Aus der Anwendung von ARCHIES LAW im 4 Phasenmodell folgt, dass der berechnete Wassergehalt allein von der geoelektrischen Messung abhängt. Für hydrologische Untersuchungen bedeutet dies, dass ein dauerhaftes Monitoring mit der Geoelektrik, wie im September 2014 installiert, von größerer Wichtigkeit ist, als die dauerhafte Untersuchung mit einer Seismik. Mit Hilfe eines A-ERT könnte die Hydrologie eines Blockgletschers über Monate überwacht werden, wenngleich die Anteile für Eis und Luft mangels aktueller seismischer Daten nur geschätzt werden können. Es ist zu beachten, dass jedwede geophysikalische Prospektion einem gehörigen Maß an Subjektivität unterliegt: So hängt die Güte einer geophysikalischen Messung maßgeblich an der Güte der manuellen Auswertung der Messdaten. Im Vergleich zu

realen Messdaten sind synthetischen Messdaten beider Messverfahren von unvergleichbarer Qualität, da weder Rauschen in den Messdaten vorliegt, noch Fehler im Picken der seismischen Laufzeitkurven erfolgen können, da diese automatisch ausgewertet wurden. Mit einer dreischrittigen Analyse konnte gezeigt werden, wie anfällig eine dauerhafte Messung der Geoelektrik auf Rauschen ist: Bis zu 25% Rauschen in den Daten kann toleriert werden, auch wenn die erfassten Wassergehalte noch weiter vom Soll-Wert abweichen, als sie es ohnehin tun. Dennoch kommen die Strukturen, die im synthetischen Modell hinzugefügt wurden, noch zum Vorschein. Ab 35% Rauschen in den künstlichen Daten sind zuvor zuverlässig erkannten Strukturen kaum mehr in den Modellergebnissen zu identifizieren. Sollte ein hydrologisches Monitoring-Programm am Beccs-de-Bosson Blockgletscher gestartet werden, muss folglich sichergestellt werden, dass die Ankopplung und die Güte der geoelektrischen Messung gesichert ist.

Neben den Verbesserungen bei der Inversion der Messdaten sollte darüber nachgedacht werden, die Inversionen der seismischen Daten mit Bohrlochinformationen zu verbessern. Diese geben punktuell belastbare Informationen zur Tiefe der Auftauschicht, die wiederum in erweiterte Startmodelle einfließen und die Interpretation geoelektrischer Daten verifizieren können. Bis dahin liefern erweiterte Startmodelle der Seismik lediglich die gleichen Informationen wie die Inversionen mit einfachen Gradienten-Startmodellen.

## Literatur

- ARCHIE, G. E. (1942): „The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics “. In: *Transactions of the AIME* **146** (01), S. 54–62.
- BARSCH, D. (1996): „Rockglaciers : indicators for the present and former geoecology in high mountain environments; with 50 tables“. Bd. 16. Springer series in physical environment. Heidelberg: Springer. 331 Seiten.
- CHEN, J. et al. (2012): „Stochastic inversion of magnetotelluric data using a sharp boundary parameterization and application to a geothermal site“. In: *Geophysics* **77** (4), E265–E279.
- DELALOYE, R. & E. PERRUCHOUD (2005): „Surveying the (seasonal) variations in rock glacier activity using GPS technique (western Swiss Alps). “ In: *Terra Nostra* **2005** (2), S. 99–100.
- DIMIC, N. (2012): „Extrapolation des débits pour un torrent du glacier rocheux de Becs de Bosson“. Bachelor-Arbeit. Université de Fribourg (CH). 50 Seiten.
- DOU, S. & J. AJO-FRANKLIN (2012): „Potentials of Applying Surface-Wave Methods for Imaging Subsurface Properties in Permafrost Soils“. In: *2012 SEG Annual Meeting*.
- FORTIER, R. et al. (2008): „Internal structure and conditions of permafrost mounds at Umiujaq in Nunavik, Canada, inferred from field investigation and electrical resistivity tomography“. In: *Canadian Journal of Earth Sciences* **45** (3), S. 367–387.

- GOLDSCHIEDER, N. & D. DREW (2007): „Methods in karst hydrogeology“. Bd. 26. International contributions to hydrogeology. London: Taylor & Francis. 265 Seiten.
- HAEBERLI, W. et al. (2006): „Permafrost creep and rock glacier dynamics“. In: *Permafrost and Periglacial Processes* **17** (3), S. 189–214.
- HAUCK, C., M. BÖTTCHER & H. MAURER (2011): „A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets“. In: *The Cryosphere* **5** (2), S. 453–468.
- HAUCK, C. & C. KNEISEL (2008): „Applied geophysics in periglacial environments“. San Diego: Cambridge University Press. 226 Seiten.
- HAUCK, C. (2013): „New Concepts in Geophysical Surveying and Data Interpretation for Permafrost Terrain“. In: *Progress in Physical Geography* **24** (2), S. 131–137.
- HAUCK, C., C. HILBICH et al. (2014): *The evolution of mountain permafrost in Switzerland - TEMPS Projekt*. URL: <http://p3.snf.ch/project-136279> (besucht am 01.08.2014).
- HAUCK, C. & D. V. MÜHLL (2003): „Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions“. In: *Permafrost and Periglacial Processes* **14** (4), S. 305–318.
- HILBICH, C., L. MARESCOT et al. (2009): „Applicability of electrical resistivity tomography monitoring to coarse blocky and ice-rich permafrost landforms“. In: *Permafrost and Periglacial Processes* **20** (3), S. 269–284.
- HILBICH, C., C. FUSS & C. HAUCK (2011): „Automated Time-lapse ERT for Improved Process Analysis and Monitoring of Frozen Ground“. In: *Permafrost and Periglacial Processes* **22** (4), S. 306–319.
- HUMLUM, O. (1998): „The climatic significance of rock glaciers“. In: *Permafrost and Periglacial Processes* **9** (4), S. 375–395.

- JANKE, J. R. et al. (2013): „8.17 Rock Glaciers“. In: *Treatis on Geomorphology*. Hrsg. von J. F. SHRODER. San Diego: Academic Press, S. 238–273.
- JANKE, J. R. (2007): „Colorado Front Range Rock Glaciers: Distribution and Topographic Characteristics“. In: *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* **39** (1), S. 74–83.
- KÄÄB, A., R. FRAUENFELDER & I. ROER (2007): „On the response of rockglacier creep to surface temperature increase“. In: *Global and Planetary Change* **56** (1-2), S. 172–187.
- KNEISEL, C., A. EMMERT & J. KÄSTL (2014): „Application of 3D electrical resistivity imaging for mapping frozen ground conditions exemplified by three case studies“. In: *Geomorphology* **210**, S. 71–82.
- KNEISEL, C., C. HAUCK et al. (2008): „Advances in geophysical methods for permafrost investigations“. In: *Permafrost and Periglacial Processes* **19** (2), S. 157–178.
- KNÖDEL, K., H. KRUMMEL & G. LANGE (2005): „Geophysik: mit 57 Tabellen“. Hrsg. von K. KNÖDEL, H. KRUMMEL & G. LANGE. Bd. 3. Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten. Heidelberg: Springer. 1102 Seiten.
- KOBIERSKA, F. et al. (2014): „A multi-method field experiment to determine local groundwater flow in a glacier forefield“. In: *Hydrological Processes*. Early View.
- KRAINER, K. & W. MOSTLER (2002): „Hydrology of Active Rock Glaciers: Examples from the Austrian Alps“. In: *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* **34** (2), S. 142–149.
- LOKE, M. H. & R. D. BARKER (1995): „Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections“. In: *Geophysics* **60** (6), S. 1682–1690.

- LOKE, M. H., J. E. CHAMBERS et al. (2013): „Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method“. In: *Journal of Applied Geophysics* **95**, S. 135–156.
- MARESCOT, L. et al. (2003): „Assessing reliability of 2D resistivity in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method“. In: *Near Surface Geophysics* **1** (2), S. 57–67.
- MAURER, H., A. CURTIS & D. BOERNER (2010): „Recent advances in optimized geophysical survey design“. In: *Geophysics* **75** (5), 75A177–75A194.
- MÜHLL, D. V., C. HAUCK & H. GUBLER (2002): „Mapping of mountain permafrost using geophysical methods“. In: *Progress in Physical Geography* **26** (4), S. 643–660.
- OLDENBURG, D. W. & Y. LI (1999): „Estimating depth of investigation in DC resistivity and IP surveys“. In: *Geophysics* **64** (2), S. 403–416.
- PERRUCHOUD, E. & R. DELALOYE (2007): „Short-term changes in surface velocities on the Bets-de-Bosson rock glacier (western Swiss Alps)“. In: *Journal of the 8th International Symposium on High Alpine Permafrost*.
- RUBIN, Y. & S. HUBBARD (2006): „Hydrogeophysics“. Heidelberg: Springer. 529 Seiten.
- SCHERLER, M. et al. (2010): „Meltwater infiltration into the frozen active layer at an alpine permafrost site“. In: *Permafrost and Periglacial Processes* **21** (4), S. 325–334.
- SCHNEIDER, S. et al. (2013): „A spatial and temporal analysis of different periglacial materials by using geoelectrical, seismic and borehole temperature data at Murtèl–Corvatsch, Upper Engadin, Swiss Alps“. In: *Geographica Helvetica* **68** (4), S. 265–280.



- SCHÖN, J. H. (2004): „Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics“. Handbook of Geophysical Exploration Series. Oxford: Elsevier Science Technology Books. 600 Seiten.
- TENTHOREY, G. (1993): „Paysage géomorphologique du haut-val de Réchy (Valais, Suisse) et hydrologie liée aux glaciers rocheux“. Diss. Université Fribourg, Universität Freiburg i. Üechtland. 307 Seiten.
- (1994): „Hydrologie liée aux glaciers rocheux haut-val de Réchy.“ In: *Bulletin de la Murithienne* **112**, S. 97–116.
- TIMUR, A. (1968): „Velocity of compressional waves in porous media at permafrost temperatures“. In: *Geophysics* **33** (4), S. 584–595.
- VAN DAM, R. L. (2012): „Landform characterization using geophysics—Recent advances, applications, and emerging tools“. In: *Geomorphology* **137** (1), S. 57–73.
- WILLIAMS, M. W. et al. (2006): „Geochemistry and source waters of rock glacier outflow, Colorado Front Range“. In: *Permafrost and Periglacial Processes* **17** (1), S. 13–33.
- YOU, Y. et al. (2013): „Application of electrical resistivity tomography in investigating depth of permafrost base and permafrost structure in Tibetan Plateau“. In: *Cold Regions Science and Technology* **87**, S. 19–26.

