Die approbierte Originalversion dieser Diplom-/Masterarbeit ist an der Hauptbibliothek der Technischen Universität Wien aufgestellt (http://www.ub.tuwien.ac.at).

The approved original version of this diploma or master thesis is available at the main library of the Vienna University of Technology (http://www.ub.tuwien.ac.at/englweb/).

TECHNISCHE UNIVERSITÄT WIEN

VIENNA UNIVERSITY OF TECHNOLOGY

D I P L O M A R B E I T

Geophysikalische Untersuchung des Reichenkar Blockgletschers

Ausgeführt am Institut für
Geodäsie und Geophysik
der Technischen Universität Wien

unter der Anleitung von
O. Univ. Prof. Dipl.-Ing. Dr.phil. Ewald Brückl
(Betreuer und Begutachter)

durch
Hausmann Helmut
Hertha-Firnbergstraße 11/2/16
1100 Wien

Wien, am 18. Oktober 2005 (Korrektur vom 19. November 2005)

Korrekturblatt:

1. Korrektur am 20. Oktober 2005

Diplomarbeit v1.2 (1x Nationalbibliothek und 1x TU Wien-Bibliothek) auf
Diplomarbeit v1.3 (1x Univ. Prof. Brückl, 1x Univ. Prof. Krainer, 1x Univ. Prof. Schuh)

Es wurden ca. 30 Rechtschreibfehler korrigiert.

2. Korrektur am 19. November 2005

Diplomarbeit v1.3 auf
Diplomarbeit v1.4web

S.77, Tabelle 14: Die Unbekannte $d_{icedebris}$ wurde durch h_{rock} ersetzt.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung 4
- 1.1 Motivation . . . 4
- 1.2 Fragestellung und Zielsetzung . . . 5

2 Grundlagen der Blockgletscher 6
- 2.1 Definitionen, Geschichte und allgemeine Beschreibung . . . 6
- 2.2 Vorkommen . . . 8
- 2.3 Morphologische Parameter . . . 9
- 2.4 Aktive Schicht und Korngrößen des Blockmantels . . . 10
- 2.5 Interne Struktur . . . 12
- 2.6 Dynamische Prozesse . . . 12
- 2.7 Erwärmung von Permafrost . . . 14

3 Methoden zur Blockgletscher Untersuchung 16
- 3.1 Geophysikalische Methoden . . . 16
  - 3.1.1 Georadar . . . 16
  - 3.1.2 Gravimetrie . . . 17
  - 3.1.3 Seismik . . . 18
  - 3.1.4 Geoelektrik . . . 21
  - 3.1.5 Elektromagnetik . . . 23
  - 3.1.6 Bohrlochmessung . . . 23
- 3.2 Geodätische Methoden . . . 25
  - 3.2.1 Terrestrische Bewegungsmessungen . . . 25
  - 3.2.2 Photogrammetrie und Fernerkundung . . . 27
- 3.3 Weitere Methoden . . . 27

4 Bisherige Untersuchungen am Reichenkar 29
- 4.1 Allgemeine Beschreibung des Inneren Reichenkars . . . 29
- 4.2 Geologie, Geomorphologie und Hydrologie . . . 30
  - 4.2.1 Geologie und Morphologie . . . 33
  - 4.2.2 BTS-Messungen, Temperaturverteilung . . . 35
  - 4.2.3 Hydrologie und Abflußverhalten . . . 38
- 4.3 Bewegungsmessungen . . . 39

5 Geophysikalische Datenerfassung, Auswertung und Modellierung 42
- 5.1 Konzept der geophysikalischen Auswertung . . . 42
- 5.2 Georadar (GPR) . . . 43
  - 5.2.1 Meßanordnung des Georadars . . . 43
  - 5.2.2 Datenbearbeitung . . . 44
  - 5.2.3 Interpretation . . . 45
  - 5.2.4 Auflösung . . . 47
  - 5.2.5 Umrechnung von Zeit in Tiefe . . . 47
- 5.3 Seismik . . . 49
  - 5.3.1 Meßanordnung im Feld . . . 49
  - 5.3.2 Datenbearbeitung . . . 50
  - 5.3.3 Modellbildung für die Refraktionsmessung . . . 51

5.3.4 Auswertung der Eis-Refraktierten (2D) . . . 54
5.3.5 Auswertung der Fels-Refraktierten (3D) . . . 56
5.4 Gravimetrie . . . 62
5.4.1 Meßaufbau und Meßanordnung . . . 62
5.4.2 Korrekturen und Reduktionen der Meßwerte . . . 63
5.4.3 Bouguer Anomalie . . . 67
5.4.4 Regionaler Trend und lokale Bouguer Anomalie . . . 67
5.4.5 Modellbildung und Dichtezuordnung . . . 68
5.5 Kombination der Meßergebnisse - Berechnung des Eisvolumens . . . 72
5.5.1 Kombination der Meßergebnisse . . . 72
5.5.2 Berechnung des Eisvolumens . . . 72
5.5.3 Schätzung eines Parameters für die Elektromagnetik . . . 75

6 Genauigkeitsabschätzung des geophysikalischen Modells 76
6.1 Einleitung . . . 76
6.2 Genauigkeitsabschätzung . . . 77

7 Erkenntnisse über die Dynamik 80
7.1 Bewegungsvektoren . . . 80
7.1.1 Horizontale Verschiebungen . . . 80
7.1.2 Emergenzwinkel und Höhenänderungen . . . 81
7.1.3 Längsverformungen . . . 82
7.2 Bewegungsmechanismus . . . 83
7.2.1 Interne Deformation . . . 83
7.2.2 Basales Gleiten . . . 85

8 Diskussion und Schlußfolgerung 86
8.1 Erkundung der internen Struktur . . . 86
8.2 Dynamische Prozesse . . . 87

9 Zusammenfassung 89

A Anhang A 91

B Lebenslauf 96

C Abbildungsverzeichnis 97

D Tabellenverzeichnis 101

Zusammenfassung

Blockgletscher sind sehr komplex aufgebaute Eis-/Schuttkörper die, aufgrund ihrer inneren Struktur auf äußere Einflüsse (z.B.: Temperaturänderungen) reagieren, indem sie abschmelzen bzw. ihre Bewegung beschleunigen. In dieser Arbeit werden geophysikalische Methoden verwendet, um Struktur und physikalische Parameter des aktiven Blockgletschers im „Inneren Reichenkar“ zu erkunden. Um die dynamischen Vorgänge zu erforschen, werden neben den Informationen über die interne Struktur auch Beobachtungen von Bewegungsvektoren (GPS) und Abflußmessungen genutzt. Hierbei stellt sich die Frage, wie sensibel Blockgletscher auf die globale Klimaänderung reagieren.

Im speziellen wird in dieser Diplomarbeit ein Konzept beschrieben, wie geophysikalische Messungen zu kombinieren sind, um die Struktur und die physikalischen Parameter eines Blockgletschers zu erkunden. Als Meßmethoden werden das Georadar (GPR), die Refraktionsseismik, und die Gravimetrie genutzt. Dabei werden die Ergebnisse des Georadars und der Seismik in erster Linie für die Bestimmung der Struktur, und die Gravimetrie für die Bestimmung des Eisanteils genutzt. Um die Genauigkeit der Bestimmung des Eisvolumens im Eis-/Schuttkörper abzuschätzen, wird der Einfluß der beobachteten (gemessenen) Größen auf das Ergebnis bestimmt.

Danach wird über die Kombination von geophysikalischen, geodätischen und geologischen Informationen eine Abschätzung der dynamischen Prozesse versucht, bei der die interne Deformation und das basale Gleiten näher betrachtet werden. Dazu wird ein eigenes Modell erstellt, bei dem die interne Deformation für einen Körper berechnet wird, der einen Blockmantel als Auflast hat und bei dem Scherverformungen nur im Eisbereich des Permafrostkörpers wirken. Zuletzt wird eine mögliche Veränderung des Anteils von Gleiten bzw. interner Deformation an dem Bewegungsmechanismus durch die Klimaveränderung diskutiert.

Vorwort und Danksagung

An dieser Stelle sei gedankt...

... meinen Eltern, die es mir erst ermöglichten dieses Studium anzutreten und erfolgreich abzuschließen. Während dieser Zeit standen Sie immer hinter mir, unterstützten mich, halfen mir (auch bei technischen Fragen) und gaben mir ein Gefühl von Geborgenheit und einen Ort der Ruhe und Erholung. Weiters möchte ich mich besonders bei meiner Freundin Tina bedanken, die mir immer helfend zur Seite stand und mit der ich ein schönes Heim gründen konnte.

... Prof. Dr. Ewald Brückl für die besonders gute Betreuung während meiner Diplomarbeit, und seinem wissenschaftlichen Interesse an Untersuchungen in hochalpinen Bereichen.

... Prof. Dr. Roch für sein Engagement bei den Georadar Auswertungen und für die zahlreichen Korrekturlesungen.

... Prof. Dr. Karl Krainer und Mag. Wolfram Mostler für die Hilfe während den Feldarbeiten, den qualitativ guten Georadaraufnahmen, der guten interdisziplinären Zusammenarbeit, und der Unterstützung bei meiner Diplomarbeit.

... Prof. Dr. Harald Figdor für die Hilfe bei den Gravimetrie Auswertungen und den Korrekturlesungen.

... Mag. Christian Ullrich und Dipl.Ing. Helga Müller für Ihre zusätzliche Hilfe bei der Planung der Gravimetrie Feldarbeit und deren Auswertung.

... Mag. Stefan Mertl für die Hilfe bei der Vorbereitung der Feldarbeit für die Refraktionsseismik (Erklärung der Texan's).

... Dipl.Ing. Ulrike Mitterbauer und sämtlichen Personen, die während der Seismik Feldarbeit mitgeholfen haben.

... Mag. Werner Chwatal für die Unterweisung in der Seismiksoftware ProMAX 2D.

... Dipl. Ing. Michael Behm für die Hilfe bei der Delayzeit Inversion, der Datenbearbeitung in der ProMAX sowie in der Software Oasis.

... Daniel Binder für die Hilfe im Reflex (Georadar).

... meinen besten Freunden Mag. Klaus Lederer und Walter Bednar, mit denen ich viele interessante Stunden in meiner Freizeit verbracht habe, und die mir jeder Zeit helfend zur Verfügung standen.

Ich habe mich oft gefragt, wie es zu stande kam, daß ich dieses sehr interessante Studium ausgesucht habe. Dazu sei kurz erklärt, daß ich im Alter von neun Jahren bei dem Abstieg vom Matterhorn (4478 m) in der Felswand biwakieren mußte. Dabei lernten meine Eltern zwei österreichische Bergsteiger aus Wr. Neustadt kennen, die eine Forstwirtschaftsschule besuchten. Daher entschied ich mich einige Jahre später, vom Realgymnasium in die Höhere Bundeslehranstalt für Forstwirtschaft zu wechseln. Hier wurde ich ganze zwei Jahre in dem Fach Vermessungskunde unterrichtet. Diese Zeit hat mein Interesse für diesen Fachbereich weiter geweckt und ich fing an Geodäsie zu studieren. Während des Studiums erkannte ich zu wie vielen interessanten Forschungsgebieten mich dieses Studium geführt hat.

Das Matterhorn von der Domhütte aus gesehen, im Jahr 1986.

Zuletzt möchte ich meinen Lesern noch den einen oder anderen Spruch zukommen lassen, der mir hilfreich erscheint:

Es gibt nichts praktischeres als eine gute Theorie

Richtig studiert hat man, wenn man plötzlich das Gefühl hat eine mathematische Aussage selbst entdeckt zu haben

1 Einleitung

1.1 Motivation

Da die Klimaveränderung einen sehr starken Einfluß auf den Lebensraum des Menschen, seine Raumnutzung und Ressourcen hat, ist es immer wichtiger, die Ursachen und deren Auswirkungen sowie die Indikatoren dieser Veränderungen zu erforschen. Blockgletscher sind solche Indikatoren, die sehr rasch (in Jahrzehnten) und sensibel auf Klimaveränderungen reagieren. Sie sind ebenfalls wichtige Indikatoren für die jetzige und vergangene Geoökologie im hochalpinen Bereich (BARSCH, 1996).
Da Blockgletscher Landschaftsformen sind, die aus einem Permafrostkörper bestehen, sind sie meist auch Indikatoren für Permafrost in ihrer Umgebung. Die durch die Erwärmung abschmelzenden Permafrostgebiete können durch eine Verringerung der Gesteinsfestigkeit bzw. Änderungen der hydraulischen Eigenschaften Instabilitäten in alpinen Hängen auslösen. Als Folge können vermehrt Hangrutschungen[1] oder Muren[2] auftreten. Eine weitere Gefahr entsteht durch Frostsprengung, die in weiterer Folge einen Bergsturz auslösen könnte. Viele alpine Landschaftsformen wie Gletscher oder Blockgletscher verzögern den oberflächennahen Abfluß bei Niederschlägen. Bei Verschwinden dieser Landschaftsformen kann es daher in Zukunft zu vermehrten Hochwässern in den Tälern kommen. Da der hochalpine Bereich heute von vielen Menschen zur Erholung genutzt wird, als Wohn- und Arbeitsbereich dient sowie zur Wasserspeicherung (Staudämme) benutzt wird, kann die Klimaveränderung in einem Katastrophenfall sehr starke Auswirkungen auf den Lebensraum des Menschen haben.

Ein geophysikalisches Konzept, bei dem mehrere Methoden kombiniert werden, um die interne Struktur eines Blockgletschers aufzulösen, gibt es bis jetzt nicht. Wichtige Erfahrungen im Bereich der Geophysik wurden an den zwei Blockgletschern Ölgrube und Kaiserbergtal, die in den Ötztaler Alpen liegen, durchgeführt. (Prof. Dr. Brückl, Mag. Ullrich und Mag. Chwatal, TU-Wien, Institut für Geodäsie und Geophysik, Forschungsgruppe Geophysik). Die Ergebnisse der verwendeten Methoden Georadar (Prof. Dr. K. Krainer & Mag. W. Mostler), Refraktionsseismik und Gravimetrie lieferten die ersten Ideen für ein geophysikalisches Gesamtkonzept.
An diesen beiden Blockgletschern sowie am Blockgletscher hinteres Langtalkar wurden auch geologische und geomorphologische Untersuchungen von Prof. Dr. Krainer und Mag. Mostler durchgeführt (KRAINER & MOSTLER, 2001; FIGL, 2004; PICCOLRUAZ, 2004). Zusätzlich folgten ab dem Jahr 1999 BTS-Messungen, kontinuierliche Abflußmessungen und jährliche Bewegungsmessungen. Weitere aktuelle Messungen fanden am Dösener Blockgletscher statt (SCHMÖLLER & FRUWIRTH, 1996; KAUFMANN, 2003; WORSCHE, 2000).

Die Diplomarbeit wird in Zusammenarbeit mit dem FWF-Projekt „Dynamik aktiver Blockgletscher“ (# P 15218) erstellt, wobei die Leitung durch Prof. Dr. Krainer, dem stellvertretenden Institutsvorstand des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, übernommen wurde. Die gute Zusammenarbeit von Prof. Dr. Brückl und Prof. Dr. Krainer ermöglichte mir, im Rahmen des FWF-Projekts, diese Diplomarbeit zu schreiben.

[1] engl. landslides
[2] engl. debris flow

1.2 Fragestellung und Zielsetzung

In der vorliegenden Arbeit soll der Anteil des Eisvolumens am Gesamtvolumen des Blockgletschers „Inneres Reichenkar“ bestimmt werden. Dazu ist es notwendig, die Geometrie und die physikalischen Parameter der einzelnen Schichten, aus denen der Blockgletscher aufgebaut ist, zu ermitteln.
Da diese Parameter nicht über direkte Messungen (Bohrung) bestimmt werden können (aufgrund der hohen Kosten und dem punktweisen Aufschluß), müssen indirekte Bestimmungsverfahren der Geophysik angewandt werden. Dazu werden das Georadar, die Refraktionsseismik und die Gravimetrie eingesetzt. Zusätzlich soll ein geophysikalisches Gesamtkonzept erstellt werden, bei welchem durch Kombination der einzelnen Meßverfahren die Struktur und der Eisanteil des Permafrostkörpers bestimmt wird.
Dabei soll auch der Nutzen jeder Meßmethode betrachtet werden. Gibt es Meßmethoden die andere Beobachtungen nur kontrollieren, oder sind für die Ermittlung der internen Struktur eines Blockgletschers alle drei Meßmethoden notwendig? Welche Meßmethoden bestimmen letztendlich die Mächtigkeit des Permafrostkörpers, welche den Eisanteil? Mit welcher Meßmethode kann z.B. eine Grundmoräne (Geschwindigkeitsinversion in der Seismik!) bestimmt werden?

Im weiteren sollen die Genauigkeiten der zuvor unbekannten Größen (z.B.: Tiefe der Felsoberkante, h_{rock}) bestimmt werden. Danach soll über eine Variation der beobachteten Größen (z.B.: Delayzeit des Felsuntergrundes, del_{rock}) ihr Einfluß auf das Ergebnis (Eisanteil des Permafrostkörpers) abgeschätzt werden. Mit dieser Abschätzung soll es auch möglich sein, die Genauigkeiten der Beobachtungen zu ermitteln, um den Eisanteil mit einer bestimmten Genauigkeit zu bestimmen.

Im weiteren stehen auch Bewegungsmessungen (GPS) aus verschiedenen Perioden, Temperaturverteilungen, BTS-Messungen, Abflußmessungen und eine geologische bzw. morphologische Kartierung des Untersuchungsgebietes zur Verfügung. Diese Meßdaten wurden von Dr. K. Krainer und Mag. W. Mostler erhoben und mir dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt.
Unter Verwendung dieser Meßdaten sollen nach Ermittlung der Geometrie und des Eisanteils die dynamischen Prozesse des Permafrostkörpers untersucht werden. Dabei würde ein Modell für die interne Deformation aufgestellt, um den Anteil von interner Deformation zu basalem Gleiten abzuschätzen. Zuletzt wird im Rahmen einer Diskussion die Frage behandelt, auf welche Bewegungsmechanismen die Klimaänderung wirkt.

2 Grundlagen der Blockgletscher

2.1 Definitionen, Geschichte und allgemeine Beschreibung

Definitionen

Im alpinen Bereich haben Kartographen seit 1930 die Blockgletscher relativ genau in ihre Werke eingetragen. Aufgrund des kleinen Maßstabes und der sehr langen Inventurzeiten lassen sich die damaligen Bewegungsraten nur sehr grob abschätzen.
Seit dem Beginn der Blockgletscherforschung gibt es verschiedene Auslegungen wie ein „Blockgletscher“ zu definieren ist, wobei der größte Unterschied darin liegt, zu unterscheiden, ob schuttbedeckte Gletscher auch zu den *Blockgletschern*[1] zu zählen sind. Deren Eisanteil wird nämlich nicht der Kryosphäre[2] zugeordnet, sondern der Hydrosphäre (KELLER, 1994). Taut Eis, so tritt es durch Abfließen mit Lithosphärenmaterial in Kontakt. Gefriert es nun wieder so wird es der Kryosphäre zugeordnet. Im folgenden werden zwei unterschiedliche Definitionen angegeben:

Referenz	Definition Blockgletscher
Barsch, 1992	Active rockglaciers are lobate or tongue-shaped bodies of perennially frozen debris supersaturated with ice and ice lenses or even with bodies of massive ice, which move downslope or downvalley by creep as a consequence of the deformation of the ice contained in them and which are, thus, features of cohesive flow.
Martin and Whalley, 1987	Rock glaciers are lobate or tongue shaped landforms composed of coarse angular boulder debris with steep lateral flanks and frontal ramp. A distinctive surface morphology of arcuate ridges and furrows is interpreted as reflecting slow rates of internal deformation and flow that is associated with buried ice.

Die Definition von Barsch enthält eine exakte geomorphologische Beschreibung, setzt ein Kriechverhalten von übersättigtem (ice cemented) Hochgebirgspermafrost voraus und beschreibt den Habitus der Landschaftsform. Hier werden allerdings die schuttbedeckten Blockgletscher explizit ausgeschlossen und den Blockgletschern ein periglazialer Ursprung zugrunde gelegt. Die zweite Definition läßt auch Blockgletscher zu, die aus Kargletschern entstanden sind und daher aus einem Eiskern (ice cored) bestehen (SHRODER, 2000; ACKERT, 1998; CLARK, 1996; POTTER, 1998; VITEK & GIARDINO, 1998).

In dieser Arbeit wird der Begriff „Blockgletscher“ auch für schuttbedeckte Gletscher verwendet, da es für die Planung und Ausführung geophysikalischer Meßmethoden praktisch keine Unterschiede gibt.

Der Begriff „Permafrost“ ist hingegen sehr klar abgegrenzt und wird wie folgend definiert:

> **Permafrost** ist Lithosphärenmaterial, das während der Dauer von mindestens einem Jahr Temperaturen unter 0°C aufweist (HAEBERLI & KING, 1987; KELLER, 1994; WASHBURN 1979).

[1] Blockgletscher: engl. rock glacier, franz. glacier rocheux, span. glaciar de bloques od. litoglacie
[2] Kryosphäre: ist jener Bereich der Erdoberfläche, der von Eis bzw. Permafrost bedeckt ist.

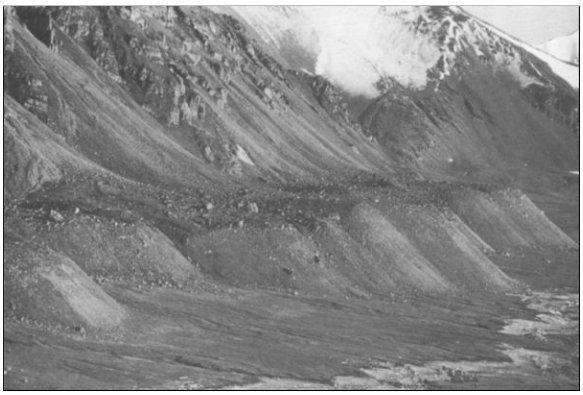

Abbildung 2.1: Böschungsblockgletscher am Prins Karls Forland, Svalbard, BARSCH, 1996.

Abbildung 2.2: Oberflächenstruktur des Blockgletschers Cerro Negro, Las Bronces, BARSCH, 1996.

Im allgemeinen kann man Blockgletscher als Landformen beschreiben, die sich aus Schutt, Eis, Wasser, Luft, Ton und Schluff zusammensetzen. Je nach Eisgehalt des Permafrostkörpers ändert sich die Dynamik, die interne Struktur und der Habitus eines Blockgletschers (siehe Abb. 2.1 und 2.2). Aufgrund dieser Eigenschaften lassen sich Blockgletscher in ein *aktives, inaktives und fossiles (reliktes) Stadium* unterteilen (siehe Abb. 2.9).

Im weiteren können Blockgletscher im alpinen Raum nach ihrer Herkunft unterteilt werden. Dabei unterscheidet man vier Typen von Blockgletschern:

Böschungsblockgletscher: Sie entstehen aus Hangschutt oder aus frostverwitterten Gesteinsfragmenten am Fuße von Schutthalden (engl. talus rock glacier).

Schuttblockgletscher: Sie bestehen aus Moränenmaterial und entstehen unterhalb von Seiten- oder Endmoränen. (engl. debris rock glacier).

Blockschuttwülste: In diese Kategorie fallen Blockgletscher, die sich noch im „Embryonal Stadium“ befinden (engl. protalus ramparts).

Komplexe Blockgletscher Unter dieser Kategorie kann man Blockgletscher zusammenfassen, die Mischformen aus den obigen Typen sind.

Geschichtliche Entwicklung

Die Menschen leben seit Jahrtausenden in Permafrostgebieten und nutzen seit Anfang des 20. Jahrhunderts viele Ressourcen in diesen Regionen. Aufgrund der raschen Erwärmung von Permafrostgebieten in den letzten Jahren und den damit verbundenen Bodeninstabilitäten, welche die Infrastrukturen verändert haben, wurde am Ende des 20. Jahrhunderts die Forschung aufgenommen. Selbst bei der Mountain Agenda 1992 gab es keine Berichte über Permafrost oder Blockgletscher im alpinen Bereich.
Erst im Jahr 1997 wurde das Projekt PACE (Permafrost and Climate in Europe) gegründet, das sich mit Permafrost im europäischen Raum beschäftigt. Ab diesem Zeitpunkt gab es mehrere Bohrungen im hochalpinen Raum (z.B.: Stockhorn/Zermatt in 3000 m, Permafrost Monitoring Switzerland - PERMOS). Die bisher längste Serie von Bohrlochtemperaturen wurde allerdings am Murtèl-Corvatsch Blockgletscher gemessen (seit 1987, Schweiz).

Doch schon 1883 waren Blockgletscher bekannt (STREENSTRUP, 1883). Danach wurden Forschungen von SPENCER ab 1900 in Nordamerika durchgeführt. Dabei wurden die Namen „Schuttgletscher“, „chrystocrenes“, „blockstreams“ und „talus glacier“ (SALISBURY, 1906) verwendet. Der Begriff „rock glacier“ stammt von TYRELL, 1910 der auch die Theorie aufstellte, daß Wasser in Böschungen fließt und dann gefriert. Bei der Schreibweise des Begriffs „rock glacier“ gibt es wieder zwei unterschiedliche Auffassungen. Nach der Definition von BARSCH, 1996 werden sie als „rockglacier“, also in einem Wort, geschrieben. Derzeit (2005) ist allerdings die getrennte Schreibweise als „rock glacier“ üblich.

Der Entstehungszeitraum der derzeit (2005) aktiven Blockgletscher wird dem Holozän[1] zugeordnet. Neben besonders alten Blockgletschern (∼8000 Jahre) vermutet man auch einige Blockgletscher, die aus den Gletscherhochständen des Jahres 1850 entstanden sind (kleine Eiszeit 1550-1850).

2.2 Vorkommen

Blockgletscher werden der Kategorie Hochgebirgs- bzw. alpinem Permafrost zugeordnet. Sie bedecken im Verhältnis zu den polaren und subpolaren Gebieten einen sehr kleinen Teil der Erdoberfläche. Beim alpinen Permafrost trennt die Permafrostuntergrenze, die im wesentlichen mit der -1° bis -2°C Jahresisotherme der Lufttemperatur zusammenfällt, die Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostes (50 bis 90% der Fläche) von dem sich darunter befindlichen sporadischen (10 bis 50% der Fläche) bzw. fleckenhaften Permafrost (0 bis 10% der Fläche), der auch unterhalb der Waldgrenze auftreten kann.
Die groben Untergrenzen liegen in den Alpen bei 3000 bis 3500 m für kontinuierlichen (über 90% der Fläche), 2500 m für diskontinuierlichen und 2000 m für sporadischen Permafrost (LIEB, 1996).

Blockgletscher bevorzugen kontinentales Klima, mit wenig Niederschlag und viel Kälte im Winter. Dabei scheinen Gebiete der Kryosphäre, die mit Gletschern besetzt sind, optimal zu sein. Nach HÖLLERMANN, 1983 sind Gletscher wichtige Schmelzwasserlieferanten für die Eisneubildung an der Blockgletscherzunge. Zusätzlich brauchen sie Höhenlagen wo Permafrost möglich ist und Einzugsgebiete mit genügend Schuttzufuhr. Ihr lokales Klima wird durch die Exposition vorgegeben, wobei Lagen von NW über N nach NE günstig sind.

Die potentielle Blockgletscher Verbreitungszone kann durch den Bereich, der zwischen der Gleichgewichtslinie von Gletschern und der Permafrostuntergrenze liegt, abgegrenzt werden. (siehe Abb. 2.3).
Nach SCHNEIDER, 1999 ergeben sich daraus folgende Vorteile für die Forschung:

1. Blockgletscher als Indikator für Hochgebirgspermafrost (Bestimmung der unteren Grenze des diskontinuierlichen Permafrostes.)

2. Durch die Verbreitung fossiler Blockgletscher können die paläoklimatischen Verhältnisse, insbesondere jene des Spätglazials (tiefe Temperaturen, geringe Niederschläge) abgeleitet werden.

[1] früher auch Alluvium genannt; Ist die Epoche die vor 11500 Jahren begann und bis heute andauert.

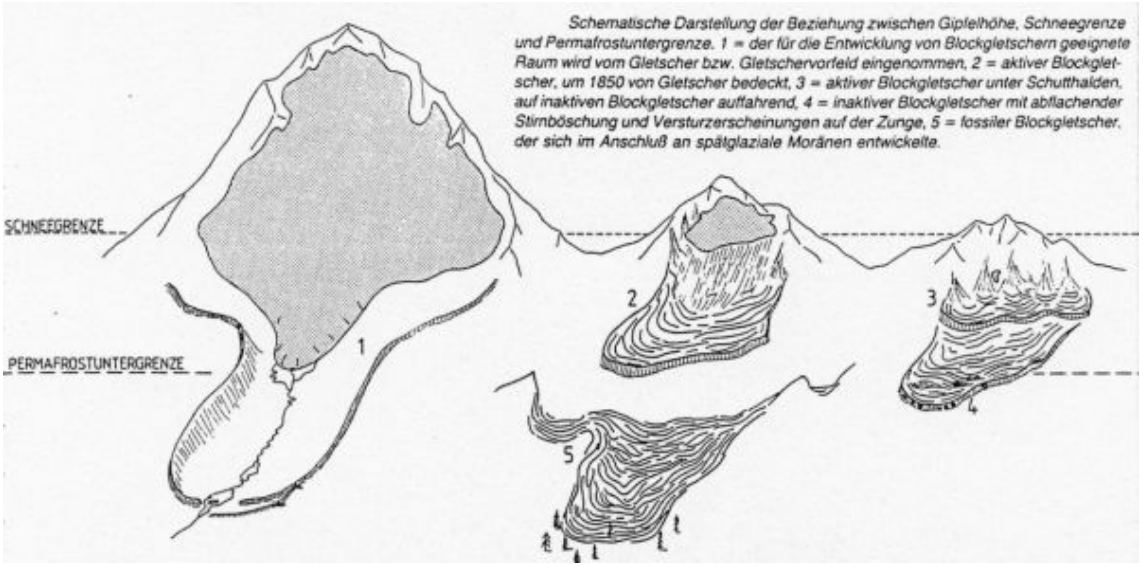

Abbildung 2.3: Schematische Darstellung der Beziehung zwischen Gipfelhöhe, Schneegrenze und Permafrostuntergrenze (KERSCHNER, 1982.)

Ein weiterer Zusammenhang kann zwischen der geographischen Breite und der Höhenlage von Blockgletschern aufgestellt werden (CHENG, 1983). In Österreich gibt es im Bereich der Ostalpen ein Blockgletscherinventar 282 aktiver und 1169 fossiler Blockgletscher (LIEB, 1996). Das dichteste Vorkommen zeigt sich dabei in der Lasörling- und Schobergruppe. Interessant ist, daß inaktive Blockgletscher ca. 50-100 m tiefer als die aktiven Blockgletscher liegen. Nach Arbeiten von BUCHENAUER, 1990 waren diese am Anfang des 19. Jahrhunderts noch aktiv.

2.3 Morphologische Parameter

Aus geomorphologischer Sicht fallen die durch die Bewegung des Permafrostkörpers entstehenden Eigenschaften auf. Aktive Blockgletscher kriechen aufgrund des mit Eis gesättigten Schuttkörpers. Da sie ständig in Bewegung sind, kann sich das Material nicht konsolidieren. Die Bewegungen lassen an der Oberfläche Fließstrukturen in Form von transversalen Loben (Wellen, Wülste, Furchen) oder longitudinalen Rinnen (meist am Rand) erkennen.
Die transversalen Loben können durch Kompression beim Fließen des viskösen bzw. plastischen Permafrostkörpers entstehen. Die äußere Struktur weist meist eine Zungen-, Spaten- oder Lappenform auf.