## Abbildungsverzeichnis

|                                                                                                                                                                                                                              |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1.1. Modellierungszyklus mit Inversion und Vorwärtsmodellierung. Quelle: Eigene Darstellung nach KNEISEL, HAUCK et al., 2008 und FORTIER et al., 2008. . . . .                                                               | 11 |
| 2.1. Geomorphologisches und hydrologisches System eines Blockgletschers. Quelle: JANKE et al., 2013, S. 242. . . . .                                                                                                         | 15 |
| 2.2. Höhe und Exposition von Blockgletschern. Der in dieser Arbeit behandelte Becs-De-Bosson-Blockgletscher ist in seiner Höhenlage und seiner Exposition eingezeichnet. Quelle: Verändert nach BARSCH, 1996, S. 38. . . . . | 18 |
| 2.3. Konzeptionelles hydrologisches Modell eines Blockgletschers mit unterschiedlichen Speichern und Abflussszenarien. Quelle: BARSCH, 1996, S. 260. . . . .                                                                 | 19 |
| 2.4. Fließwege in einem Blockgletscher in ihrer jahreszeitlicher Variation. Quelle: WILLIAMS et al., 2006. . . . .                                                                                                           | 20 |
| 3.1. Karte des Untersuchungsgebietes. Rot eingezeichnet sind die Untersuchungstransekte L1 und L2, von denen nur noch L2 benutzt wird. .                                                                                     | 23 |
| 3.2. Übersicht des oberen Val de Réchy. Eingezeichnet sind die beiden aktiven Blockgletscher Tsavolire und Becs-de-Bosson, sowie der inaktive Blockgletscher La Maya. Quelle: TENTHOREY (1993, S. 125). . . . .              | 25 |
| 3.3. Blick vom Vorfeld des Blockgletschers Becs-de-Bosson auf den See Lac Le Louché. Eigene Aufnahme vom 17.07.2014. . . . .                                                                                                 | 27 |
| 4.1. Verlauf der Stromlinien in einem zweigeteilten Halbraum mit jeweils unterschiedlichen spezifischen Widerständen. Quelle: KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 129. . . . .                                                 | 35 |
| 4.2. Vierpunktanordnung nach KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 133.                                                                                                                                                          | 36 |

|                                                                          |    |
|--------------------------------------------------------------------------|----|
| 4.3. Wenner Anordnung.                                                   |    |
| Quelle: Eigene Darstellung nach KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005.           | 37 |
| 4.4. Schlumberger-Geometrie.                                             |    |
| Quelle: Eigene Darstellung nach KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005.           | 37 |
| 4.5. Dipol-Dipol Anordnung.                                              |    |
| Quelle: Eigene Darstellung nach KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005.           | 38 |
| 4.6. Pol-Dipol Anordnung.                                                |    |
| Quelle: Eigene Darstellung nach KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005.           | 38 |
| 4.7. Einfluss der Messgeometrie auf Auflösung einer Anomalie in der In-  |    |
| version. Quelle: RUBIN & HUBBARD, 2006, S. 138. . . . .                  | 39 |
| 4.8. Mögliche Schichtmodelle einer Schlumberger Sondierungskurve. Quel-  |    |
| le: KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 155. . . . .                       | 40 |
| 4.9. Ausbreitung und Reflexion von seismischen Wellen im Untergrund.     |    |
| Quelle: GOLDSCHIEDER & DREW, 2007, S. 178. . . . .                       | 42 |
| 4.10. Laufzeitkurve einer refraktierten, seismischen Welle im Schema.    |    |
| Quelle:KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005, S. 453. . . . .                    | 45 |
| 4.11. Berechnung von Pseudosektionen aus Vierpunktanordnung, A) für ei-  |    |
| ne Dipol-Dipol-Anordnung und B) für eine Wenner-Anordnung. Quel-         |    |
| le: VAN DAM, 2012. . . . .                                               | 48 |
| 4.12. Luftbildaufnahme des Becs-de-Bosson Blockgletschers mitsamt den    |    |
| beiden Zungen, sowie den rot eingezeichneten Messtransekten L1 und       |    |
| L2. . . . .                                                              | 50 |
| 4.13. a) Begehung des Becs-de-Bosson Blockgletschers während der Feldar- |    |
| beit im Juli 2014, in einzelnen Furchen der blockigen Auflageschicht     |    |
| befinden sich noch Altschneefelder und Harsch. Eigene Aufnahme           |    |
| vom 17.07.2014. b) Hammerschlag Seismik der zweiten Feldkampa-           |    |
| gne. Eigene Aufnahme vom 16.09.2014. . . . .                             | 51 |
| 4.14. Inversion der a) Wenner- und b) Schlumberger-Messung des oberen    |    |
| Teils des Messtransektes L2. Jeweils aufgenommen am 17.07.2014. . .      | 53 |
| 6.1. DOI Index des Schlumberger-Profiles vom Juli 2014. . . . .          | 61 |
| 6.2. DOI Index des Wenner-Profiles vom Juli 2014. . . . .                | 62 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 6.3. Vergleich der Tomographien der selben seismischen Messung nach der Inversion mit unterschiedlichen Startmodellen. Startmodell I stellt ein Gradienten-Startmodell ohne weitere Schichten dar, Startmodell II ein zweischichtiges Modell mit einer Schichtgrenze beim Übergang von Auftauschicht zur Eisschicht, in Startmodell III wurde der Geschwindigkeitsgradient der unteren Schicht von $15 \text{ ms}^{-1}$ pro m auf $50 \text{ ms}^{-1}$ pro m vergrößert. . . . . | 64 |
| 6.4. Prozesskette der synthetischen Modellierung. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 65 |
| 6.5. Inversionen der Schlumberger-Geoelektriken vom a) Juli 2012 und b) September 2013. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 70 |
| 6.6. Tomogramme der seismischen Messdaten vom a) Juli 2012 und b) September 2013. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 71 |
| 6.7. Permafrost-Modell a) des untersuchten Transektes mit den daraus resultierenden synthetischem geoelektrischen und seismischen Modellen für b) den Juli-Zustand und c) den September-Zustand. Die gestrichelten Linien zeigen die Überlappung von Seismik und Geoelektrik. Die gestrichelte horizontale Linie innerhalb des Modells ist der Übergang von Auftauschicht zur Eisschicht im seismischen Modell. . .                                                              | 74 |
| 6.8. Inversionen der synthetischen, geoelektrischen Modelle des a) Juli- und b) September-Zustandes. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 75 |
| 6.9. Geoelektrisches Modell für den Juli-Zustand mit geringerem Widerstand in der Auftauschicht. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 76 |
| 6.10. Inversion des Juli-Zustandes mit auf $10 \text{ k}\Omega \text{ m}$ reduziertem Widerstand in der Auftauschicht. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 76 |
| 6.11. Vergleich synthetischer Laufzeiten (rot, gestrichelt) mit gemessenen Laufzeiten (blau, durchgezogen) vom a) Juli 2012 und b) September 2013. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 79 |
| 6.12. Ergebnisse des 4 Phasenmodells der a) Messdaten vom Juli 2012 und b) der synthetischen Daten des Juli-Zustands. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 81 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 6.13. Ergebnisse des 4 Phasenmodells a) der Messdaten vom September 2013 und b) der synthetischen Daten des September-Ausgangsmodells.<br>. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                   | 81 |
| 6.14. Modellergebnisse der Messdaten vom September 2013 mit auf $\rho_w=50$<br>$\Omega$ m festgelegtem spezifischen Widerstand des Porenwassers im 4 Pha-<br>senmodell. . . . .                                                                                                                                                                                                                       | 83 |
| 7.1. Geophysikalisches Ausgangsmodell mit 1,5 m dicker, wasserführender<br>Schicht am Übergang zwischen Auftauschicht und Eiskörper. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                          | 86 |
| 7.2. Modellergebnisse des 4 Phasenmodells vom Modell mit einer Dicke<br>der wasserführenden Schicht von 1,5 m. Die wasserführende Schicht<br>zeigt sich in den Wassergehalten mit Werten von knapp 50 - 60%,<br>wobei die Ausdehnung auf knapp das dreifache ihrer initialen Größe<br>vergrößert wird (Schlumberger). . . . .                                                                         | 86 |
| 7.3. Vergleich der Wassergehalte aus dem synthetischen Modell mit was-<br>serführender Schicht mit den Wassergehalten des Ausgangsmodells.<br>Sowohl Schlumberger- a), als auch Wenner-Geometrie b) weisen erhöhte<br>Wassergehalte im Vergleich zum Ausgangsmodell im Bereich der was-<br>serführenden Schicht aus, die jedoch von 1,5 m auf das dreifache ihrer<br>Größe angeschwollen ist. . . . . | 87 |
| 7.4. Geophysikalisches Modell der auf 4,5m vergrößerten wasserführenden<br>Schicht auf dem Eiskern. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 88 |
| 7.5. Vergleich der Wassergehalte des Modells mit auf 4,5 m vergrößerter<br>wasserführende Schicht (mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie<br>gemessen) und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells. . . . .                                                                                                                                                                            | 89 |
| 7.6. Ergebnisse des 4 Phasenmodells für das Modell der vergrößerten was-<br>serführenden Schicht auf dem Eiskörper (Wenner Geoelektrik). Deut-<br>lich zu erkennen ist die wasserleitende Schicht mit Wassergehalten<br>von 50% bis Modellmeter 60 in 5 m Tiefe. . . . .                                                                                                                              | 89 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 7.7. Vergleich der Wassergehalte des Modells einer geringmächtigeren wasserleitenden Schicht und auf 1.000 $\Omega$ m vergrößertem Widerstand des Porenwassers (jeweils mit einer a) Schlumberger- und einer b) Wenner-Geometrie erfasst) und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells.   | 90 |
| 7.8. Vergleich der Wassergehalte des Modells mit wasserführender Schicht und auf 50 $\Omega$ m verringertem Widerstand des Porenwassers mit einer a) Schlumberger- und einer b) Wenner-Geoelektrik gemessen und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells. . . . .                         | 91 |
| 7.9. Geophysikalisches Modell mit 4,5 m mächtigen vertikalen Fließwegen.                                                                                                                                                                                                                          | 93 |
| 7.10. Modellergebnisse des 4 Phasenmodells für das synthetische Modell mit 4,5 m mächtigen vertikalen Fließwegen. Die Geoelektrik wurde mit einer Schlumberger-Einstellung gemessen. Deutlich zu erkennen sind wassergesättigte vertikale Strukturen mit Wassergehalten von mehr als 50%. . . . . | 93 |
| 7.11. Vergleich der Wassergehalte des Modells mit 4,5 m mächtigen vertikalen Fließwegen ( mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie erfasst) und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells. . .                                                                                         | 93 |
| 7.12. Geophysikalisches Modell der auf 1,15 m Breite verjüngten vertikalen Fließwege. . . . .                                                                                                                                                                                                     | 94 |
| 7.13. Modellergebnisse der 1,15 m dicken vertikalen Fließwege. Erhöhte Wassergehalte von bis zu 50% zeigen die vertikalen Fließwege bis in eine Tiefe von 10m in einer Schlumberger-Geoelektrik. . . . .                                                                                          | 94 |
| 7.14. Zusätzliche Wassergehalte in vertikalen und auf 1,15 m Mächtigkeit verkleinerten Fließwegen (mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie erfasst) im Vergleich mit Wassergehalten des September-Ausgangsmodells. . . . .                                                                   | 95 |
| 7.15. Vergleich der Wassergehalte des Modells mit 1,15 m breiten vertikalen Fließwege mit auf 50 $\Omega$ m reduzierten Widerständen des Porenwassers in der a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie erfasst und und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells. . . . .                   | 96 |
| 7.16. Geophysikalisches Modell der horizontalen und vertikalen Fließwege. .                                                                                                                                                                                                                       | 96 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 7.17. Modellergebnisse des 4 Phasenmodells für vertikale und horizontale Fließwege. Die vertikalen Strukturen kommen in den Wassergehalten mit Werten $> 50\%$ (in der Schlumberger-Messung) klar heraus, während die horizontalen Strukturen mit nur geringen Wassergehalten von 25 - 35% auftreten. . . . .                                                                                                                                      | 98  |
| 7.18. Zusätzliche Wassergehalte in horizontalen und vertikalen Fließwegen (mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie gemessen) im Vergleich zu den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells. . . . .                                                                                                                                                                                                                                        | 98  |
| 7.19. Verteilung geophysikalischer Parameter für ein synthetisches Modell mit vertikalen Fließwegen und einer wasserführenden Schicht unter dem Eiskern. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 99  |
| 7.20. Ergebnisse des 4 Phasenmodells für ein synthetisches Modell mit geringmächtigen vertikalen Fließwegen und einem horizontalen Fließweg unterhalb des Eiskörpers (Schlumberger). Die vertikalen Fließwege kommen in den berechneten Wassergehalten des 4 Phasenmodells heraus und erreichen dabei Wassergehalte von bis zu 50%. Horizontale Strukturen hingegen sind nur schwach erkennbar und weisen Wassergehalte von unter 35% auf. . . . . | 99  |
| 7.21. Zusätzliche Wassergehalte in vertikalen Fließwegen und in einer wasserführenden Schicht unter dem Eiskörper (durch a) eine Schlumberger- und b) eine Wenner-Messgeometrie erfasst) im Vergleich mit den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells. . . . .                                                                                                                                                                                | 100 |
| 7.22. Vergleich zwischen Wassergehalten in horizontalen und vertikalen Fließwegen unter dem Eiskörper mit einem auf $50\Omega\text{ m}$ reduzierten Widerstand des Porenwassers in den synthetischen Modellen (jeweils mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie gemessen) und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells. . . . .                                                                                                        | 101 |
| 7.23. Geophysikalisches Modell mit einem diagonalen Fließweg. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 102 |
| 7.24. Vergleich der Wassergehalte aus dem diagonalen Fließweg (mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie gemessen) und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                | 103 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 7.25. Vergleich der Wassergehalte aus dem diagonalen Fließweg (mit a) Schlumberger- und b) Wenner-Geometrie gemessen) und den Wassergehalten des September-Ausgangsmodells. Der Widerstand des Porenwassers in den synthetischen, geoelektrischen Modellen wurde auf 50 $\Omega$ m reduziert. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                    | 103 |
| 7.26. Modellergebnisse des 4 Phasenmodells mit Eingangsdaten für einen diagonalen Fließweg und reduziertem Widerstand des Porenwassers (mit Schlumberger-Geometrie erfasst). . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 104 |
| 8.1. Vergleich der Wassergehalte aus Modelllauf des 4 Phasenmodells mit a) geoelektrischen Daten ohne wasserführende Schicht und seismischen Daten mit wasserleitender Schicht und b) geoelektrischen Daten mit wasserführender Schicht und seismischen Daten ohne wassergesättigte Schicht. Der Modelllauf ohne wasserführende Schicht in der Geoelektrik findet keine erhöhten Wasseranteile, während eine mangelnde wassergesättigte Schicht in der Seismik keine Auswirkungen auf das Modellergebnis des 4 Phasenmodells in Bezug auf die Wassergehalte hat. . . . . | 107 |
| 8.2. Vergleich der Modellergebnisse des 4 Phasenmodells nach a) 1.000, b) 3.000, c) 10.000 und d) 30.000 Iterationen. Es zeigt sich, dass bei freier Wahl der Modellparameter $a, m$ und $n$ und einer Festlegung der Porenleitfähigkeit auf 50 $\Omega$ m die Ergebnisse des 4 Phasenmodells kaum variieren und die gewählten Parameter nahe bei einander liegen (Tab. 8.1). . . . .                                                                                                                                                                                    | 116 |
| 8.3. Modellergebnisse des 4 Phasenmodells, a) nachdem $\rho_w$ im 4 Phasenmodell auf 425 $\Omega$ m festgelegt wurde und b) nachdem der Widerstand des Porenwassers in den synthetischen Modellen auf 50 $\Omega$ m reduziert wurde. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 118 |
| 8.4. Zusätzliche Wassergehalte des Modells mit einer wasserführenden Schicht mit Pol-Dipol-Einstellung gemessen. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 120 |