Der Rand von aktiven Blockgletschern ist meist durch einen steilen, unbewachsenen Wall gekennzeichnet. Zungenförmige Blockgletscher können Längen von bis zu 2000 m und Breiten von einigen hundert Metern erreichen. Sie können bis zu 100 Meter mächtig werden und haben einen Blockmantel (ca. 1-5 m Schichtdicke). Inaktive Blockgletscher weisen Wülste auf, die am Rand höher sind, da der Permafrostkörper in der Mitte abgeschmolzen ist (siehe Abb. 2.8). Daraus läßt sich grob der frühere Eisanteil abschätzen. Für relikte Blockgletscher wird ein Eisgehalt von 50-80% des Gesamtvolumens geschätzt. Aus der Neigung des Frontwalles läßt sich abschätzen, ob der Permafrostkörper sich langsam oder schnell bewegt (steiler Wall).

Weitere Einflüsse auf die Oberflächenstruktur können durch eine Änderung der Schuttzufuhr, eine andere Hangneigung, ein kompressives bzw. extensives Fließen, durch unterschiedliche Verformungsprozesse in den Schichten oder Störungen am Untergrund zustande kommen.

2.4 Aktive Schicht und Korngrößen des Blockmantels

Aktive Schicht

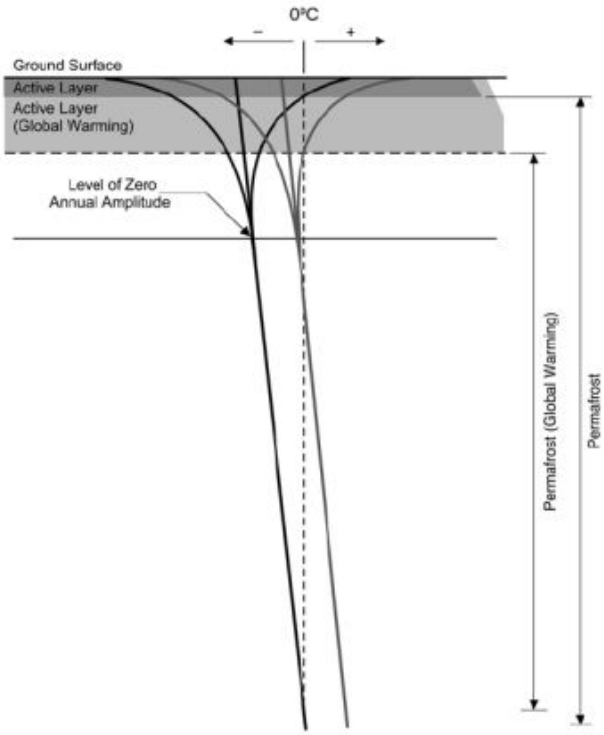

Abbildung 2.4: Temperaturprofil und Aufbau der Auftauschicht, Permafrost Task Report, 2003.

Die Auftauschicht[a] ist der Teil des Untergrundes der saisonalen Temperaturschwankungen (vor allem im positiven Bereich) unterliegt. In der aktiven Schicht schmilzt daher gefrorenes Material im Sommer und gefriert dann wieder im Winter (siehe Abb. 2.4). Die Temperaturisolinie von 0°C (im Jahresmittel) trennt die Untergrenze der aktiven Schicht mit dem Permafrostspiegel (Oberkante des Permafrostkörper) vom Permafrostkörper.
Diese Grenze wird auch ZAA (Zero Annual Amplitude) Niveau genannt. Unterhalb dieser Grenze treten keine saisonalen Temperaturschwankungen mehr auf, und die theoretische Temperaturänderung kann mit dem geothermalen Gradienten berechnet werden.
In der Abbildung 2.4 sind die beiden Temperaturkurven für Sommer und Winter dargestellt (schwarze Linie). Die in der Abbildung eingezeichnete Reaktion der Auftauschicht auf eine globale Erwärmung (grauer Temperaturverlauf) wird im Abschnitt *Erwärmung von Permafrost* erläutert.

[a] engl. active layer

Korngrößenverteilung

Der Blockmantel kann aus verschiedenen Gesteinen und Blockgrößen bestehen. Dabei wirken große Blöcke mit ihrem größeren Anteil an Luft besser isolierend als feines Gesteinsmaterial. Ist der Blockmantel allerdings nur bis zu 0.8 Meter dick, so wirken sich dunkle Steine wesentlich auf die Temperaturerhöhung aus. Dieser Effekt wurde von (AVIAN, 2005, mündlich) durch eine Laserscannermessung an Stellen der leicht schuttbedeckten Pasterze (Gletscher, Österreich) beobachtet.
Die Schuttlage aktiver Blockgletscher setzt sich häufig aus zwei Horizonten zusammen: einem grobkörnigen Horizont mit wenig bis keinem Feinanteil an der Oberfläche, unterlagert von einer feinkörnigeren Lage mit höherem Feinanteil. Die meisten Blockgletscher haben Blockgrößen

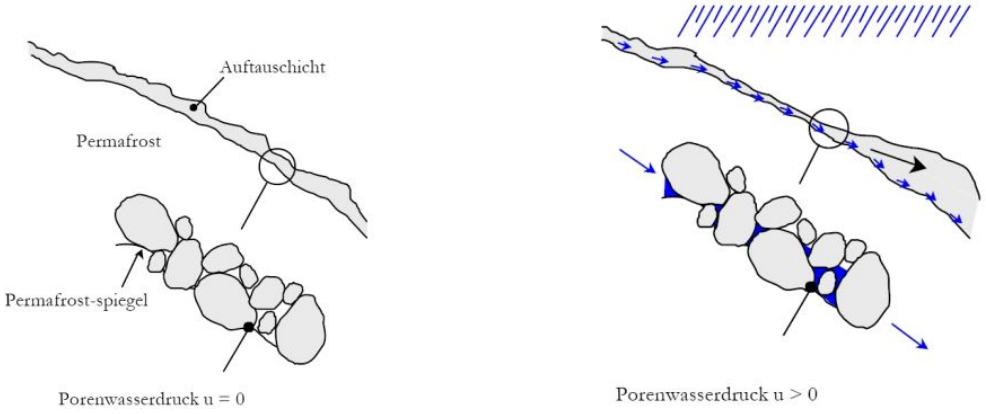

Abbildung 2.5: Reduktion der effektiven Normalspannungen σ' auf den Permafrostspiegel infolge des Niederschlags. Links: trocken; rechts: mit Hangwasser, PERMOS 1. Jahresbericht 1999/2000.

im dm-Bereich. Die Porosität und Permeabilität des Schuttmantels ist wichtig für den Wärmeaustausch der Schicht.
Durch die Lage der Längsachse von Blöcken[1] bzw. deren Eintauchrichtung kann die Bewegungsrichtung abgeschätzt werden. Aus Bohrungen ist bekannt, daß die Blöcke auf feinem Material (Sand, Ton, Schluff) liegen. Unbekannt ist ihre Bewegung in dieser Schicht. „Schwimmen“ sie in/auf dieser Schicht oder frieren sie dort fest? Eine typische Kornverteilung für diese Schicht liegt bei 60% Sand und 30% Ton.
Die Stabilität von Permafrostböden (bzw. -körpern) steht also mit der Auftauschicht im engen Zusammenhang. Zu Stabilitätsproblemen kann es kommen, wenn die Spannung zwischen den einzelnen Bodenkörnern (effektive Normalspannung σ') aufgrund des vorhandenen Wasserdrucks u reduziert werden (siehe Abb. 2.5). Starke Niederschläge während der Schneeschmelze, welche auf der noch gefrorenen Permafrostoberkante (Permafrostspiegel) hangparallel talwärts strömen, können so Bodenmaterial wegschwemmen, die Scherfestigkeit entlang eines möglichen Scherhorizontes reduzieren und Rutschungen auslösen. Die Ursache für große Ereignisse wie Felssturz, Murenabgänge etc. ist jedoch meist ein Zusammenspiel unterschiedlichster Faktoren.

Die Änderung der effektiven Normalspannungen des trockenen und des wassergesättigten Zustandes kann mit

$$\sigma'_{trocken} = \sigma \qquad \text{und} \qquad \sigma'_{nass} = \sigma - u < \sigma'_{trocken} \tag{2.1}$$

beschrieben werden. Die totale Normalspannung wird dabei mit σ bezeichnet.

Temperaturverhalten der Schuttlage

Die meisten Daten über das thermische Verhalten von aktiven Blockgletschern stammen von Temperaturmessungen, die in Bohrlöchern innerhalb des gefrorenen Teiles (Permafrost) durchgeführt wurden (BARSCH et al., 1979; HAEBERLI, 1985; Vonder MÜHLL, 1993 und 1998). Niederschläge im Sommer wirken sich nicht wesentlich aus, da dann meist die Lufttemperatur niedriger ist.

[1] auch Einregelung genannt

Sobald die Schneedecke geringer wird, kann ein deutlicher Temperaturanstieg in der Auftauschicht gemessen werden (MASSIMO, 2001). Daraus ergibt sich, daß die Schneedecke als Isolierschicht gegen die Außentemperatur wirkt. MASSIMO, 2001 beschreibt bei aktiven Blockgletschern im hinteren Gößnitztal, daß die höchste Lufttemperatur im August erreicht wird und es dann auch zur größten Temperaturdifferenz in der Auftauschicht kommt.

2.5 Interne Struktur

Bei der internen Struktur können Schichten nach den Materialeigenschaften (Blockmantel, Eis-Schuttkörper, Eiskern, Sand ...) oder nach den dort herrschenden Temperaturen (Auftauschicht, Permafrost) unterschieden werden. Bei einem Porenanteil von 30-40% Eis eines unkonsolidierten Materials spricht man von „Eis gesättigt“ (ice satured). Darüber liegende Werte werden als „Eis übersättigt“ (ice supersatured) bezeichnet.
Durch Messungen des Ionengehaltes von Eis läßt sich unterscheiden, ob Permafrost- oder Gletschereis vorliegt. Permafrosteis hat in Form von Wasser viel Kontakt mit Gesteinsmaterial gehabt und beinhaltet nun im gefrorenen Zustand viele Ionen. BARSCH, 1996 beschreibt, daß Blockgletscher (mit Permafrosteis) ab ca. 3 m gefrorenes Material beinhalten. Er zählt Blockgletscher mit großem Blockmantel (bis zu 15 m Dicke) zu jenen Körpern, die aus Gletschereis bestehen bzw. entstanden sind.
Da der innere Aufbau von Blockgletscher zu Blockgletscher stark variieren kann, ist über die Entstehung und die dynamischen Prozesse noch recht wenig bekannt. Auch die Anordnung und Entstehung von Abwasserkanälen im (Permafrost-) Kern sind unbekannt. Diese könnten zum Beispiel Scherflächen bilden und damit eine Veränderung der Oberflächenstruktur auslösen.

2.6 Dynamische Prozesse

Die dynamischen Prozesse aktiver Blockgletscher sind noch nicht vollständig bekannt. Daher gibt es zu diesem Thema viele Modelle und unterschiedliche Meinungen. Der mögliche Bewegungsmechanismus kann sich aus der Deformation an der Basis, dem Gleiten an der Basis und der internen Deformation zusammensetzen (siehe Abb. 2.6). Dabei wird der Deformation an der Basis der geringste Anteil an dem Mechanismus zugeschrieben. Die Beträge der beiden anderen Anteile sind derzeit (2005) nur durch Abschätzungen bekannt.
So schätzt HAEBERLI, 1985, daß ungefähr 30% der horizontalen Oberflächenbewegung auf Gleiten oder Sedimentdeformation an der Permafrostbasis zurückzuführen sind. Das Kapitel *Erkenntnisse über die Dynamik* beschäftigt sich mit den Fragen des Bewegungsmechanismus und bezieht die aktuellen Ergebnisse der geophysikalischen Messungen mit ein.

Bis heute werden Blockgletscher für die Berechnung der internen Deformation als reine Eiskörper berechnet, obwohl auf sie eine Auflast (Blockmantel) wirkt und der Permafrostkörper auch Blöcke beinhaltet. Für die Modellierung wird das Flußgesetz nach (GLEN, 1955) benutzt:

$$\dot{\varepsilon}_{xy} = A \cdot \tau_{xy}^{n} \qquad \text{bzw.} \qquad v_x = \frac{2A}{n+1} \cdot [\rho \cdot g \cdot sin(\alpha)]^n \cdot h^{n+1} \tag{2.2}$$

Durch Integration der linken Seite der Gleichung 2.2 erhält man die Verformungsrate v_x (siehe PATERSON, 1980; WHALLEY & MARTIN, 1992). Dabei entspricht der Wert 3 für den Parameter n dem Plastizitätsverhalten von Eis als Newton'sche Flüssigkeit. Der Parameter A ist der Viskositätsparameter (für Eis) und hängt vor allem von der Eistemperatur ab. Diese

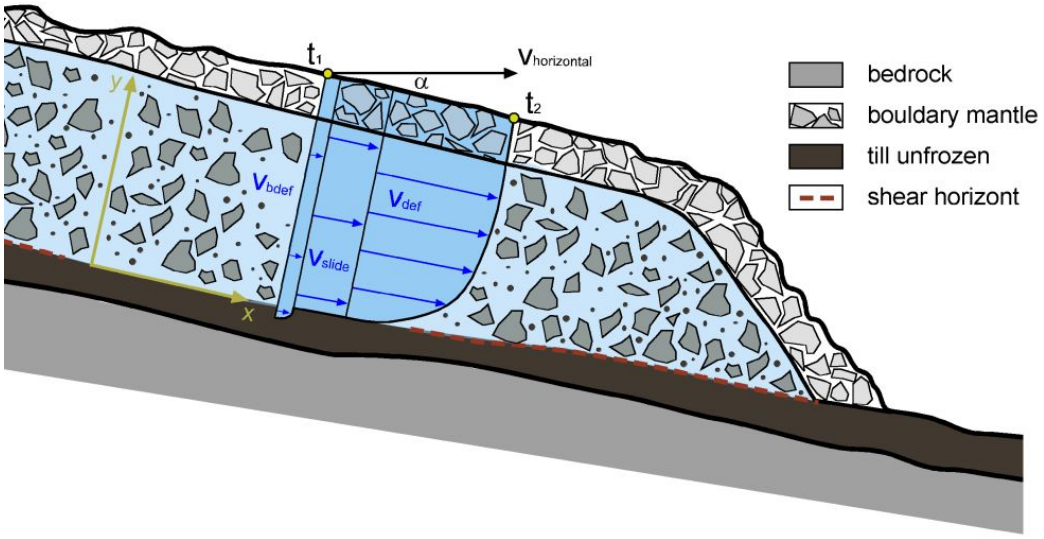

Abbildung 2.6: Schematische Darstellung der dynamischen Prozesse.

Gleichung gilt allerdings nur für verschwindende Längsverformungen und einen reinen Eiskörper (z.B.: Gletscher).

Interessant ist, daß einige Blockgletscher sehr rasch mit ihrer (mittleren) Fließgeschwindigkeit auf die Änderung der Lufttemperatur (im Jahresmittel) reagieren. Als Beispiel dazu sind in der Abbildung 2.7 die Lufttemperatur der Station Obergurgl den Fließgeschwindigkeiten des Blockgletschers äußeres Hochebenkar gegenübergestellt (SCHNEIDER, 1999). Schneider beschreibt in ihrer Arbeit, daß sich zum Beispiel die Temperatur des Jahres 1955 direkt auf die Bewegung 1956/57 auswirkt. Auffallend wird beschrieben, daß heiße Jahre/Abschnitte eine Geschwindigkeitszunahme zur Folge haben, kalte Jahre/Abschnitte zu einer Abnahme der Fließgeschwindigkeit führen. Kann diese rasche Reaktion durch basales Gleiten oder durch die interne Deformation erklärt werden?