|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 9.1. Modellergebnisse für 1,15 m mächtige vertikale Fließwege a) ohne hinzuaddiertes Rauschen, b) mit 25% Rauschen, c) mit 35% Rauschen und d) mit 50% Rauschen. In a) lassen sich die vertikalen Fließwege noch erkennen, bei 25% Rauschen verlieren sie ihre Struktur leicht und die Wassergehalte sind im Vergleich zu a) deutlich reduziert. Ab c) 35% sind nur noch die Fließwege bei Modellmeter 60 und 80 zu erkennen und die Wassergehalte sind weiter reduziert. Bei d) 50% Rauschen sind im gesamten Modell die Wassergehalte unter 10% und Strukturen in keinsten Weise mehr erkennbar. . . . . | 125 |
| 9.2. Ergebnisse des 4 Phasenmodells mit Modell mit wasserführender Schicht und Elektroden-Abstand von a) 2 m und b) 1 m jeweils mit einer Schlumberger-Messgeometrie aufgenommen. Aufgrund einer mangelhaften geoelektrischen Inversion gibt das 4 Phasenmodell erhöhte Wassergehalte von 40 - 70% in einem zu mächtigen Bereich wieder. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                           | 127 |
| 9.3. Ergebnisse des 4 Phasenmodells aus den Daten des Modells mit 0,5m mächtiger wasserführender Schicht, der nicht auf dem Eiskörper aufliegt, bei einem Elektroden-Abstand von a) 2 m und b) 1 m jeweils mit einer Schlumberger-Messgeometrie aufgenommen. Die Inversion der Messdaten mit dem größeren Geophonabstand von 2 m a) schafft es nicht die wasserführende Schicht korrekt aufzulösen, während die Inversion der Geoelektrik mit dem kleineren Abstand von 1 m a) den 0,5 m mächtigen wasserführenden Schicht korrekt in Lage und Ausdehnung auflöst. . . . .                                 | 128 |
| A.1. Geoelektrische und seismische Daten des Juli-Ausgangsmodells. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 153 |
| A.2. Geoelektrische und seismische Daten des September-Ausgangsmodells. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 153 |
| A.3. Geoelektrische Eingangsdaten des Modells mit wasserführender Schicht. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 154 |
| A.4. Geoelektrische Eingangsdaten des Modells mit wasserführender Schicht. Der Widerstand des Porenwassers wird im synthetischen Modell auf $\rho_w = 1.000 \Omega m$ erhöht. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 154 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| A.5. Geoelektrische Eingangsdaten des Modells mit wasserführender Schicht.<br>Der Widerstand des Porenwassers wird im synthetischen Modell auf<br>$\rho_w = 50 \Omega \text{ m}$ gesenkt. . . . .                                                                                                           | 154 |
| A.6. Seismische Eingangsdaten des Modells mit wasserführender Schicht. .                                                                                                                                                                                                                                    | 155 |
| A.7. Geoelektrische (Subplots b - c) und seismische Eingangsdaten (Sub-<br>plot d) des Modells mit wasserführender Schicht mit einer Mächtigkeit<br>von 4,5 m. . . . .                                                                                                                                      | 155 |
| A.8. Geoelektrische (Subplots b - c) und seismische Eingangsdaten (Sub-<br>plot d) des synthetischen Modells mit drei vertikalen, 4,5 m mächtigen<br>Fließwegen. . . . .                                                                                                                                    | 156 |
| A.9. Geoelektrische (Subplots b - d ) und seismische Eingangsdaten (Sub-<br>plot f) des Modells mit drei vertikalen, 1,15 m mächtigen Fließwegen. .                                                                                                                                                         | 157 |
| A.10. Geoelektrische (Subplots b-c) und seismische Eingangsdaten (Subplot<br>d) des Modells mit vertikalen Fließwegen, sowie einem Fließweg auf<br>einem Eiskörper. . . . .                                                                                                                                 | 158 |
| A.11. Geoelektrische (Subplots b - e) und seismische Eingangsdaten (Sub-<br>plot f) des Modells mit drei vertikalen Fließwegen, sowie einem Fließ-<br>weg unter einem Eiskörper. In den geoelektrischen Daten d) und e)<br>wurde der Widerstand des Porenwassers auf $50 \Omega \text{ m}$ gesenkt. . . . . | 159 |
| A.12. Geoelektrische (Subplots b - c) und seismische Eingangsdaten (Sub-<br>plot d) des Modells mit einem diagonalen Fließweg. . . . .                                                                                                                                                                      | 160 |
| A.13. Der Widerstand des Porenwassers wird in den synthetischen Modellen<br>für a) Schlumberger und b) Wenner auf $\rho_w = 50 \Omega \text{ m}$ gesenkt. . . . .                                                                                                                                           | 160 |
| A.14. Geoelektrische Daten der Studie zum Geophon Abstand: a) Abstand<br>der Geophone 2 m b) Abstand der Geophone 1 m . . . . .                                                                                                                                                                             | 161 |
| A.15. Geoelektrische Daten der Studie zum Geophon Abstand mit einer<br>wasserführenden Schicht nahe der Erdoberfläche: Abstand der Geo-<br>phone a) 2 m und b) 1 m. Seismische Daten c) des Modells mit was-<br>serführender Schicht nahe der Erdoberfläche. . . . .                                        | 161 |
| A.16. Ablaufschema des 4 Phasenmodells mit benötigten Eingabedaten und<br>Unterfunktionen. . . . .                                                                                                                                                                                                          | 163 |

## Formelverzeichnis

|       |                                                                         |    |
|-------|-------------------------------------------------------------------------|----|
| 4.1.  | Elektrische Feldkraft . . . . .                                         | 32 |
| 4.4.  | Darstellung des elektrischen Feldes . . . . .                           | 33 |
| 4.5.  | Stromdichte-Gleichung. . . . .                                          | 33 |
| 4.6.  | Potentiallösung im Halbraum . . . . .                                   | 33 |
| 4.7.  | Berechnung des elektrischen Feldes. . . . .                             | 34 |
| 4.8.  | Potentialdifferenzgleichung. . . . .                                    | 35 |
| 4.9.  | Berechnung des spezifischen Widerstands über Geometriefaktor K . .      | 36 |
| 4.10. | Brechungsgesetz nach Snellius . . . . .                                 | 44 |
| 4.11. | Kritischer Brechungswinkel in der Refraktionsseismik. . . . .           | 44 |
| 4.12. | Laufzeitkurve in der Refraktionsseismik (vereinfachter 2 Schichtfall) . | 44 |
| 4.13. | L <sub>2</sub> -Gauss-Newton-Inversion . . . . .                        | 47 |
| 5.1.  | Volumetrische Fraktionen im 4 Phasenmodell . . . . .                    | 54 |
| 5.2.  | Archies zweites Gesetz. . . . .                                         | 54 |
| 5.3.  | Anteil Porenwasser . . . . .                                            | 55 |
| 5.4.  | Mischung der Geschwindigkeiten . . . . .                                | 55 |
| 5.5.  | Volumetrischer Anteil Eis im Untergrund . . . . .                       | 55 |
| 5.6.  | Volumetrischer Anteil Luft im Untergrund . . . . .                      | 55 |
| 5.7.  | Volumetrischer Anteil Wasser im Untergrund. . . . .                     | 55 |
| 5.8.  | Volumetrischer Anteil Festgestein im Untergrund . . . . .               | 55 |
| 6.1.  | Berechnung des DOI-Indexes. . . . .                                     | 60 |
| 6.2.  | Schätzung der Schichttiefe z nach RUBIN & HUBBARD, 2006, S. 229 .       | 69 |

## Tabellenverzeichnis

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 2.1. Verhältnis Oberfläche zu Dicke eines Blockgletschers nach BARSCH, 1996 . . . . .                                                                                                                                                                                                                   | 16  |
| 3.1. Abflussverhalten der Blockgletscher im Réchy Tal nach TENTHOREY, 1994 . . . . .                                                                                                                                                                                                                    | 26  |
| 5.1. Verhältnis von Iterationen zu Fehlwerten bei festgelegtem Widerstand des Porenwassers von 50 $\Omega$ m . . . . .                                                                                                                                                                                  | 56  |
| 5.2. Spezifische Widerstände des Porenwassers $\rho_w$ aus anderen Testgebieten. Quelle: Persönliche Kommunikation mit C. HAUCK, Daten unveröffentlicht. Quelle der theoretischen Werte: <a href="http://www.imn.htwk-leipzig.de">http://www.imn.htwk-leipzig.de</a> (abgerufen am 18.09.2014). . . . . | 58  |
| 6.1. Elektrische Widerstände $\rho$ und P-Wellengeschwindigkeiten $v_p$ im synthetischen Modell nach BARSCH (1996, S. 82ff). Der spezifische Widerstand des Porenwassers $\rho_w$ stellt den Mittelwert der theoretisch zu erwartenden Werte dar (Tab. 5.2). . . . .                                    | 66  |
| 6.2. Tiefenabschätzung für die Auftauschicht über Knickpunktmethode für ausgewählte Schusspunkte für den Juli 2012 . . . . .                                                                                                                                                                            | 77  |
| 6.3. Beste Parameter-Kombination aus 3.000 Iterationen im Monte-Carlo-Lauf für die Ausgangsmodelle des 4 Phasenmodells. . . . .                                                                                                                                                                         | 82  |
| 8.1. Gewählte Parameter aus dem besten Lauf bei festgelegtem Widerstand des Porenwassers von 50 $\Omega$ m . . . . .                                                                                                                                                                                    | 119 |
| A.1. Für Modellläufe des 4 Phasenmodells genutzte Parameter aus Monte Carlo Suchlauf . . . . .                                                                                                                                                                                                          | 150 |
| A.2. Für Modellläufe des 4 Phasenmodells genutzte Parameter aus Monte Carlo Suchlauf . . . . .                                                                                                                                                                                                          | 151 |
| B.1. Liste der verwendeten Symbole, Abkürzungen und Einheiten . . . . .                                                                                                                                                                                                                                 | 166 |

## A. Anhang

### A.1. Parameter aus Monte - Carlo - Läufen

**Tabelle A.1.:** Für Modellläufe des 4 Phasenmodells genutzte Parameter aus Monte Carlo Suchlauf

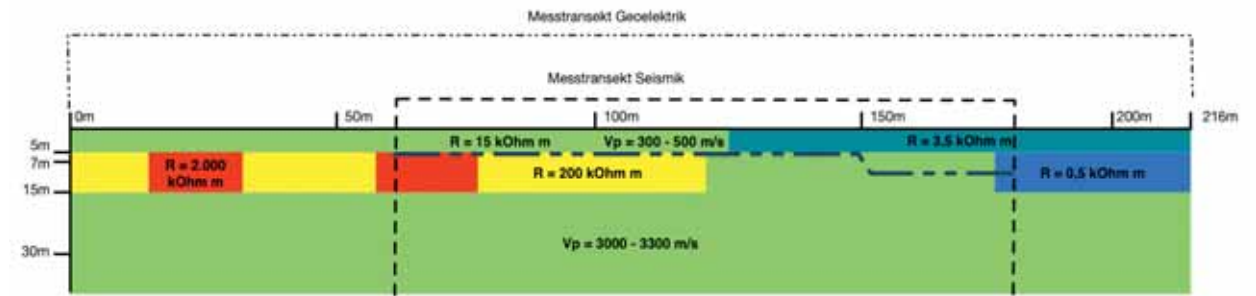
| Referenz   | $\rho_w$ | m   | n   | a   | Referenz   | $\rho_w$ | m   | n   | a   |
|------------|----------|-----|-----|-----|------------|----------|-----|-----|-----|
| Abb. 6.12a | 250      | 1,2 | 1,2 | 1   | Abb. 7.13  | 375      | 1,3 | 1,3 | 1,3 |
| Abb. 6.12b | 250      | 1,2 | 1,2 | 1   | Abb. 7.14a | 375      | 1,3 | 1,3 | 1,3 |
| Abb. 6.13a | 375      | 1,2 | 1,2 | 1   | Abb. 7.14b | 475      | 1,5 | 1,5 | 1,4 |
| Abb. 6.13b | 375      | 1,2 | 1,2 | 1   | Abb. 7.15a | 100      | 1,7 | 1,7 | 1,5 |
| Abb. 6.14  | 50       | 1,1 | 1,1 | 1,8 | Abb. 7.15b | 200      | 1,4 | 1,4 | 1   |
| Abb. 7.2   | 150      | 1,6 | 1,6 | 1,9 | Abb. 7.17  | 200      | 1   | 1   | 1,1 |
| Abb. 7.3a  | 150      | 1,6 | 1,6 | 1,9 | Abb. 7.18a | 200      | 1   | 1   | 1,1 |
| Abb. 7.3b  | 125      | 1,1 | 1,1 | 1,6 | Abb. 7.18b | 125      | 1   | 1   | 2   |
| Abb. 7.5a  | 50       | 1,4 | 1,4 | 1   | Abb. 7.20  | 50       | 1   | 1   | 2   |
| Abb. 7.5b  | 75       | 1,4 | 1,4 | 1,4 | Abb. 7.21a | 300      | 1   | 1   | 1   |
| Abb. 7.6   | 75       | 1,4 | 1,4 | 1,4 | Abb. 7.21b | 50       | 1   | 1   | 2   |
| Abb. 7.7a  | 75       | 1,7 | 1,7 | 2   | Abb. 7.22a | 100      | 1   | 1   | 1   |
| Abb. 7.7b  | 175      | 1,3 | 1,3 | 2   | Abb. 7.22b | 125      | 1   | 1   | 1   |
| Abb. 7.8a  | 50       | 1   | 1   | 1,1 | Abb. 7.24a | 400      | 1,2 | 1,2 | 1,4 |
| Abb. 7.8b  | 50       | 1,1 | 1,1 | 1   | Abb. 7.24b | 200      | 1   | 1   | 2   |
| Abb. 7.10  | 50       | 1   | 1   | 1,2 | Abb. 7.25a | 150      | 1   | 1   | 1   |
| Abb. 7.11a | 50       | 1   | 1   | 1,4 | Abb. 7.25b | 150      | 1   | 1   | 1   |
| Abb. 7.11b | 50       | 1   | 1   | 1,2 | Abb. 7.26  | 150      | 1   | 1   | 1   |

**Tabelle A.2.:** Für Modellläufe des 4 Phasenmodells genutzte Parameter aus Monte Carlo Suchlauf

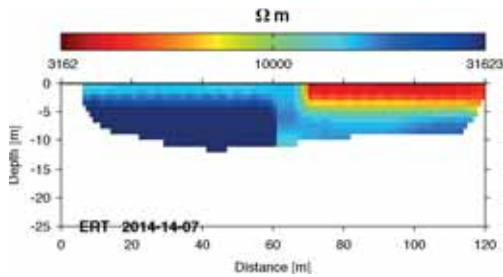
| Referenz  | $\rho_w$ | m   | n   | a   | Referenz  | $\rho_w$ | m   | n   | a   |
|-----------|----------|-----|-----|-----|-----------|----------|-----|-----|-----|
| Abb. 8.1a | 50       | 1,7 | 1,7 | 1,6 | Abb. 8.3b | 50       | 1,1 | 1,1 | 1   |
| Abb. 8.1b | 125      | 1,5 | 1,5 | 1,6 | Abb. 8.4  | 150      | 1   | 1,1 | 1   |
| Abb. 8.2a | 50       | 1,1 | 1,1 | 1   | Abb. 9.2a | 250      | 1,1 | 1,1 | 1,2 |
| Abb. 8.2b | 50       | 1   | 1   | 1,3 | Abb. 9.2b | 250      | 1,1 | 1,1 | 1,7 |
| Abb. 8.2c | 50       | 1   | 1   | 1,1 | Abb. 9.3a | 200      | 1,1 | 1,1 | 1,8 |
| Abb. 8.2d | 50       | 1   | 1   | 1   | Abb. 9.3b | 100      | 1   | 1   | 1,8 |
| Abb. 8.3a | 425      | 1,1 | 1,1 | 1   |           |          |     |     |     |