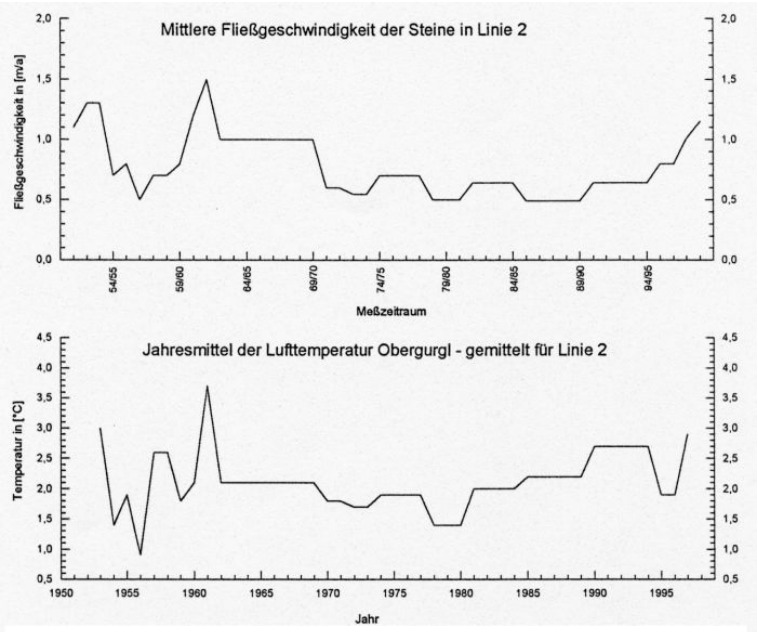

Abbildung 2.7: Die mittlere Fließgeschwindigkeit der Steine in Linie 2 verglichen mit den Jahresmitteln der Lufttemperatur der Station Obergurgl von 1951 bis 1998, SCHNEIDER, 1999.

2.7 Erwärmung von Permafrost

In der Abbildung 2.4 (Seite 10) wurde der Temperaturverlauf in der aktiven Schicht bzw. im darunterliegenden Permafrost gezeigt. Was passiert nun bei einer globalen Erwärmung, die durch den Anstieg der MAAT[1] beschrieben werden kann? Zunächst einmal verschiebt sich die Temperaturkurve in Richtung der positiven Temperaturachse (Abb. 2.4, graue Linie). Der Permafrost nimmt in seiner Mächtigkeit ab, während die aktive Schicht größer wird.

Eine Erwärmung von Permafrostkörpern, die in den alpinen Bereichen meist mit Schutt, Ton und Schluff gefüllt sind, verursacht das Tauen der eisreichen Bereiche. Das darüberliegende Material sinkt ab und Senken entstehen (Thermokarst). Die Abbildung 2.8 zeigt das Phänomen Thermokarst in einer Moräne beim Lac de Fully (Schweiz).

Die Reaktionen auf eine Klimaveränderung bei Blockgletschern ist derzeit (2005) ein sehr interessantes Thema in den Wissenschaften. Ein Anstieg der MAAT führt zu einer Vergrößerung der Auftauschicht bzw. zu einer Abnahme der Dicke des Permafrostkörpers. Mit der Erwärmung ändern sich auch die dynamischen Eigenschaften des Blockgletschers. Nun ist zu diskutieren, wie schnell und mit welchem Betrag sich eine Temperaturänderung bis zur Basis des Permafrostkörpers (bzw. Scherhorizont) auswirkt.
Daraus kann man schließen, ob sich der Anteil der internen Deformation erhöht. Gleichzeitig schmilzt allerdings der Permafrostkörper zurück, wobei der Anteil an interner Deformation nur geringer werden kann. Durch einen höheren Schmelzwasserabfluß an der Permafrostunterkante kann auch der Anteil am basalen Gleiten zunehmen. Dieser Prozeß könnte deutlich schneller auf die Erwärmung reagieren, als die interne Deformation.
Degradiert ein Permafrostkörper zunehmend, so werden die Auflasten (Schutt) im Verhältnis zum Eisanteil immer größer, und der Blockgletscher kann nicht mehr Kriechen. Dem inaktiven Stadium folgt dann, bei völligem Verschwinden des Eisanteils, das fossile (relikte) Stadium (siehe Abb. 2.9). In der Abbildung sind der fortschreitende Eisverlust, die abnehmende Neigung des Stirnwalls und die Änderung der Auftauschicht dargestellt. Zusätzlich sind noch die durchschnittlichen Temperaturen (für BTS und MAST[2]) der jeweiligen Stadien angegeben.

Zusammenfassend werden folgende Prozesse aufgelistet, die durch die Erwärmung entstehen oder beschleunigt werden:

- Hanginstabilitäten
- Anstieg der Murentätigkeit
- Verstärkte Schuttzufuhr für tiefere Lagen
- Beschleunigung des Abflusses nach Niederschlägen; Häufung von Hochwassern
- Verlust von Wasserreserven (Trinkwasser, Energieerzeugung)

[1] MAAT=Mean Annual Air Temperature
[2] Mean Annual Surface Temperature

Abbildung 2.8: Das Bild zeigt das Phänomen Thermokarst in einer Moräne beim Lac de Fully, Glaziologische Kommission der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften (GK/SANW).

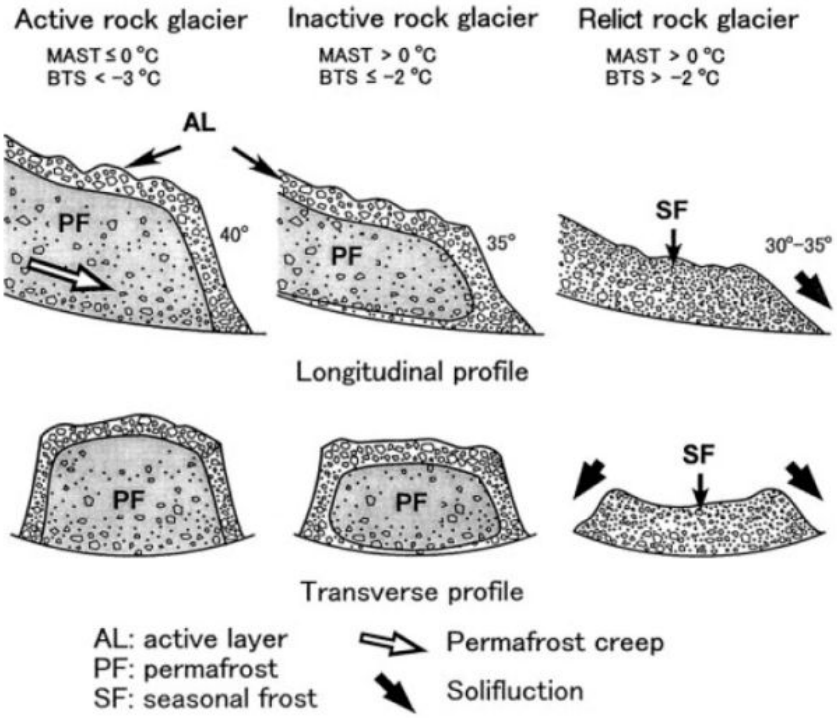

Abbildung 2.9: Schematische Darstellung eines Blockgletschers im aktiven, inaktiven und fossilen Stadium, IKEDA & MATSUOKA, 2002.

3 Methoden zur Blockgletscher Untersuchung

3.1 Geophysikalische Methoden

3.1.1 Georadar

Bei dieser Methode wird ein sehr kurzer elektromagnetischer Impuls erzeugt, welcher von einer Antenne ausgestrahlt und wieder aufgenommen wird. Das von der Antenne ausgestrahlte Signal breitet sich im Untergrund aus und wird an Grenzen verschiedener Materialien teilweise reflektiert bzw. durchgelassen.
Die Beschreibung der Ausbreitung elektromagnetischer Felder basiert auf den Maxwellgleichungen (bzw. Telegraphengleichung, siehe z.B. KEARY & BROOKS, 2002). Im Frequenzbereich des Georadars[1] breitet sich das elektromagnetische Feld als Welle aus.
In diesem Fall hat die Dielektrizitätskonstante den größten Einfluß auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit (siehe Ausbreitungsterm in Formel 3.4 bzw. Wellengleichung). Die Erkundungstiefe des Georadars ist von der verwendeten Zentralfrequenz und der elektrischen Leitfähigkeit des Untergrundes (bzw. Dämpfung des Signals) abhängig. Dabei werden hohe Erkundungstiefen erreicht, wenn die elektrische Leitfähigkeit im Boden (möglichst) gering ist (z.B.: trockenes Eis, trockener Sand). Bei Verwendung von niedrigeren Frequenzen (∼20 MHz) wird zwar die Erkundungstiefe gegenüber höheren Frequenzen (∼1000 MHz) größer, allerdings sinkt dabei auch die Auflösung.
Bei der Planung von Messungen ist die Art des Aufnahmemodus zu wählen. Es wird zwischen kontinuierlichem und punktweisem Aufnahmemodus unterschieden. Mit Hilfe von Multi-Offset Messungen kann die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Mediums bestimmt werden. Dabei wird pro Aufnahmepunkt der Dipolabstand mehrmals variiert. In Österreich wurden 1995 Georadarmessungen am Dösener Blockgletscher durchgeführt (SCHMÖLLER & FRUHWIRTH, 1996). Als Apparatur wurde ein SIR-8 der Firma GSSI, eine Zentralfrequenz von 100 MHz und eine kontinuierliche Meßanordnung verwendet. Durch eine Multi-Offset Messung (8-fach Überdeckung) wurde die mittlere Wellengeschwindigkeit v_{gpr} bestimmt (siehe Tabelle 2).

Im Herbst 1998 fanden am Muragl Blockgletscher Oberflächen- Georadarmessungen mit einer 50 MHz Antenne statt. Für Bohrlochmessungen wurde eine 22 MHz Antenne eingesetzt. Zur Bestimmung der Wellengeschwindigkeit wurde eine Tomographie-Meßanordnung verwendet (MUSIL, 2002). Die Ergebnisse der Bohrlochtomographie[2] sind in Tabelle 1 zusammengestellt.

Substratcharakter	**Tiefe**	v_{gpr}
Blockmantel	bis 10 m	- m/ns
hoher Eisanteil	7-11 m	0.14-0.17 m/ns
Sand, Blöcke, eisfrei	- m	0.11-0.12 m/ns
viel Luft, hohe Geschwindigkeit	20-25 m	- m/ns
Wasserfluß, LVZ	∼25-35 m	0.08-0.10 m/ns
Fels	∼35-40 m	∼0.1 m/ns

Tabelle 1: Interpretation der Tomographie Auswertung des Muragl Blockgletschers, nach MUSIL, 2002.

[1] auch GPR genannt: Ground Penetrating Radar
[2] ray-based amplitude crosshole tomography for georadar

Blockgletscher	Bestimmung	v_{gpr}	Frequenz	Referenz
Dösener	Diff. Hyperbeln	0.15 m/ns	100 MHz	Schmöller & Fruhwirth 1995
Murtèl-Corvatsch	-	0.15 m/ns	- MHz	Lehmann et al., 1998
Muragl	Tomographie	~0.15 m/ns	22/50 MHz	Musil 2002
Surrogate/Yankee Boy	Semblance/CMP	0.12 m/ns	25/50 MHz	Degenhardt & Giardino 2003
auf Forlandet	CMP	0.14 m/ns	- MHz	Wale 1999
Birkafjellet/Svalbard	Literatur Wale	0.14 m/ns	50 MHz	Isaksen et al., 2000
Hiorthfjellet/Svalbard	Literatur Wale	0.14 m/ns	50 MHz	Isaksen et al., 2000
Prins Karls Forland 4x	-	- m/ns	- MHz	Berthling et al., 2000
Inneres Reichenkar	Literatur	0.145 m/ns	35 MHz	Brückl & Krainer 2004

Tabelle 2: Typische mittlere Wellengeschwindigkeiten eines aktiven Blockgletschers.

3.1.2 Gravimetrie

Mit der Gravimetrie werden Unterschiede in der Schwerebeschleunigung bestimmt, die aufgrund von Dichtedifferenzen im Untergrund entstehen. Die Grundlage der Gravimetrie bilden das Gravitationspotential U eines Skalarfeldes (auch Newtonsches Potential genannt) und das Newtonsche Gravitationsgesetz:

$$U = \frac{G \cdot m}{r} + const \qquad \text{Gravitationspotential} \qquad \text{mit } G = 6.67259 \cdot 10^{-11} \frac{m^3}{kg \cdot s^2} \tag{3.1}$$

$$\vec{K} = -\frac{G \cdot m}{r^3} \cdot \vec{r} \qquad \text{Newtonsche Gravitationsgesetz} \qquad \text{mit } \vec{K} \text{ als Kraftfeld} \tag{3.2}$$

Die weiteren Komponenten in den obigen Gleichungen sind die Masse m und der Abstand r zwischen Aufpunkt und der Masse. Die Abhängigkeit der Dichte ist über $m = \rho \cdot V$ definiert. Eine ausführliche Behandlung dieser Methode ist z.B. bei TORGE, 1989 zu finden.

Die Gravimetrie wurde in hochalpinen Gebieten für die Permafrosterforschung genutzt (KAWASAKI et al., 1983). Erst 1991 folgten die ersten Schweremessungen an einem Blockgletscher (Vonder MÜHLL, 1993; Vonder MÜHLL & KLINGELE, 1994). Die am Blockgletscher Murtèl 1 ermittelten Schichtdicken und deren Dichten sind in der Tabelle 3 zusammengefaßt. Als auffällig wird der hohe Wert des Blockmantels beschrieben, der eine Porosität von nur 7.5% impliziert. Realistisch wäre hier eine Porosität von 30-40% bzw. eine Dichte von ρ=1.6-1.7 g/cm^3. Aus den Schweremessungen ergab sich eine lokale Anomalie über dem Blockgletscher mit Werten bis zu -1.5 mGal. Die Abweichungen zwischen dem Modell und den beobachteten Schweredaten betrug ±0.1 mGal.

Schicht	ρ $\frac{g}{cm^3}$	Dicke
Blockmantel	2.47	0-3 m
Oberer Kern	0.95	3-20 m
Unterer Kern	1.00	20-30 m
Unterer Permafrost	2.20	30-55 m

Tabelle 3: Modellparameter der Gravimetrie des Murtèl-Corvatsch Blockgletscher, Vonder MÜHLL & KLINGELE, 1994.

3.1.3 Seismik

Die Seismik ist eine Methode bei der Laufzeiten von elastischen Wellen Rückschlüsse auf die Untergrundstrukturen erlauben. Dabei wird die Information der unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Wellen in den einzelnen Schichten genutzt. An Schichtgrenzen, ändert sich die Wellengeschwindigkeit und die akustische Impedanz (= Dichte × Wellengeschwindigkeit), die Wellen werden reflektiert, refraktiert und transmittiert.
In der Seismik kann man nach dem auszuwertenden Wellentyp (Reflexions- oder Refraktionsseismik) unterscheiden oder nach der Art der Signalerzeugung (Sprengung, Hammerschlag=Impuls, Vibrator=Sweep). Zur Erzeugung von elastischen Wellen können im alpinen Gelände der Hammerschlag oder ein Sprengmittel verwendet werden.
Die durch einen kurzen Impuls entstandenen Verschiebungen im Boden werden an einer Reihe von Geophonen aufgenommen und dann gemeinsam als Zeitreihen dargestellt (Seismogramm). Die Geophone (Feder-Masse Schwingsystem) registrieren die Verschiebungen und wandeln sie in ein elektrisches Signal um. Aus den Seismogrammen lassen sich die Laufzeiten, der Phasen von den Ersteinsätzen, den Scheingeschwindigkeiten der einzelnen Schichten zuordnen.

Zur Auswertung von Ersteinsätzen können Delay-Zeitverfahren oder Wellenfrontverfahren eingesetzt werden. Folgt auf eine seismisch schnellere Schicht eine langsamere Schicht, so beugen sich die Strahlen zum Lot, und diese Strahlen können daher nicht mehr an die Oberfläche gelangen (Niedriggeschwindigkeitszone[1] bzw. Geschwindigkeitsinversion). Diese Problematik tritt bei Blockgletschern dann auf, wenn sie auf einer *nicht gefrorenen Grundmoräne* liegen. Bei niedrigen Geschwindigkeiten des Felses (∼4000 m/s) und hohen Geschwindigkeiten des Permafrostkörpers (∼3900 m/s), kann es zu Fehlinterpretationen kommen.