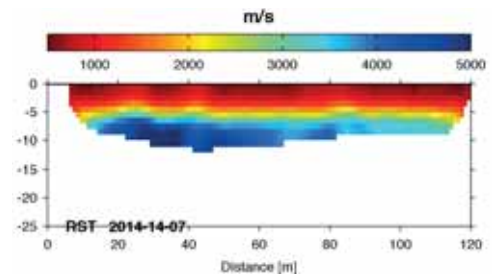
## A.2. Tomogramme der synthetischen Modelldaten



(a) Geoelektrisches und seismisches Modell des Juli-Zustands

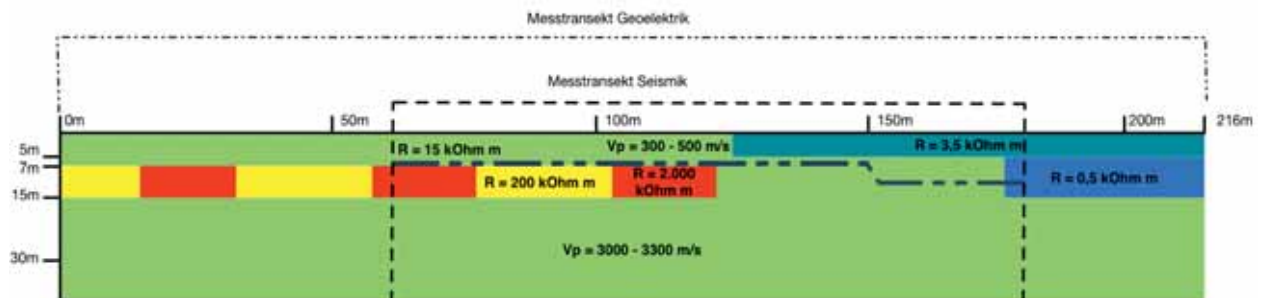


(b) ERT Schlumberger

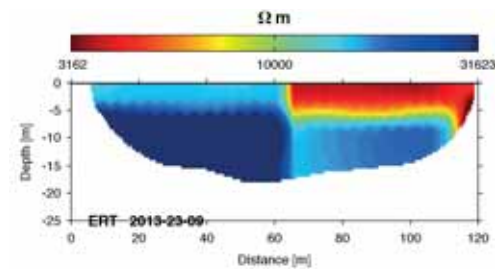


(c) RST

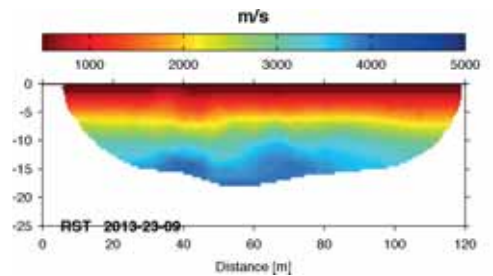
Abb. A.1.: Geoelektrische und seismische Daten des Juli-Ausgangsmodells.



(a) Geoelektrisches und seismisches Modell des September-Zustands



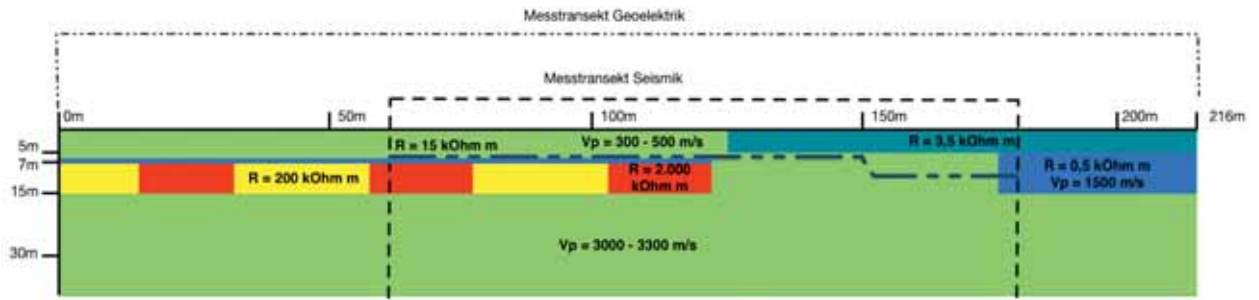
(b) ERT Schlumberger



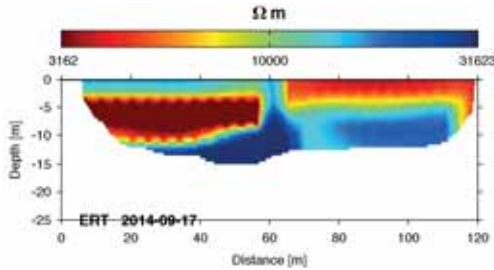
(c) RST

Abb. A.2.: Geoelektrische und seismische Daten des September-Ausgangsmodells.

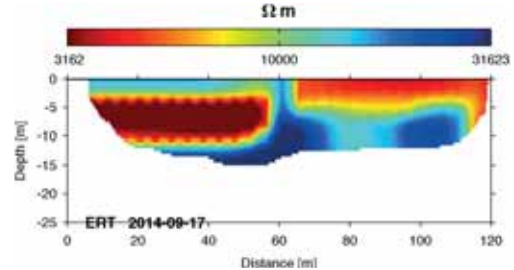




(a) Fall I: Geophysikalisches Modell mit einer 1,5 m mächtigen wasserleitenden Schicht

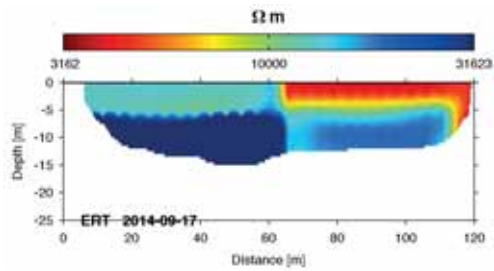


(b) ERT Schlumberger

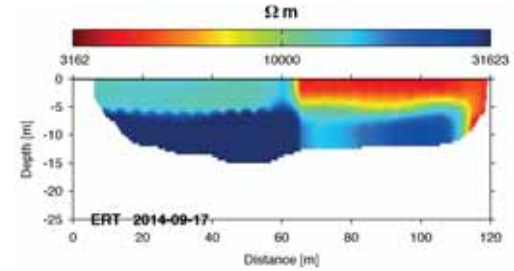


(c) ERT Wenner

Abb. A.3.: Geoelektrische Eingangsdaten des Modells mit wasserführender Schicht.

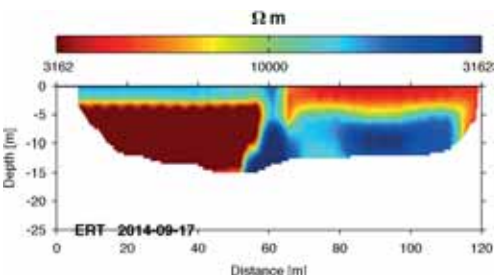


(a) ERT Schlumberger  $\rho_w = 1.000 \Omega m$

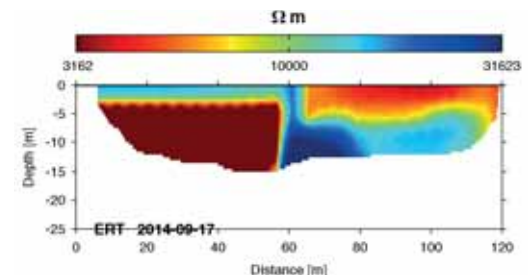


(b) ERT Wenner  $\rho_w = 1.000 \Omega m$

Abb. A.4.: Geoelektrische Eingangsdaten des Modells mit wasserführender Schicht. Der Widerstand des Porenwassers wird im synthetischen Modell auf  $\rho_w = 1.000 \Omega m$  erhöht.

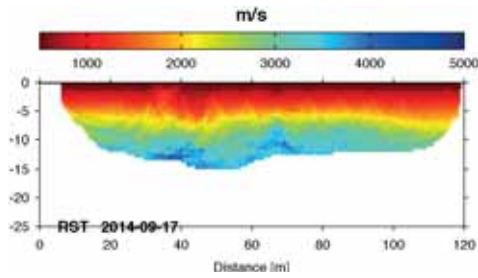


(a) ERT Schlumberger  $\rho_w = 50 \Omega m$



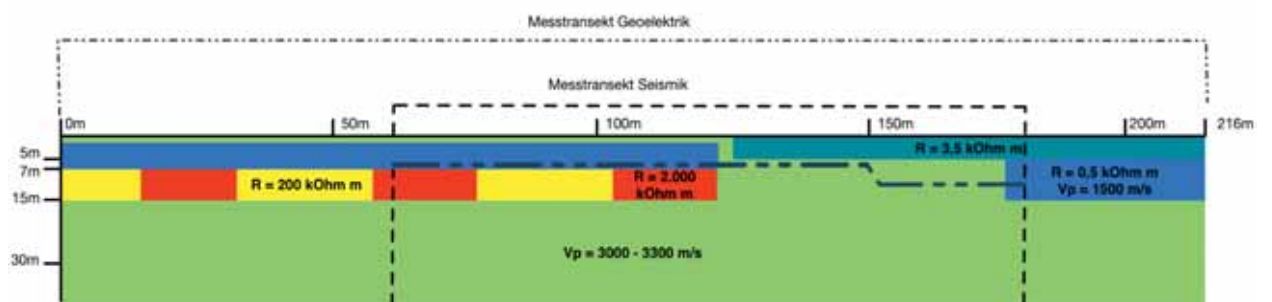
(b) ERT Wenner  $\rho_w = 50 \Omega m$

Abb. A.5.: Geoelektrische Eingangsdaten des Modells mit wasserführender Schicht. Der Widerstand des Porenwassers wird im synthetischen Modell auf  $\rho_w = 50 \Omega m$  gesenkt.

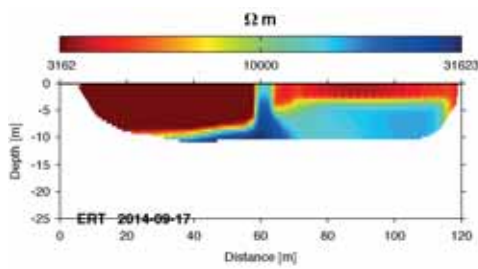


(a) RST

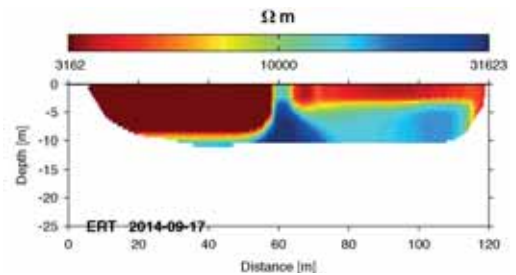
Abb. A.6.: Seismische Eingangsdaten des Modells mit wasserführender Schicht.