In Österreich wurde Refraktionsseismik am Dösener Blockgletscher in den Jahren 1994 und 1995 durchgeführt (SCHMÖLLER & FRUHWIRTH, 1996). Dabei wurde auf einem 120 m langen Profil ein Geophonabstand von 5 m verwendet. Als Impulsquelle diente Hammerschlag und Sprengstoff. Als Apparatur wurde die Geometrics ES-2401 bzw. ABEM Terraloc Mark-III verwendet. Die Geophone wurden mittels Fließenkleber (ohne Stützen) direkt auf den Blöcken angeklebt. Zur Auswertung wurde die Generalized Reciprocal Time Method (GRM)[2] nach PALMER, 1981 verwendet. Die Resultate sind in Tabelle 4 dargestellt. Auffallend sind große Inhomogenitäten in den oberflächennahen Schichten.

Schicht	Tiefe	v_p mittel	v_p Min-Max	Substratcharakter
1	1-3.5 m	375 m/s	250-700 m/s	trockener Blockschutt
2	bis 9 m	1900 m/s	1050-2500 m/s	wassergesättigter Schutt
3	- m	3750 m/s	3600-3900 m/s	gefrorener Schutt
4	- m	∼4000 m/s	- m/s	Zentralgneis, nicht gefroren

Tabelle 4: Seismische Geschwindigkeiten des Dösener Blockgletschers (Stirn in 2380 m Höhe über der Adria), SCHMÖLLER & FRUHWIRTH, 1996.

[1] engl. LVZ: Low Velocity Zone
[2] Erweiterung der Plus-Minus Methode zur schärferen Abbildung der Refraktortiefe und -geschwindigkeit

Die ersten seismischen Untersuchungen an Blockgletschern wurde 1968 am Blockgletscher Macun 1 durchgeführt (BARSCH, 1971). Er beschreibt dabei eine LVZ-Zone zwischen Permafrostkörper und der Felsoberkante. Im weiteren vermutet er, daß eine Geschwindigkeitsabnahme der Eis-Refraktierten von 3750 m/s auf 3000 m/s auf einen höheren Wassergehalt zurückzuführen sei (BARSCH, 1996).

Weitere Untersuchungen wurden von HAEBERLI & PATZELT, 1983 am äußeren Hochebenkar (Ötztaler Alpen), an Permafrostgebieten in der südlichen Glocknergruppe (Hammerschlagseismik; RENNERT, 1991) und in der westlichen Schobergruppe (Hammerschlagseismik; BUCHENAUER, 1990) durchgeführt. Die Tabelle 5 beinhaltet die Ergebnisse der Refraktionsseismik an einem Blockgletscher im Ralftal (westliche Schobergruppe). Buchenauer betont, daß bei allen drei Profilen die erhaltenen Geschwindigkeiten der P-Welle für Temperaturen des gefrorenen Schuttmaterials zwischen 0°C und -1°C sprechen (vgl. KING, 1984). Interessant sind auch die Schmelzwasserabläufe, die an zwei kalten Quellen (0.2-0.8°C) im Stirnbereich gemessen wurden.

Profil	v_{p1}	v_{p2}	Höhe	Auslage
11	400 m/s	3060 m/s	2545 m	50 m
12	450 m/s	2910 m/s	2560 m	40 m
13	380 m/s	3225 m/s	2600 m	50 m

Tabelle 5: Seismische Geschwindigkeiten des Blockgletschers im Ralftal (NW Ganot), westl. Schobergruppe, BUCHENAUER, 1990 (Stirn liegt in 2520 m).

Im Sommer 1991 wurde am Muragl Blockgletscher Refraktionsseismik an 5 Profilen durchgeführt (Vonder MÜHLL, 1993). Verwendet wurde die 24-Kanal Apparatur von Abem Terraloc MK 2. Die Auswertung der Laufzeiten erfolgte ebenfalls mit der GRM-Methode.

Im Jahr 1999 wurde am Muragl Blockgletscher Reflexionsseismik an drei Profilen durchgeführt (MUSIL, 2002). Zwei Profile waren direkt am Blockgletscher angelegt, das dritte führte bis ca. 70 m außerhalb des Blockgletschers. Dabei wurde eine Sprengstoffmenge von 0.4 kg/Schuß (in 1 m Tiefe) verwendet. Für jedes Profil kamen ca. 100 Stück 30 Hz (Vertikal-) Geophone zum Einsatz, die in einem Abstand von 2-2.5 m ausgelegt waren. Für jedes Profil wurde ungefähr 50 mal geschossen. Als Apparatur wurde die BISON 24120 (24 bit, 120 Kanäle) eingesetzt und eine Samplingrate von 0.25 ms verwendet. Zur Invertierung der Daten wurde eine Tomographie durchgeführt (LANZ et al., 1998).
Zur Überprüfung des Modells wurden synthetische Seismogramme nach dem *Full-Waveform* Algorithmus von ROBERTSSON, 1996 erstellt. Musil beschreibt eine Niedriggeschwindigkeitszone die bei der tomographischen Auswertung der Laufzeiten ermittelt wurde. Diese Zone wird degradiertem Permafrost zugewiesen, wobei das Eis geschmolzen ist und luftgefüllte Porenräume überbleiben. Bei der Modellierung wurde ein vertikaler Geschwindigkeitsgradient von 32 s^{-1} für die am Eis refraktierte Welle verwendet.

Die Bohrlochtomographie (Georadar) und die Refraktionsseismik konnten erfolgreich ausgewertet werden. Die Reflexionsseismik an der Oberfläche lieferte keine strukturellen Informationen (MUSIL, 2002). Aufgrund der großen Wellenlänge (∼30 m) der seismischen Signale und der Dominanz von gestreuten Oberflächen- bzw. refraktierten Wellen, konnten keine Reflexionen zur Abbildung des seichten Untergrundes (bis ca. 50 m) aufgezeichnet werden.

Blockgletscher	Region	v_{p1}	v_{p2}	Imp.	Referenz
Macun 1	Graubünden	800 m/s	~3400 m/s	H	- 1968
Murtèl I	Engadin	550 m/s	2900 m/s	H	Barsch 1973
		900 m/s	3330 m/s	H	Barsch 1973
Muragl	Engadin	590 m/s	3200 m/s	H	Barsch 1973
		~1250 m/s	2600-4040	SS	Vonder Mühll 1993
		- m/s	~3500 m/s	SS	Musil & Maurer 1999
Gruben	Wallis	500 m/s	3105 m/s	H	Haeberli 1985
		700 m/s	3905 m/s	H	Haeberli 1985
		725 m/s	3375 m/s	H	Haeberli 1985
Hochebenkar, äuß.	Ötztaler A.	425 m/s	3630 m/s	H	Haeberli & Patzelt 1982
		600 m/s	3145 m/s	H	Haeberli & Patzelt 1982
		700 m/s	2560 m/s	H	Haeberli & Patzelt 1982
Lingten	Khumba Nepal	500 m/s	3330 m/s	H	-
Nuptse	Khumba Nepal	804 m/s	3000 m/s	H	Jakob 1992
Dugla	Khumba Nepal	510 m/s	2750 m/s	H	Jakob 1992
Galena Creek	Rocky Mt.	240 m/s	2440 m/s	H	Potter 1972, Barsch 1987
		340 m/s	3350 m/s	H	Potter 1972, Barsch 1987
Dösener	Reißeckgruppe	375 m/s	3750 m/s	SS	Schmöller & Fruhwirth 1996
Ralftal	Schobergruppe	450 m/s	2910 m/s	H	Buchenauer 1990
		380 m/s	3225 m/s	H	Buchenauer 1990
Kaiserbergtal	Ötztaler A.	1160 m/s	3950 m/s	DS	Brückl 2002
Ölgrube	Ötztaler A.	675 m/s	3720 m/s	DS	Brückl 2003
Reichenkar, inneres	Stubaier Alpen	1250 m/s	3300 m/s	DS	Brückl 2004

Tabelle 6: P-Wellen Geschwindigkeit für den Blockmantel und den Permafrostkörper aktiver Blockgletscher. Die Impulsarten (Imp.) werden mit H für Hammerschlag, SS für Sprengstoff und DS für detonierende Sprengschnur abgekürzt, erweiterte Tabelle von BARSCH, 1996.

Auch die Radargramme der Oberflächenmessung lieferten, aufgrund der schlechten Ankopplung (keine Schneedecke), keine guten Ergebnisse. Die eisreichen Zonen können mit einer Geschwindigkeit von ~3500 m/s repräsentiert werden. Höhere Geschwindigkeiten im Permafrostkörper (~4000 m/s) werden größeren Blöcken zugeordnet, niedrigere Geschwindigkeiten einem größeren Luft/Wasseranteil bzw. einem geringeren Eisanteil. Der zerklüftete Gneis wurde mit 4300 m/s interpretiert[1].

Die Tabelle 7 zeigt eine Auflistung der Zuordnung zwischen der P-Wellen Geschwindigkeit und den einzelnen Schichten eines Blockgletschers. KING, 1984 ordnet die Geschwindigkeiten um 2000 m/s einem Permafrost Milieu nahe 0°C zu, welches der feuchten Schicht 2 entspricht.

Auch in den Hochanden (Argentinien) wurde Refraktionsseismik mit Hammerschlag durchgeführt. SCHROTT, 1996 beschreibt die seismischen Unterschiede zweier aktiver Blockgletscher (El Paso und Dos Lenguas) zu verschiedenen fossilen und inaktiven Blockgletschern.

[1] entspricht 20-30% eines unverwitterten Gneises, der Geschwindigkeiten von ca. 5500 m/s aufweist

Schicht	v_p m/s	Substratcharakter	Referenz
Auftauschicht	300-700	trockener Blockschutt	
	500-1100	Schutt mit Feinmaterial	King 1977 & 1984
	1100-2000	wassergesättigter Blockschutt	
Permafrostkörper	1800-3000	Permafrostschutt nahe 0°C	King 1984
	2700-4300	Permafrostschutt unter -1°C	Haeberli 1985
Grundmoräne	~1600	Moräne mit hohem Tonanteil	Brückl 2005
Felsuntergrund	3000-5400	Karbonatgestein	Jacobs & Meyer 1992
	4000-6000	kristallines Gestein	Rennert 1991

Tabelle 7: Typische Seismische Geschwindigkeiten und ihre Zuordnung zu den einzelnen Schichten eines Blockgletschers, erweiterte Tabelle von BARSCH, 1996.

3.1.4 Geoelektrik

Die Geoelektrik verwendet bei Gleichstromverfahren vier Elektroden, die in den Boden gesteckt werden (siehe Abb. 3.1). Zwei Elektroden A und B dienen der Stromzufuhr, die anderen zwei zum Messen der Potentialdifferenz U zwischen den Elektroden M und N. Durch die Trennung von Strom und Meßelektroden kann der Einfluß der Elektrodenübergangswiderstände auf das Meßergebnis vermieden werden. Aus den Größen U und J läßt sich der Bodenwiderstand berechnen.

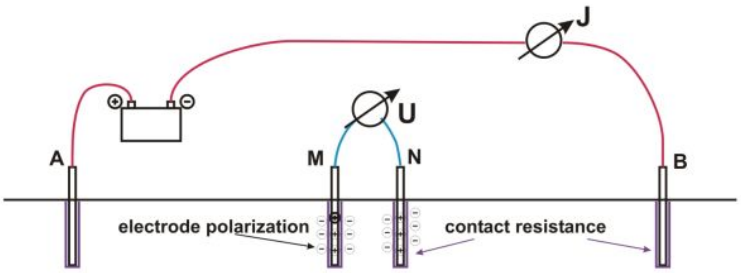

Abbildung 3.1: Allgemeine Elektrodenanordnung bei der Vier-Punkte Methode.

Der Zusammenhang zwischen den Übergangswiderständen an den Elektroden r_M, r_N, dem Strom J und dem gesuchten Widerstand des Bodens R lautet:

$$J = \frac{U}{R} \cdot \left[1 + \frac{R + r_M + r_N}{r_i}\right] \tag{3.3}$$

Man erkennt, daß für einen großen Gerätewiderstand r_i (Spannungsmesser) $r_i \gg R + r_M + r_N$ unabhängig von allen Übergangswiderständen $J = \frac{U}{R}$ gilt. Aus der Geometrie und den Widerständen ergibt sich der gesuchte scheinbare spez. elektrische Widerstand.

Zwischen folgenden Elektrodenanordnungen wird unterschieden:

- Schlumberger: $\overline{AB} \ll \overline{MN}$
- Wenner: $\overline{AM} = \overline{MN} = \overline{NB}$
- Dipol: $\overline{AB} \approx \overline{MN}$

Die Erkundungstiefe nimmt mit dem Elektrodenabstand zu (ca. $\frac{1}{6}$ bis $\frac{1}{8}$ von $\overline{AB}$). Bei Multielektrodenverfahren kommen meist 20 bis 100 Elektroden zum Einsatz, die über ein Kabelsystem mit einer Schaltanlage verbunden sind. Über die Schaltanlage können jeweils vier Elektroden angeschaltet werden. Die unbekannten spez. Widerstände der einzelnen Schichten werden dann über ein Modell mit den gemessenen Widerständen angeglichen (Inversion). Ausführlicheres zu dem Thema Vorwärtsmodellierung und Inversion findet man bei LOKE, 2001. Der spez. Widerstand von Permafrost kann als Funktion der Temperatur, des Wassergehaltes, der Korngröße und der Gesteinsart des Schuttes beschrieben werden.

Sinnvoll ist der Einsatz von Geoelektrik, um eine nicht gefrorene Schicht, die zwischen Permafrostkörper und Felsoberkante liegt, zu identifizieren (z.B.: Grundmoräne). KING, 1982 beschreibt allerdings Probleme bei der Ankopplung der Elektroden am Blockmantel. Optimal wäre ein Multielektrodenverfahren mit Wenner Anordnung, da mit dem Schlumberger Verfahren die Schichten schlechter aufgelöst werden (außer bei horizontaler Schichtung).

Im Sommer 1991 wurden Widerstandsmessungen mit Gleichstrom an drei Profilen am Muragl Blockgletscher (Vonder MÜHLL, 1993) mit salzgesättigten Schwämmen um die Elektroden durchgeführt. Als Anordnung wurde die Hummel-Schlumberger Anordnung (KING et al., 1992) gewählt. Zur Invertierung wurde ein vier Schicht-Modell angenommen. Dabei wurde eine Auftauschicht mit 12-32 kΩm und eine gefrorene Schicht mit 80-4000 kΩm beobachtet. Die zwei Schichten wurden nach ihrem Widerstand in einen Bereich von starken (kaltes, eisreiches Material) bzw. schwachen Widerständen unterteilt. In der Tabelle 8 sind typische Werte von aktiven Blockgletschern zusammengefaßt.

Blockgletscher	Auftauschicht	Permafrostk.	Fels	Referenz
Hiorthfjellet	15-25 kΩm	100-900 kΩm	1 kΩm	Isaksen 2000
Muragl	15-30 kΩm	80-3000 kΩm	2-3 kΩm	Vonder Mühll 1993
Gruben	4-28 kΩm	520-2500 kΩm	2-6.8 kΩm	King et al. 1987
El Salto	12-50 kΩm	85-250 kΩm	20-25 kΩm	Barsch & King 1989
Morenas Coloradas	7-12.5 kΩm	30-50 kΩm	- kΩm	Barsch & King 1989
Murtèl 1	5-15 kΩm	50-2000 kΩm	∼5 kΩm	Vonder Mühll 1993
Suvretta	5-20 kΩm	50-1000 kΩm	∼1 kΩm	Vonder Mühll 1993

Tabelle 8: Typische spez. Widerstände für die Geoelektrik, Erweiterte Tabelle von BARSCH, 1996.