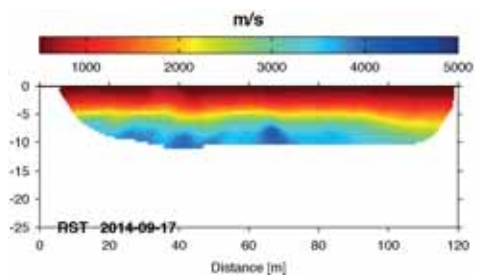
(a) Fall I: Geophysikalisches Modell mit einer 4,5 m mächtigen wasserführenden Schicht



(b) ERT Schlumberger

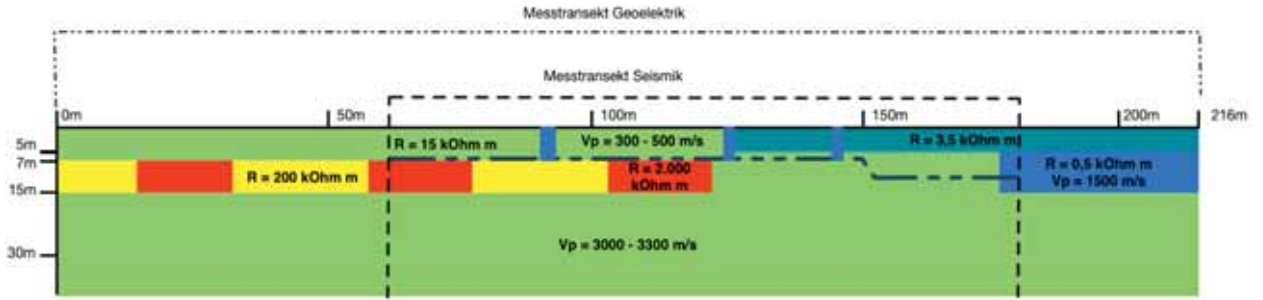


(c) ERT Wenner

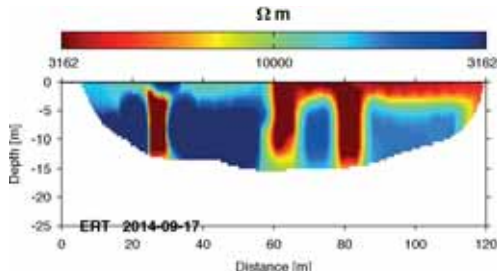


(d) RST

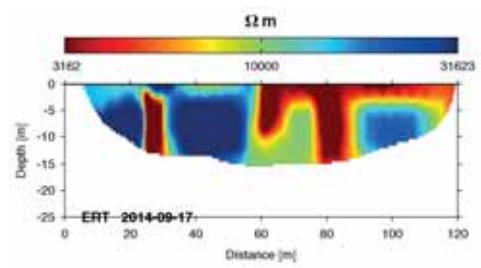
Abb. A.7.: Geoelektrische (Subplots b - c) und seismische Eingangsdaten (Subplot d) des Modells mit wasserführender Schicht mit einer Mächtigkeit von 4,5 m.



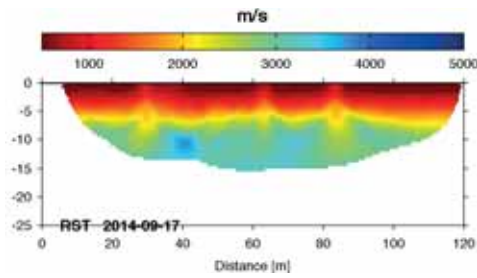
(a) Fall II: Geoelektrisches und seismisches Modell mit drei vertikalen, 4,5 m mächtigen Fließwegen



(b) ERT Schlumberger

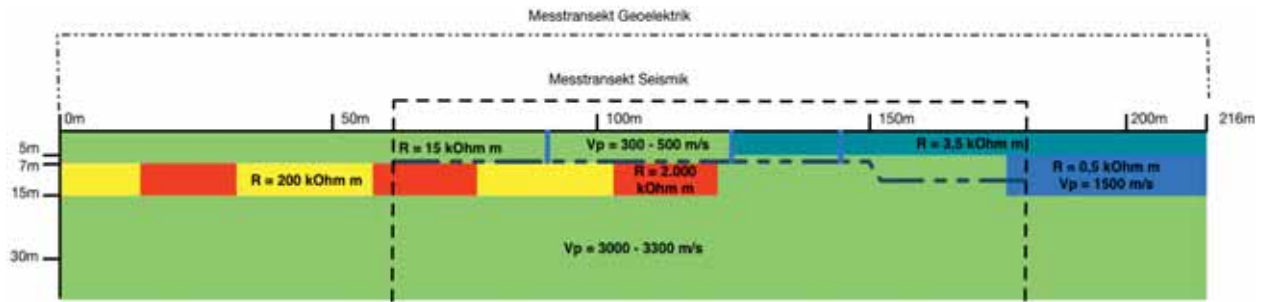


(c) ERT Wenner

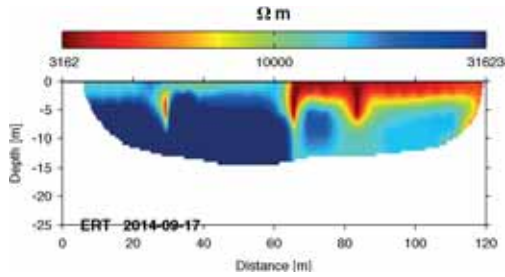


(d) RST

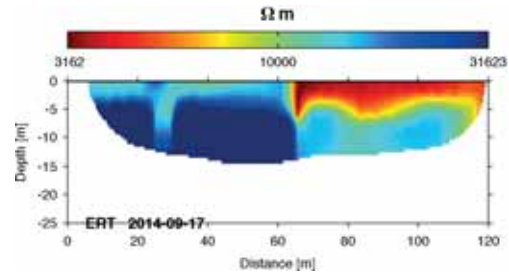
Abb. A.8.: Geoelektrische (Subplots b - c) und seismische Eingangsdaten (Subplot d) des synthetischen Modells mit drei vertikalen, 4,5 m mächtigen Fließwegen.



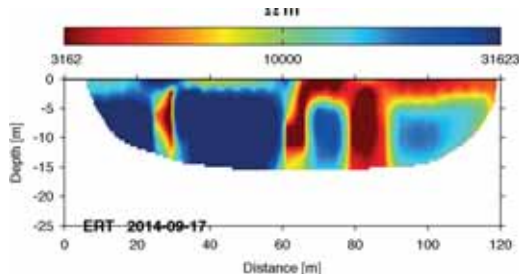
(a) Fall II: Synthetisches Modell mit vertikalen, 1,15 m mächtigen Fließwegen



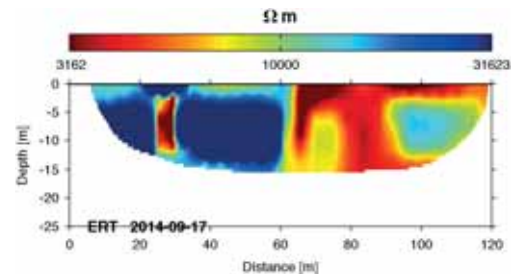
(b) ERT Schlumberger



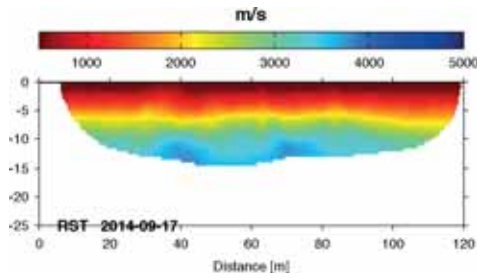
(c) ERT Wenner



(d) ERT Schlumberger mit  $\rho_w = 50 \Omega m$

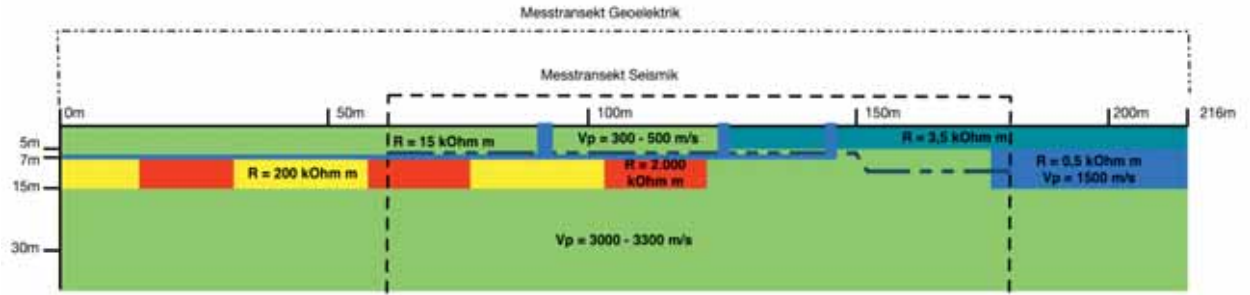


(e) ERT Wenner mit  $\rho_w = 50 \Omega m$

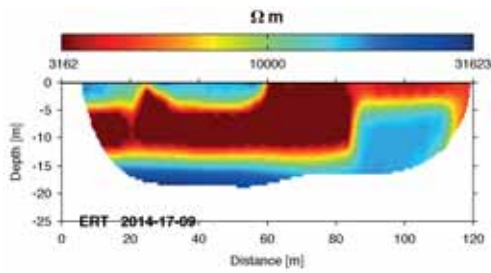


(f) RST

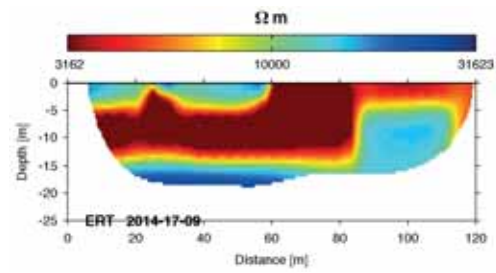
Abb. A.9.: Geoelektrische (Subplots b - d ) und seismische Eingangsdaten (Subplot f) des Modells mit drei vertikalen, 1,15 m mächtigen Fließwegen.