3.1.5 Elektromagnetik

Bei dieser Methode wird die spez. elektrische Leitfähigkeit des Bodens bestimmt. Für die elektromagnetische Profilierung werden meist zwei-Spulen Anordnungen verwendet. Das von der Sendespule erzeugte Primärfeld induziert (in gut leitfähigem Untergrund) Wirbelströme, die wiederum ein elektromagnetisches Sekundärfeld bewirken, daß gegenüber dem Primärfeld phasenverschoben ist. Die in der Empfängerspule induzierte Spannung gibt Auskunft über die elektr. Leitfähigkeit (=Kehrwert des spez. elektr. Widerstands im Boden). Die Grundlagen dazu liefern wieder die Maxwellgleichungen. Aus ihnen ergibt sich:

$$\Delta\vec{E} = \mu \cdot \sigma \cdot \frac{\partial}{\partial t}\vec{E} + \mu \cdot \varepsilon \cdot \frac{\partial^2}{\partial t^2}\vec{E} \tag{3.4}$$

Dabei ist $\vec{E}$ die elektrische Feldstärke in $\left[\frac{V}{m}\right]$, μ die magnetische Suszeptibilität, ε die Dielektrizität und t die Zeit. Nun ist vor allem der erste Term der Gleichung 3.4 (=Dämpfungsterm bzw. Diffusionsgleichung) für die Änderung des Feldes verantwortlich. Bei den Meßanordnungen kann man zwischen horizontalem und vertikalem Dipol unterscheiden (z.B.: SLINGRAM). Dabei ändert sich die Empfindlichkeit der Antwortfunktion bzw. die Erkundungstiefe. Auch bei dieser Methode nimmt die Erkundungstiefe mit zunehmendem Dipolabstand zu.
Der Vorteil dieser elektromagnetischen Methode ist ihre einfache Handbarkeit im hochalpinen Gelände. Das Problem der sehr hohen spezifischen Widerstände ist allerdings, daß zum Beispiel die Instrumente EM 31 und EM 34-3 (Geonics) am Rande ihres Auflösungsvermögen arbeiten (Frequenzbereich ca. 400-9800 Hz).

Elektromagnetische Profilierungen in Österreich wurden z.B. am Dösener Blockgletscher von SCHMÖLLER & FRUHWIRTH, 1996 mit dem Slingram Verfahren bei horizontaler und vertikaler Spulenanordnung durchgeführt. Zum Einsatz kam das Gerät EM34-3 (Geonics) im zwei-Spulen-Verfahren mit unterschiedlichen Spulenabständen (10 m, 20 m, 40 m). Die drei Spulenabstände lieferten daher 6 Meßwerte pro Meßpunkt. Diese hatten einen Abstand von 10 Meter. Das Ergebnis zeigt eine gering leitfähige Auftauschicht, darunter einen fast nicht leitenden Permafrostkörper, und einen relativ feuchten Felshorizont.

3.1.6 Bohrlochmessung

Die Bohrlochmessung ist die einzige direkte Methode um die innere Struktur eines Blockgletschers zu bestimmen. Zu beachten ist, daß hier nur punktweise Informationen erhalten werden. Dies ist besonders bei Blockgletschern von Nachteil, da diese eine sehr inhomogene innere Strukturen aufweisen. Die ersten Bohrungen in der Schweiz erfolgten am Blockgletscher Murtèl 1 1975 und am Gruben Blockgletscher im Juni 1979 (BARSCH et al., 1979). Dabei wurden Gamma, Gamma-Gamma, und Neutron-Neutron logs durchgeführt.

Vonder MÜHLL, 1993 beschreibt folgende Zusammenhänge:

1. Ein hoher Eisgehalt (Neutron-Neutron) reduziert die seismische Geschwindigkeit. Die seismische Geschwindigkeit ist in Zonen mit mehr Blöcken höher (Gamma und Gamma-Gamma).

2. In Zonen hoher Dichte (Gamma-Gamma) ist der Eisgehalt gering (aufgrund der Blöcke).

3. Der Widerstand ist in Zonen mit geringer Dichte (Gamma-Gamma) höher.

Er beschreibt auch, daß keine Unterschiede in der P-Wellen Geschwindigkeit zwischen eisgesättigtem und eisübersättigtem Permafrostmaterial zu erkennen sind.
Frühere Bohrungen (1969 und 1976) fanden im Yukon am Blockgletscher RG2 statt. Dabei wurden von JOHNSON & NICKLING, 1979 Inklinometermessungen zur Bestimmung der Deformationsrate verwendet. Sie beobachteten, daß sich der Blockmantel passiv auf dem Permafrostkörper mitbewegt. Weitere Inklinometermessungen folgten dann am Val Sassa und Murtèl 1 Blockgletscher.

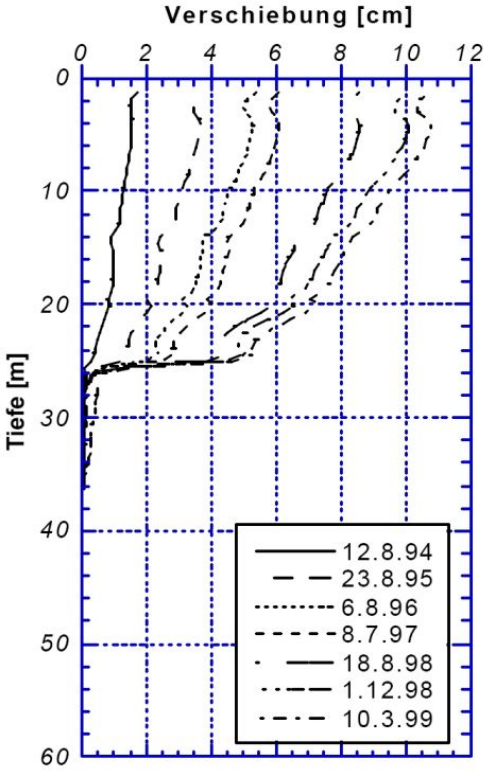

Abbildung 3.2: Horizontale Verschiebungsraten vom Pontresina-Schafberg Bohrloch 2/1990 (1993-1999), PERMOS 1.Jahresbericht 1999-2000.

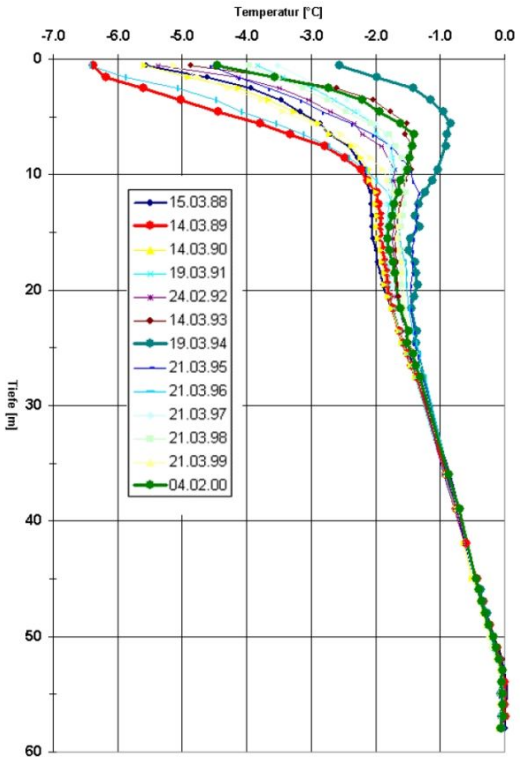

Abbildung 3.3: Entwicklung des Temperatur-Tiefen-Profil im Bohrloch 2/1987 am Murtèl-Corvatsch zwischen 1987 und 2000, PERMOS 1. Jahresbericht 1999/2000.

Abbildung 3.3 stellt die Veränderung des Temperaturverlaufs von 1987 bis 2000 dar. Für eine Tiefe von 30 m kann aus dem Diagramm eine Temperaturänderung von ∼0.13 °C für den Zeitraum von 13 Jahren abgelesen werden. Diese Messungen zeigen eine langsame Zunahme der Temperatur in der Tiefe. Neben klimatologischen und geophysikalischen Messungen wurden am Murtèl-Corvatsch Blockgletscher in den Jahren 1971, 1987 und 2000 insgesamt fünf bis zu 65 m tiefe Bohrungen abgeteuft.
Abbildung 3.2 zeigt die horizontalen Verschiebungen in einem Bohrloch des Permafrostgebietes am Schafberg in Graubünden. Die Daten stammen aus dem Bohrloch 2, das 1990 abgeteuft wurde. Die größten Scherverformungen sind hier in einer Tiefe von ∼27 m zu erkennen.

Im Jahr 1999 wurden vier Bohrlöcher im Muragl Blockgletscher abgeteuft (ARENSON & SPRINGMAN, 2000) und mit einem PVC-Rohr ummantelt. In drei Bohrlöchern wurde bis in

die Tiefe von 20 m Eis gefunden. Da die am Anfang eingesetzte 100 MHz Antenne für die Bohrlochtomographie keine guten Daten lieferte, wurde eine 22 MHz Antenne verwendet, die dann eine gute Erkundungstiefe aufwies (bis zu 70 m). Der Punktabstand betrug dabei zwischen 1 und 2 m.

3.2 Geodätische Methoden

Im folgenden werden Bewegungsmessungen behandelt, die entweder durch terrestrisch, geodätische Messungen oder durch photogrammetrische Stereoaufnahmen erhalten werden. Das Ergebnis sind bei beiden Verfahren die horizontalen und vertikalen Verschiebungen. Aus den horizontalen Verschiebungen lassen sich Veränderungen in den Bewegungsraten des Blockgletschers ableiten. Die vertikalen Verschiebungen (Höhenänderungen) können Aufschluß über die Variationen des Eisanteiles im Permafrostkörper geben. Die Richtung der Emergenzwinkel kann Informationen liefern, ob Eis abschmilzt (Tauen, Absenkung) oder zusätzlich Eis (Akkregation, Hub) gebildet wird. Eine andere Möglichkeit für Änderungen in der Höhe kann aufgrund der Erhöhung des Untergrundes erfolgen. Dazu muß allerdings noch geprüft werden, ob Längsverformungen (durch Kompression, Extension) auftreten. Diese Information wird aus den horizontalen Verschiebungen abgeleitet.

3.2.1 Terrestrische Bewegungsmessungen

Die meisten Blockgletscher sind durch mittlere Geschwindigkeiten von einigen Dezimetern pro Jahr gekennzeichnet. Auffallend hohe Geschwindigkeiten von $\sim$1 m/Jahr und höher wurde in den Anden (CORTE, 1987), in Asien (GORBUNOW, 1983) und in der Schweiz (ROER, 2005) beobachtet[1]. In Österreich wurden die ersten Oberflächengeschwindigkeitsmessungen von FINSTERWALDER im Jahre 1928 durchgeführt. Im Pitztal, am Breitenlehner Jöchl, wurde von Vietoris eine Steinlinie als Bezugslinie gelegt und ihre Veränderung beobachtet.
Für den Ölgruben-Blockgletscher (Kaunertal, Ötztaler Alpen) wurden dabei Geschwindigkeiten von 50 cm/Jahr festgestellt. Danach folgten weitere Messungen von PILLEWIZER und VIETORIS im Jahr 1938 und 1951 am äußeren Hochebenkar (Ötztaler Alpen). Seit dieser Zeit wurden in verschiedenen Perioden weitere Messungen von HAEBERLI & PATZELT, 1982; PILLEWIZER, 1957; VIETORIS, 1958 und 1972 durchgeführt (siehe Tabelle 9).

Weitere Bewegungsraten wurden für den Dösener Blockgletscher (Ankogelgruppe) aus Luftbildern der Jahre 1954, 1969, 1975, 1983 und 1993 ermittelt (siehe Tabelle 10). Danach erfolgten zwischen 1995 und 2004 (außer 2003) GPS Messungen (PATKA, 1997; URBANZ & ZÖLSS, 1996). Die Verschiebungen betrugen von 1954 bis 1969 ein Maximum, zwischen 1969 und 1993 nahmen sie ab, und von 1995-1996 nahmen sie wieder zu.

KIENAST & KAUFMANN, 2004 führten Bewegungsmessungen mit GPS an den Blockgletschern Hinteres Langtalkar und Weissenkar durch. Am hinteren Langtalkar wurden zwischen 1999 und 2002 mittlere horizontale Verschiebungen von 7 bis 150 cm/Jahr und mittlere vertikale Verschiebungen von 4 bis 65 cm/Jahr beobachtet. In der Periode 2002-2003 gab es einen signifikanten Anstieg der Verschiebungen. Die mittleren horizontalen Verschiebungen betrugen nun 10 bis 180 cm/Jahr und die mittleren vertikalen Verschiebungen 5 bis 89 cm/Jahr.

[1] Auch der Reichenkar Blockgletscher weist hohe Fließgeschwindigkeiten auf.

Profil / Höhe	1952-1953	1985-1990	1990-1995
1 / 2540 m	357 cm/Jahr	32 cm/Jahr	57 cm/Jahr
2 / 2630 m	180 cm/Jahr	49 cm/Jahr	65 cm/Jahr
3 / 2680 m	75 cm/Jahr	36 cm/Jahr	48 cm/Jahr

Tabelle 9: Übersicht über die horizontalen Oberflächengeschwindigkeiten pro Jahr am äußeren Hochebenkar, KAUFMANN, 1996.

Profil / Höhe	1954-1969	1969-1975	1975-1983	1983-1993
1 / -	24 cm/Jahr	20 cm/Jahr	12 cm/Jahr	15 cm/Jahr
2 / -	31 cm/Jahr	16 cm/Jahr	16 cm/Jahr	17 cm/Jahr
3 / -	24 cm/Jahr	17 cm/Jahr	15 cm/Jahr	16 cm/Jahr

Tabelle 10: Übersicht über die horizontalen Oberflächengeschwindigkeiten pro Jahr am Dösener Blockgletscher zwischen 1954 und 1993, PATKA & HEILAND, 1996.

Nach den beiden Autoren könnte diese Beschleunigung eine Reaktion auf den sehr heißen und trockenen Sommer 2003 sein. Am Weissenkar wurden GPS Beobachtungen von 1997 bis 2004 (außer 2002) durchgeführt. Für diese Periode ergaben sich mittlere horizontale Verschiebungen von 2 bis 12 cm/Jahr und vertikale Verschiebungen von 1 bis 9 cm/Jahr.

Die Arbeit von DORNBUSCH, 1993 behandelt die drei Blockgletscher Außenbergler Joch, Bergler Joch und Madleinkopf die nahe dem Paznauntal in der Silvrettagruppe liegen. Aus Luftbildern der Jahre 1970 und 1989 wird eine horizontale Verschiebung von 9.5 m bzw. eine mittlere jährliche Verschiebung von $\sim$0.5 m/Jahr ermittelt.

Nach SCHNEIDER, 1999 weisen die Blockgletscher äußeres Hochebenkar, Val Sassa, Murtèl 1, Macun und Gruben kurzfristige Geschwindigkeitsänderungen auf. SCHNEIDER, 1999 beschreibt die Korrelation zwischen der Lufttemperatur (im Jahresmittel) und kurzfristigen Bewegungsschwankungen am äußeren Hochebenkar (siehe Abb. 2.7 auf Seite 13). Der Blockgletscher reagiert noch im selben Jahr auf die Temperaturschwankung! Aufgrund dieser Beobachtungen gibt es Anzeichen, daß die Bewegung in der aktiven Schicht ausgelöst wird (also oberhalb des Permafrostspiegels). Nach Vonder MÜHLL, 1992 kann es auch in warmen Jahren durch Grundwasserfluß (innerhalb oder unterhalb des Permafrostes) zum Gleiten des Blockgletschers an der Permafrostbasis oder innerhalb kommen.

Seit Beginn der 90'er Jahre zeigen eine Reihe von Blockgletschern in den Alpen zunehmende Bewegungsraten an (ROER, 2005; SCHNEIDER & SCHNEIDER, 2001; IKEDA et al., 2003; LAMBIEL & DELALOYE, 2004). In Österreich sind zunehmende Bewegungsraten am Inneren Reichenkar, der Ölgrube und dem Hochebenkar beobachtet worden. Sind die beschleunigenden Bewegungen eine direkte Reaktion auf die Klimaänderung in den letzten Dekaden, oder sind sie durch einen sehr langfristigen Trend (ca. ab dem Jahr 1910) ausgezeichnet?

3.2.2 Photogrammetrie und Fernerkundung

Der Vorteil der Photogrammetrie ist, daß sie sehr rasch digitale Höhenmodelle von alpinen Bereichen liefern kann, aus denen sich dann Blockgletscher großräumig kartieren lassen. Dazu wird derzeit (2005) hauptsächlich die digitale Kamera HRSC-A (High Resolution Stereo Camera-Airborne) verwendet. Sie kann sowohl schwarzweiße als auch multispektrale Bilder erzeugen. Ein weiterer Vorteil ist, daß je nach verwendetem Maßstab, die Meßgenauigkeit an die jeweilige Anwendung angepaßt werden kann.

Mit Hilfe der Photogrammetrie lassen sich Bewegungsraten in Lage und Höhe weitgehend automatisiert auswerten. Dabei werden aus den Stereobildern ein digitales Höhenmodel (DGM) und ein Orthophoto erstellt. Aus den Orthophotos lassen sich dann über Grauwertanalysen markante Strukturen zu verschiedenen Zeitpunkten identifizieren (= horizontale Bewegungsraten). Der Vergleich des Höhenmodells zu zwei Zeitpunkten liefert die Höhenänderung. Als Beispiel sei hier das an der Universität Zürich entwickelte Programm CIAS (Correlation Image Analysis, KÄÄB & VOLLMER, 2000) genannt.

3.3 Weitere Methoden

Bestimmung der Exposition
Grundsätzlich treten Blockgletscher in allen Expositionen auf, doch ist eine Präferenz für nordseitige Auslagen erkennbar (UNTERSWEG, 1995; siehe Abb. 3.4). Je nach lokalen bzw.

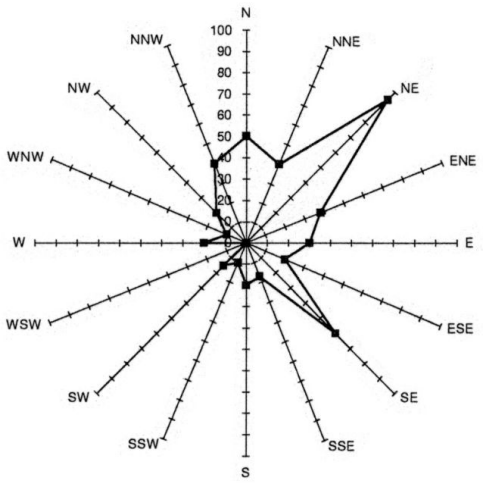

Abbildung 3.4: Exposition der Blockgletscher in den Niederen Tauern (Gesamtzahl 487), UNTERSWEG, 1995.

regionalen Bedingungen fällt das Maximum meist in NE- bzw. NW-Richtung. Der Grund dafür sind der Strahlungsschutz in den Schuttlagen (Begünstigung der Eisbildung bzw. -Erhaltung) sowie die durch schatt- und leeseitige Hohlformen entstehende Konzentration des Niederschlags in diesen Regionen (GÖDL, 1993).

Dendrogeomorphologie

Die Dendrochronologie ist eine klassische Altersbestimmungsmethode von Bäumen. Aus den einzelnen Jahresringabständen können nicht nur die Jahreszeiten bestimmt werden, sondern auch Rückschlüsse auf das damalige Klima erhalten werden. ROER, 2001 untersuchte einige Bäume und Sträucher (Pinus cembra, Larix decidua und Juniperus nana, Salix helvetica)[1], die auf aktiven und inaktiven Blockgletschern (aktive Blockgletscher: HuHH3, Grueo1 im Turtmann Tal) wuchsen und verglich sie mit Proben aus dem Umfeld.
Dadurch kann eine Aussage getroffen werden, welche Veränderungen aufgrund von geomorphologischen Aktivitäten (z.B.: Bodenbewegungen) hervorgerufen werden. Aus den anatomischen Veränderungen können daher die mechanischen oder klimatischen Umstände der Proben analysiert werden. Der Vergleich von photogrammetrischer Auswertung und Dendrogeomorphologie zeigt, daß horizontale Bewegungsänderungen als Kompression in den Proben zu erkennen sind (ROER, 2005). Besonders gut erkennbar war die Beschleunigung des Blockgletschers Huhh3, welche ungefähr 1990 begann, und in den Proben zwischen 1997 und 2000 auftauchte.

Lichenometrie

Seit der Einführung der Lichenometrie zur Altersbestimmung von Moränen in den Alpen durch BESCHEL, 1950 wurde diese Methode vielfach auch bei Blockgletschern angewandt (vgl. BIRKELAND, 1973). Dabei lassen sich aus dem Besiedelungsgrad von Flechten das relative Alter der Blöcke des Blockschuttmantels bestimmen. Ungeklärt ist derzeit (2005) ob sich ein Zusammenhang zwischen Schuttgröße und Flechtenalter aus Wachstumskurven bestimmter Flechtenarten herstellen läßt. Besonders umstritten ist das für die Flechtenart der Untergattung *Rhizocarpon*.

BTS-Messungen

Die Anfänge der Methode der BTS-Messungen[2] gehen auf (HAEBERLI, 1973) zurück. Der Grundgedanke dieser Methode ist die isolierende Wirkung einer dickeren Schneedecke (0.8-1 m), die die Schuttlage vor atmosphärischen Einflüssen schützt. Nach (BARSCH, 1996) liegen die gemessenen BTS-Temperaturen auf aktiven Blockgletschern meist zwischen -3 und -5°C. Außerhalb von aktiven Blockgletschern und Permafrostböden bewegt sich die BTS-Temperatur meist zwischen 0 und -1.5°C.

Hydrologie und Abflußverhalten

Zur Hydrologie und dem Abflußverhalten aktiver Blockgletscher liegen nur wenige Abflußdaten vor (CORTE, 1976; JOHNSON, 1981; EVIN & ASSIER, 1983; GARDNER & BAJEWSKY, 1987; siehe HAEBERLI, 1985 und BARSCH, 1996). Eine umfangreiche Meßstudie wurde KRAINER & MOSTLER, 2000 über den Reichenkar Blockgletscher erstellt (siehe Kapitel *Geologie, Geomorphologie und Hydrologie*). Weitere Messungen sind an Blockgletschern im hintersten Ultental durchgeführt worden (JUEN, 1999).

[1] lat.: Zirbe, europ. Lärche, Zwergwacholder, Schweizer Weide
[2] BTS-Messungen: Gemessen wird die Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke

4 Bisherige Untersuchungen am Reichenkar

4.1 Allgemeine Beschreibung des Inneren Reichenkars

Der Reichenkar Blockgletscher befindet sich in einem Seitental vom Ötztal in den Stubaier Alpen (Tirol, Österreich). Von der Ortschaft Gries (1569 m) führt eine Forststraße in das Sulztal. In einer scharfen Linkskehre der Forststraße (ca. 1810 m) verläßt ein unmarkierter Steig (siehe Abb. 4.2) die Straße. Nach einer Gehzeit von 1-2 Stunden übersteigt man die Waldgrenze, und ein Taleingang mit dem Blockgletscher öffnet sich. Die Stirn und das vordere Ende des Blockgletschers sind auf einen Almrasen (Grundmoräne) aufgefahren (siehe Abb. 4.1). Direkt an der Stirn entspringt eine Blockgletscherquelle. Ein Stückchen unterhalb bildet sich im Sommer ein kleiner See. Der Blockgletscher ist durch zwei sehr steile Flanken gekennzeichnet, die stetiger Bewegung ausgesetzt sind (siehe Abb. 4.3).

Abbildung 4.1: Der aktive Blockgletscher im Inneren Reichenkar, Juli 2004

Der Blockgletscher ist zungenförmig, ca. 1400 m lang und direkt mit dem oberhalb liegenden Kargletscher verbunden (siehe Abb. 4.8). An der Übergangszone zwischen Kargletscher und Blockgletscher hat sich eine ca. 5 Meter Tiefe Depression (2730 m über Adria) gebildet. KRAINER & MOSTLER, 2000 beschreiben, wie sie an der Depression das Hineinziehen des Gletschereises unter die Schuttmassen erkennen.

Im Jahr 2000 wurde durch einen natürlichen Schmelzprozeß, ungefähr 100 m unterhalb der Depression, massives Gletschereis unter einer zwei Meter dicken Schuttbedeckung freigelegt[1] (KRAINER & MOSTLER, 2000; siehe Abb. 4.4). Das Einzugsgebiet des Schutts liegt in 2750

[1] auch beim Tramerkar wurde ein Eiskern freigelegt (Massimo, 2001)

Abbildung 4.2: Abstieg aus dem Inneren Reichenkar, Juli 2004.

Abbildung 4.3: Die nordwestliche Flanke des Blockgletschers, Juli 2004.

m (über Adria) und ist durch die Schuttfahnen von den östlichen Karwänden erkennbar. Die Stirn (Abb. 4.5) liegt in einer Höhe von 2310 m (über Adria), ist ca. 30 m hoch und 40° steil. Der Reichenkar Blockgletscher ist ein aktiver Blockgletscher mit einem Eis-Schuttkörper. Am nordwestlichen Ende des Blockgletschers befindet sich ein fossiler Blockgletscher.

Aus einer Alpenvereinskarte aus dem Jahre 1877 läßt sich schließen, daß der Blockgletscher aus einem Gletscherhochstand aus dem Jahr 1850 entstanden ist. Im Anhang findet der Leser noch weitere Karten aus den Jahren 1896, 1937 und 1954 und ein Luftbild aus dem Jahr 1954 (siehe Abb. A.1, A.2, A.3, A.4, A.5 auf den Seiten 91 bis 93). Der Reichenkarferner reichte im Jahr 1877 bis zur Steilstufe, dem heutigen mittleren Teil des Blockgletschers. Ab dem Jahr 1937 sind der Blockgletscher und die Blockgletscherquelle gut kartiert worden.

Der Bereich für die geophysikalischen Beobachtungen liegt am unteren Ende des Blockgletschers und ist im Luftbild aus dem Jahr 1990 als gelbes Rechteck dargestellt (siehe Abb. 4.7). Das Meßgebiet hat eine Ausdehnung von 250 m mal 350 m. Die Fläche des Blockgletschers im unteren Teil kann mit 27 Hektar geschätzt werden. Im oberen Teil (Einzugsbereich des Schutts) findet man Amphibolit mit eingelagerten Eklogitanteil. Das Zungenende, wo die geophysikalischen Messungen stattfanden, befindet sich jedoch in einem Gneis Komplex.

4.2 Geologie, Geomorphologie und Hydrologie

Im Bereich des Reichenkar Blockgletschers wurden alle geologischen und geomorphologischen Untersuchungen von Prof. Dr. K. Krainer und Mag. W. Mostler durchgeführt (Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck). In den folgenden Abschnitten werden ihre Ergebnisse zusammengefaßt dargestellt, um ein Grundverständnis für diesen Blockgletscher zu bekommen. Im Verlauf dieser Arbeit wird dem Leser auffallen, wie wichtig die gemeinsame

Abbildung 4.4: Aufschluß von massivem Gletschereis, das unter einer ca. 2 m mächtigen Schuttbedeckung freigelegt wurde. (ca. 100 m nördlich der Depression), KRAINER, 2000.

Abbildung 4.5: Der Frontwall des Blockgletschers, Juli 2004.

Abbildung 4.6: Orthophoto des Meßgebietes aus dem unteren Teil des Blockgletschers. Gut sichtbar sind die Fließstrukturen des aktiven Blockgletschers und der Abflußkanal der Blockgletscherquelle. Im oberen Teil des Bildes ist der fossile Blockgletscher zu sehen. Orthophoto aus dem Jahr 2003 (Sept.), mit Genehmigung vom Land Tirol / tiris.

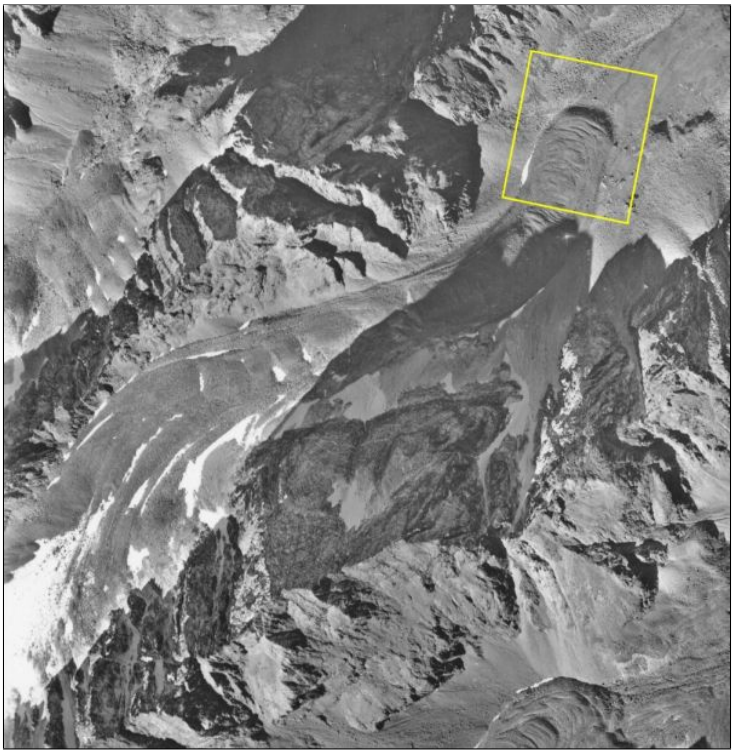

Abbildung 4.7: Luftbild aus dem Jahr 1990. Das gelb umrandete Gebiet kennzeichnet den Bereich der geophysikalischen Messungen, ©BEV - 2005, Vervielfältigung mit Genehmigung des BEV - Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, EB 2005/01325.

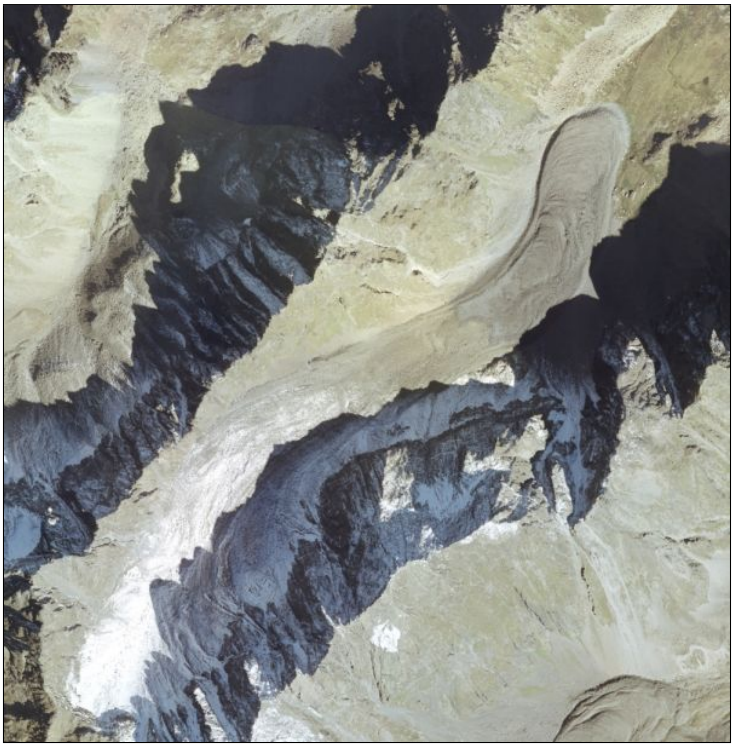

Abbildung 4.8: Orthophoto aus dem Jahr 2003 (Sept.), mit Genehmigung vom Land Tirol / tiris.

Betrachtung von Geologie, Geophysik und Geodäsie ist. Ausführlicher werden die geologischen und geomorphologischen Prozesse in KRAINER & MOSTLER, 2000, 2000a, 2002 und 2003 beschrieben.

4.2.1 Geologie und Morphologie

Geologie

Der Reichenkar Blockgletscher, der in den Ostalpen (bzw. im Ostalpin) liegt, ist der größte von ca. 20 aktiven Blockgletschern im Sulztal (Stubaier Alpen). Das Gestein gehört zu dem Ötztal-Stubai Komplex, der aus mehrfach metamorphen Paragneisen und Schiefern, mit eingelagerten Orthogneisen, Amphiboliten, Eklogiten und Meta-Karbonaten zusammengesetzt ist (siehe FRANK et al., 1987; HOINKES & THÖNI, 1993).