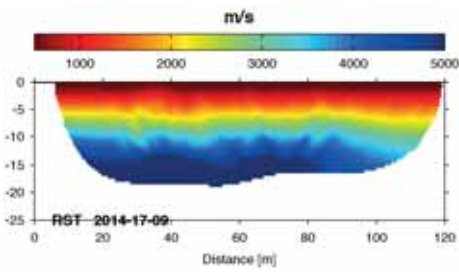
(a) Fall III: Geophysikalisches Modell mit vertikalen Fließwegen und einer wasserführenden Schicht auf einem Eiskörper



(b) ERT Schlumberger



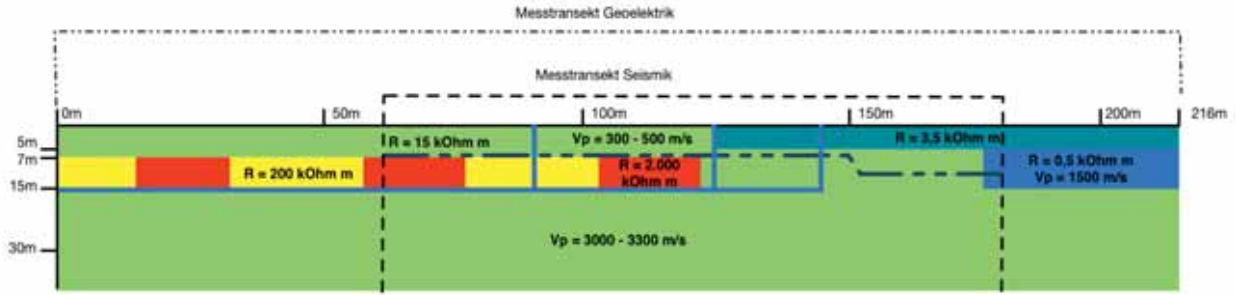
(c) ERT Wenner



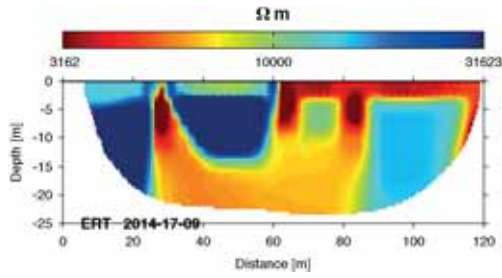
(d) RST

Abb. A.10.: Geoelektrische (Subplots b-c) und seismische Eingangsdaten (Subplot d) des Modells mit vertikalen Fließwegen, sowie einem Fließweg auf einem Eiskörper.

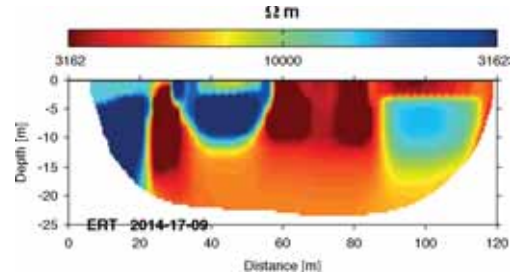




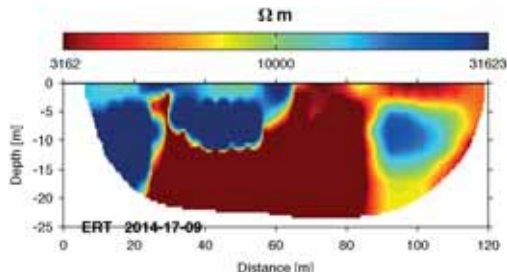
(a) Fall III: Geoelektrisches und seismisches Modell mit drei vertikalen Fließwegen, sowie einem Fließweg unter einem Eiskörper



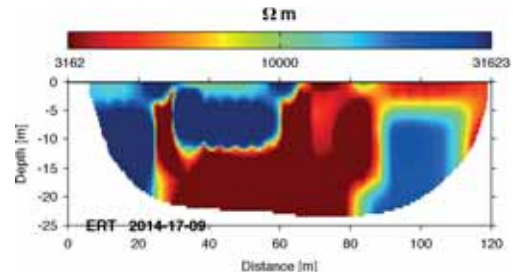
(b) ERT Schlumberger



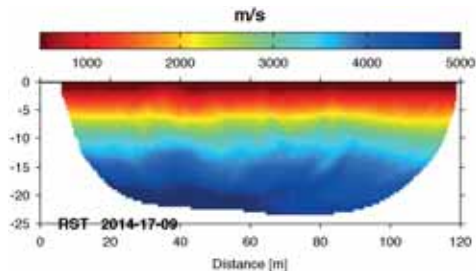
(c) ERT Wenner



(d) ERT Wenner mit  $\rho_w = 50 \Omega m$

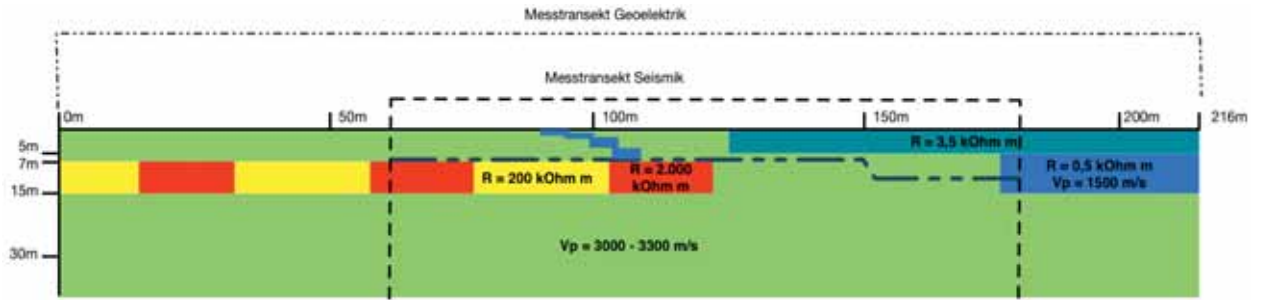


(e) ERT Schlumberger mit  $\rho_w = 50 \Omega m$

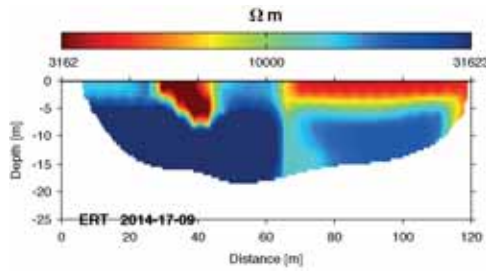


(f) RST

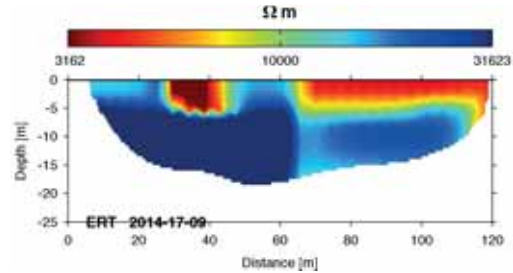
Abb. A.11.: Geoelektrische (Subplots b - e) und seismische Eingangsdaten (Subplot f) des Modells mit drei vertikalen Fließwegen, sowie einem Fließweg unter einem Eiskörper. In den geoelektrischen Daten d) und e) wurde der Widerstand des Porenwassers auf  $50 \Omega m$  gesenkt.



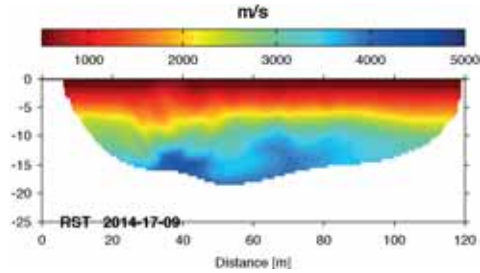
(a) Fall IV: Geoelektrisches und seismisches Modell mit einem diagonalen Fließweg



(b) ERT Schlumberger

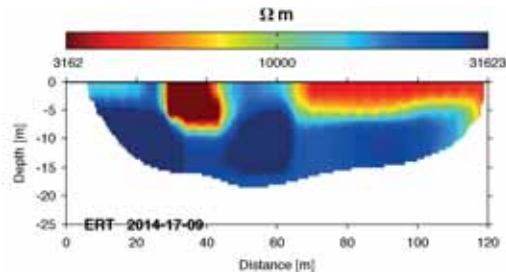


(c) ERT Wenner

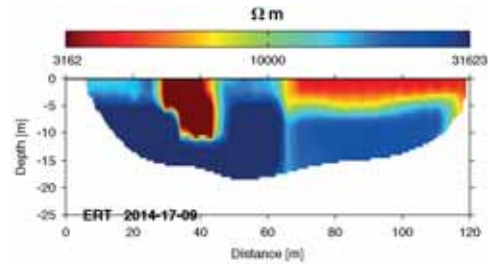


(d) RST

Abb. A.12.: Geoelektrische (Subplots b - c) und seismische Eingangsdaten (Subplot d) des Modells mit einem diagonalen Fließweg.

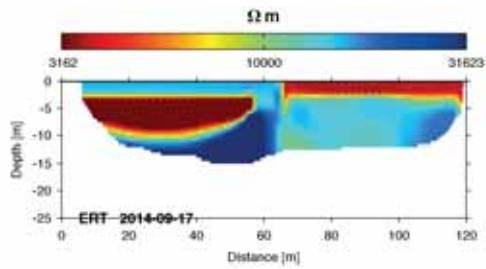


(a) ERT Wenner  $\rho_w = 50 \Omega \text{ m}$

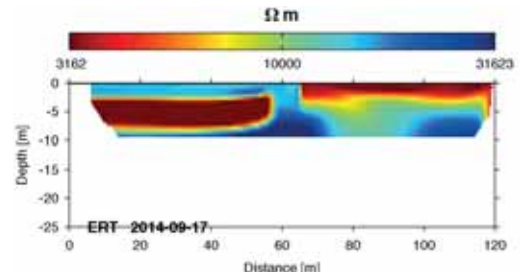


(b) ERT Schlumberger  $\rho_w = 50 \Omega \text{ m}$

Abb. A.13.: Der Widerstand des Porenwassers wird in den synthetischen Modellen für a) Schlumberger und b) Wenner auf  $\rho_w = 50 \Omega \text{ m}$  gesenkt.

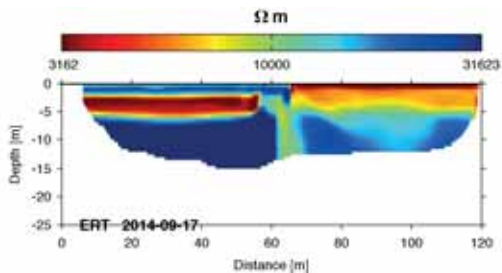


(a) ERT Abstand der Geophone 2 m

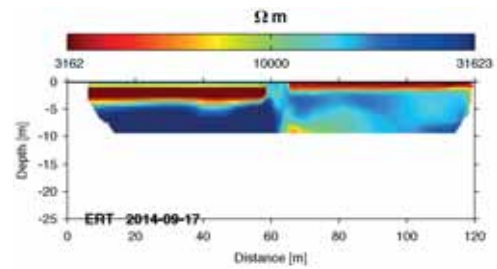


(b) ERT Abstand der Geophone 1m

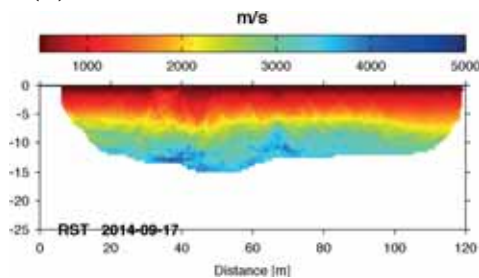
Abb. A.14.: Geoelektrische Daten der Studie zum Geophon Abstand: a) Abstand der Geophone 2 m b) Abstand der Geophone 1 m



(a) ERT Abstand der Geophone 2 m



(b) ERT Abstand der Geophone 1 m



(c) RST

Abb. A.15.: Geoelektrische Daten der Studie zum Geophon Abstand mit einer wasserführenden Schicht nahe der Erdoberfläche: Abstand der Geophone a) 2 m und b) 1 m. Seismische Daten c) des Modells mit wasserführender Schicht nahe der Erdoberfläche.

### A.3. Genutzte Software

Folgende proprietäre Software wurde für die Masterarbeit verwendet:

- Matlab 2014a (unter Mac OS X 10.9.5)  
Skriptinterpreter zum Ausführen von Skripten. Wird benötigt, um das 4 Pha-



senmodell zu nutzen und Schusspunkte einer bestehende seismischen Messung in ReflexW zu exportieren.

Link: <http://www.mathworks.com>

- ReflexW 7.5c (unter Windows 8.1)  
Inversions- und Modellierungssoftware für seismische Daten.  
Link: <http://www.sandmeier-geo.de/>
- RES2DINV 3.59 (unter Windows 8.1)  
Inversionssoftware für geoelektrische Daten.  
Link: <http://http://www.geotomosoft.com/>
- RES2DMOD 2.2 (unter Windows 8.1)  
Modellierungssoftware für geoelektrische Daten.  
Link: <http://http://www.geotomosoft.com/>

Zur Analyse wurden folgende Skripte eingesetzt, die sich in jedem Modellordner des 4 Phasenmodells und zusätzlich im Ordner „Matlab Skripte“ auf der DVD befinden:

- FPM5.m  
4 Phasenmodell: benötigt seismische und geoelektrische Ausgangsdaten, sowie die Topographie des Untersuchungsgebietes. Startet die Unterskripte FPM\_phigrad.m, FPM\_phifix.m, plot\_ERT\_RST.m, plot\_Fractions.m, plot\_VirtualBoreholes.m, plot\_Scatterplot\_vel\_res.m und grad\_porosity\_model.m)  
Autor: HAUCK, C., HILBICH CHR. ET AL.
- FPM5\_MC.m  
4 Phasenmodell, das um die Monte-Carlo-Steuerung erweitert wurde. Autor: MEWES, BENJAMIN.
- FPM\_MCM.m  
Monte-Carlo-Modul zur globalen Parameter-Schätzung. Benötigt ein erweitertes FPM5\_...MC.m Skript um zu starten. In jedem 4PM Ordner im Daten

Verzeichnis befindet sich ein erweitertes FPM5...\_MC.m Skript. Autor: MEWES, BENJAMIN.

- Compare\_models.m

Vergleicht die Wassergehaltes eines Ausgangsmodells einer festgelegten Parameterwahl und den Wassergehalten eines zweiten Laufs des 4 Phasenmodells und plottet die Differenz der Wassergehalte. Autor: MEWES, BENJAMIN.

- create\_shotfile\_forreflex.m

Extrahiert die Schusspunkte aus einer seismischen Untersuchung zum Import in das Modellierungsmodul von ReflexW (benötigt die Funktion unique\_no\_sort - ebenfalls auf der DVD). Autor: MEWES, BENJAMIN.

## A.4. Schematischer Programmaufbau des 4 Phasenmodells

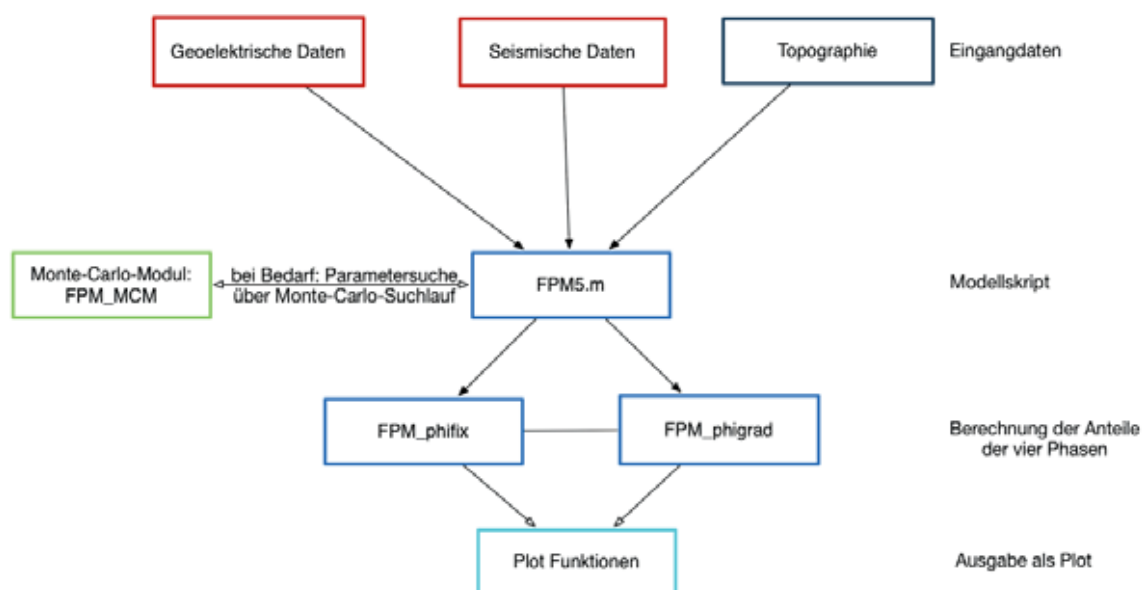


Abb. A.16.: Ablaufschema des 4 Phasenmodells mit benötigten Eingabedaten und Unterfunktionen.

Schematischer Ablauf des 4 Phasenmodells (Abb. A.16): Rot gekennzeichnet sind die geophysikalischen Eingangsdaten. Zusammen mit der grün gekennzeichneten Topographie gehen diese in das Hauptskript FPM5.m ein. Das Hauptskript kann bei

Bedarf den hellgrün umrahmten Monte-Carlo-Suchlauf im Modul FPM.MCM starten. Die Messdaten sowie die Parameter und die Topographie werden zur Berechnung der Anteile der vier Phasen an die Teilmodule FPM\_phifix und FPM\_phigrad weitergeben. Nach erfolgreicher Berechnung der Anteile können bei Bedarf die Plotfunktionen aufgerufen werden.

## A.5. Daten-Verzeichnis

Alle Daten, die für diese Masterarbeit genutzt wurden, sind auf der beiliegenden DVD enthalten. Im Ordner „Matlab Skripte“ befinden sich die aktuelle Version des 4 Phasenmodells mit Monte-Carlo-Suchlauf (erst ab Matlab 2014a nutzbar), das Skript zum Importieren von Schusspunktgeometrien der Seismik in das Modellierungsmodul von ReflexW („Shotfiles für ReflexW erstellen - create\_shotfile\_forreflex“), sowie die Funktion zum Vergleich von Wassergehalten („Vergleich von Wassergehalten - Compare.m“).

Im Ordner „Messdaten“ liegen die gemessenen geoelektrischen und seismischen Daten vom Juli 2012, September 2013 und Juli 2014, auf deren Basis die Ausgangsmodelle der synthetischen Modellierung erschaffen wurden. Die Daten aus den Jahren 2012 und 2013 wurden vom TEMPS-Projekt zur Verfügung gestellt, die geoelektrische Messung vom Juli 2014 hingegen wurde vom Autor der Arbeit aufgenommen. Die geoelektrischen Daten liegen als Eingangsdaten und Inversionen für das Programm RES2DINV vor (Eingangsdaten für 4 Phasenmodell haben Dateiendung: xyz). Die seismischen Daten liegen in ReflexW-Struktur vor (Eingangsdaten für 4 Phasenmodell haben Dateiendung: ASC). Die synthetischen Modelle befinden sich im gleichnamigen Ordner, nach Geoelektrik und Seismik sortiert und nach Fällen abgelegt. Die Ergänzung „niedrigerWiderstand“ beschreibt geoelektrische Daten mit einem Widerstand des Porenwassers von  $50 \Omega \text{ m}$  in den synthetischen Modellen. Das Gegenstück dazu sind Daten mit der Ergänzung „hoeherWiderstand“ die einen Widerstand von  $1.000 \Omega \text{ m}$  des Porenwassers in den synthetischen Modellen aufweisen. Die Kürzel „S“ und „W“ stehen für die geoelektrischen Geometrien Schlumberger und Wenner; in seltenen Fällen liegen auch „Po-Di“-Daten vor, die mit der Pol-

Dipol-Konfiguration gemessen wurden. Bei der Seismik ist es zu beachten, dass nur die Ausgangsmodelle für September und Juli in den ReflexW-Strukturen vorliegen, die anderen synthetischen Modelle können aus dem Projektordner des September- oder Juli-Ausgangsmodells aus ihrem jeweiligen Ordner auf der DVD in ReflexW geöffnet werden. Die Startmodelle (Gradienten-Startmodell und die zwei erweiterten Startmodelle) sind ebenfalls in einem eigenen Ordner abgelegt.

Im Ordner „4 Phasenmodelle“ sind die Modellskripte für die einzelnen Fälle abgelegt. Aus Übersichts- und Platzgründen wurden keine TIFF-Abbildungen hinzugefügt. Für jeden Modelllauf liegen die Parameter vor, sodass eigene Abbildungen erzeugt werden können (Tab. A.2).

## B. Symbol- und Einheitsverzeichnis

**Tabelle B.1.:** Liste der verwendeten Symbole, Abkürzungen und Einheiten

| Name                              | Einheit              | Symbol/Abkürzung |
|-----------------------------------|----------------------|------------------|
| Archie Parameter $a$              | [-]                  | $a$              |
| Archie Parameter $m$              | [-]                  | $m$              |
| Archie Parameter $n$              | [-]                  | $n$              |
| Geoelektrisches Tomogramm         | -                    | ERT              |
| Seismisches Tomogramm             | -                    | RST              |
| spezifischer Widerstand           | [ $\Omega$ m]        | $\rho$           |
| spez. Widerstand des Porenwassers | [ $\Omega$ m]        | $\rho_w$         |
| Wellengeschwindigkeit             | [m s <sup>-1</sup> ] | $v$              |

## Ehrenwörtliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die Arbeit selbstständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.

---

Ort, Datum

---

Unterschrift