Im Norden, nahe der Blockgletscherzunge, befinden sich Gneise (Ortho- und Paragneise) mit eingelagerten dünnen Glimmerschiefer. Südlich von diesem Gneiskomplex befinden sich Bänderamphibolite mit eingelagerten Eklogiten und Amphiboliten. Der Gneiskomplex wird durch eine Störung von dem Amphibolitkomplex getrennt. Der Meßbereich liegt daher gerade im Gneiskomplex, der im Prinzip aus Biotit-Plagioklasgneis besteht (siehe Abb. 4.9).

Da das Einzugsgebiet für den Schutt ein Amphibolit und Eklogit Komplex ist, besteht der Blockmantel eben aus diesem Material. In den folgenden Kapiteln wird eine Unterscheidung zwischen dem Gestein am und im Blockgletscher notwendig sein. Das geschätzte Verhältnis Amphibolit zu Eklogit beträgt 70% zu 30%.

Morphologie

Der Reichenkar Blockgletscher beginnt in einem nach Norden geöffneten Kar, indem ein schuttfreier Kargletscher eingebettet ist. Der höchste Punkt des Kargletschers liegt in einer Höhe von 2900 m, der des Blockgletschers in 2750 m (über Adria). Der Frontwall des Blockgletschers hat eine Neigung von 40-41°. Der Blockgletscher ist 1400 m lang und zwischen 160 und 240 m breit. Derzeit überfährt der Blockgletscher einen alpinen Rasen, an seinem Fuße entspringt eine Blockgletscherquelle.

Im mittleren, steilen Abschnitt ist der Blockgletscher durch eine unruhige Oberfläche charakterisiert, auf der man einige schuttgefüllte Spalten, die quer zur Fließrichtung liegen, erkennen kann. Im Zungenbereich lassen sich auf der flacheren Oberfläche einige transversale Loben erkennen. In den beiden Luftbildern (Abb. 4.7 und 4.6) kann man erkennen, daß die transversalen Loben am östlichen Blockgletscherrand verschwinden. Hier ist die Oberflächenstruktur durch longitudinale Rillen beschreibbar.

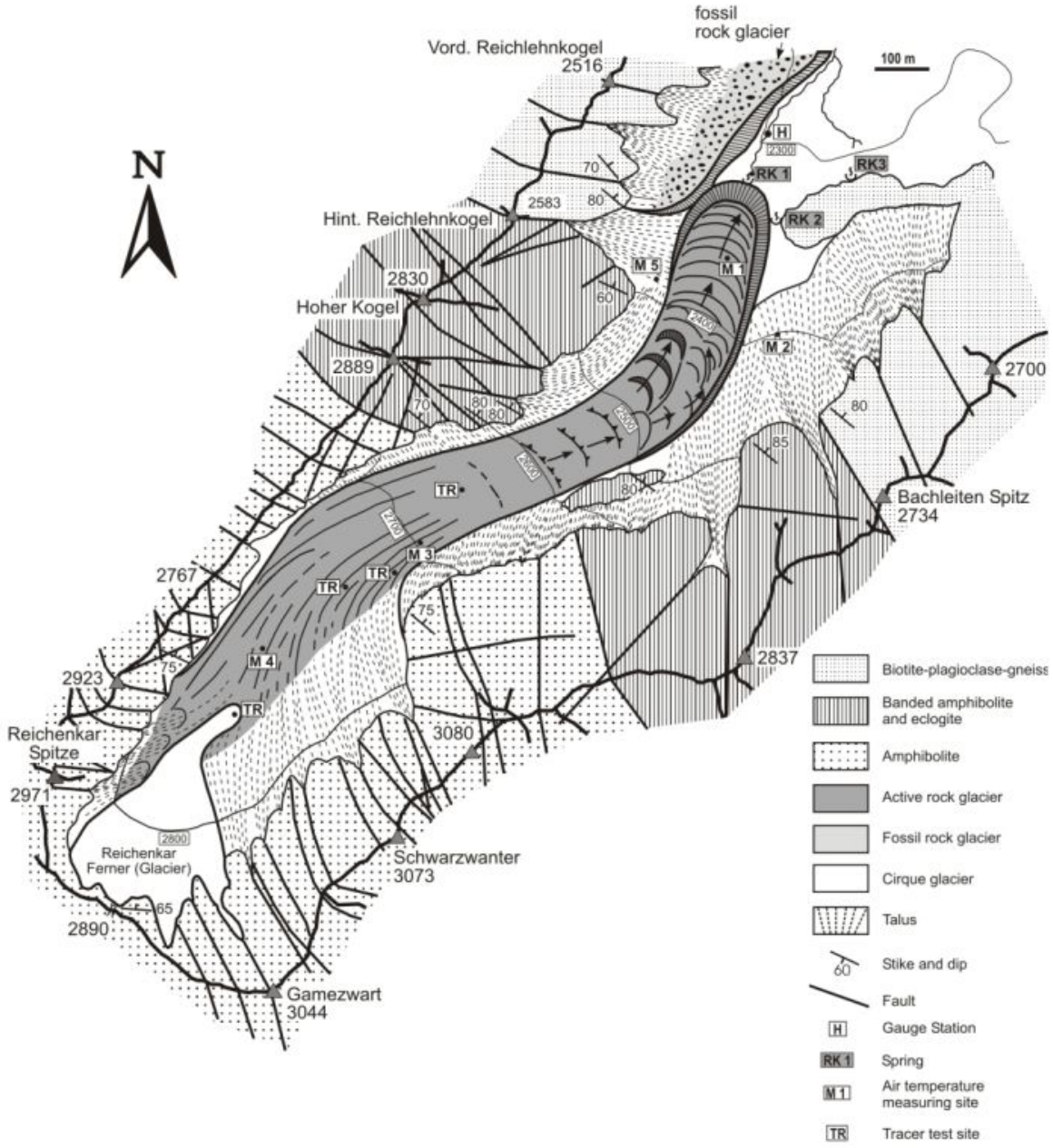

Abbildung 4.9: Geomorphologische Karte, KRAINER & MOSTLER, 2004.

Korngrößenverteilung
Der Reichenkar Blockgletscher ist durch eine sehr stark wechselnde Korngröße[1] an der Oberfläche gekennzeichnet.

Eine von KRAINER & MOSTLER, 2000 durchgeführte Korngrößenanalyse ergab an drei Meßstellen folgende Werte:

- Im oberen Teil liegen die Werte zwischen 25 und 50 cm, bei einem durchschnittlichen Wert von 37 cm.
- In einem grobkörnigen Zungenbereich wurden Korndurchmesser von 50 bis 100 cm und einem Durchschnittswert von 68 cm gefunden.
- Feinkörnige Proben aus dem Zungenbereich zeigten Werte von 25 bis 50 cm bei einem durchschnittlichen Wert von 32 cm.

Eine Siebanalyse an zwei feinkörnigen Proben ergab eine Korngrößenverteilung ähnlich wie bei Grundmoränen. Die Werte der Sortierung lagen bei 3.70 und 2.89 (sehr schlecht sortiert). Ähnliche Korngrößenverteilungen berichteten BARSCH et. al, 1979 und HAEBERLI, 1985 vom Gruben Blockgletscher.

4.2.2 BTS-Messungen, Temperaturverteilung

Temperaturverhalten der Schuttlage
Zur Untersuchung des Temperaturverhaltens wurden an drei Stellen Temperatursonden installiert. Die Sonden im Bereich der Zunge wurde in 20, 50 und 90 cm Tiefe, die Sonden im oberen Teil in 100 und 150 cm Tiefe, und die Sonde aus dem Wurzelbereich in 70 cm Tiefe verankert. Mit einer mittleren Meßgenauigkeit von $\pm 0.2°C$ wurde beobachtet wie komplex das Temperaturverhalten in der ungefrorenen Schuttlage ist (siehe Abb. 4.11). Vor allem in den Sommermonaten sind ausgeprägte saisonale (bei Schönwetter sogar tägliche) Schwankungen im Temperaturverlauf zu beobachten.

Die Darstellung des Temperaturverlaufs aus dem Zungenbereich zeigt eine Korrelation zwischen der Temperatur in Obergurgl und den gemessenen Temperaturen der aktiven Schicht. Eine Korrelation mit den Niederschlagsmengen aus Obergurgl ist nicht zu erkennen. Auffallend (wenn auch nicht überraschend) ist, daß die glattere Kurve der tieferen Sonde zugeordnet werden kann. Ab einer Tiefe von 100-150 cm ist der tägliche Einfluß der Temperatur auf die Sonde nicht mehr erkennbar. Bei Kaltlufteinbrüchen im Sommer ist oft eine Temperaturinversion erkennbar. Die kalte Luft braucht einige Stunden bis sie in den Blockmantel eindringt.

[1] dies gilt vor allem im flachen Zungenbereich

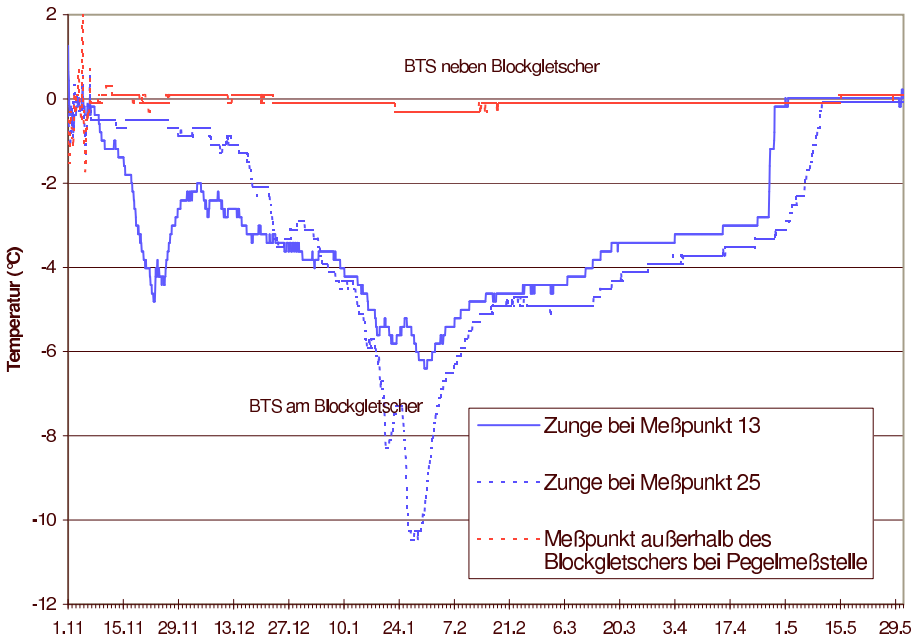

Abbildung 4.10: Temperaturverlauf an der Basis der winterlichen Schneedecke im Winter 1997/1998, KRAINER & MOSTLER, 2000.

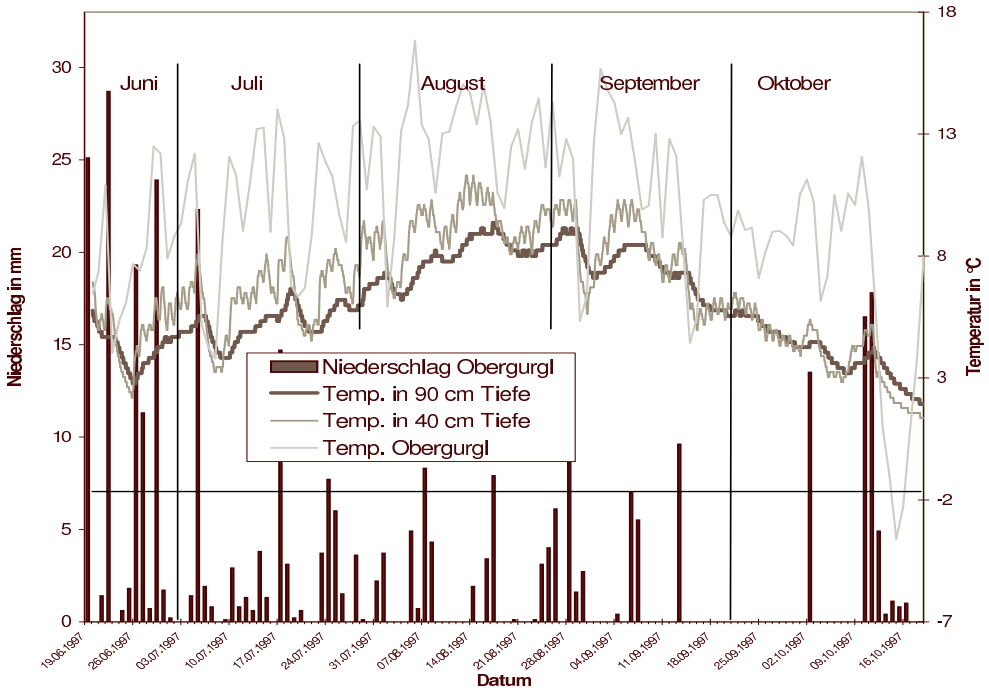

Abbildung 4.11: Temperaturverlauf in der Schuttlage des Blockgletschers im Bereich der Zunge in 40 und 90 cm Tiefe im Sommer 1997. Weiters sind die Temperatur (im Tagesmittel) und der Niederschlag der Station Obergurgl eingeblendet, KRAINER & MOSTLER, 2000.

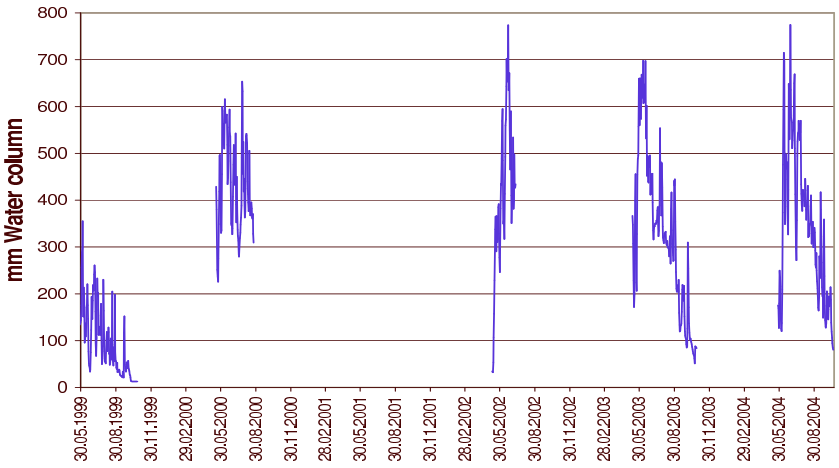

Abbildung 4.12: Das Abflußverhalten, gemessen unterhalb der Blockgletscherquelle, von den Jahren 1999, 2000, 2002, 2003 und 2004, KRAINER & MOSTLER, nicht publiziert.

Bisherige Messungen zeigen eine Abhängigkeit der Temperatur von folgenden Parametern:

1. Dauer der winterlichen Schneedecke: Solange der Blockgletscher bedeckt ist, liegen die Temperaturen in der Schuttlage ständig knapp unter dem Gefrierpunkt.
2. Witterungsablauf: Vor allem in den Sommermonaten ist die Temperatur der atmosphärischen Luft ausschlaggebend.
3. Mächtigkeit der ungefrorenen Schuttlage und des darunterliegenden gefrorenen Bereiches (Eisanteil und dessen Eigenschaften).
4. Korngröße und Korngrößenverteilung der Schuttlage (davon ist die Porosität und die Permeabilität abhängig).

Der Einfluß von Wind und Exposition konnte nicht nachgewiesen werden.

BTS-Messungen

In dem Zeitraum von 1997 bis 2000 wurden an zwei Stellen auf dem Blockgletscher[1], und an einer Stelle außerhalb[2] des Blockgletscher BTS-Messungen durchgeführt. Die Messungen sind in der Tabelle 11 dargestellt. Die Tabelle 11 und die kontinuierlichen Meßdaten von KRAINER & MOSTLER, 2000 weisen den Blockgletscher deutlich als Permafrostkörper aus. Aus den Tiefstwerten der letzten Messungen läßt sich eine **permafrostfreie Umgebung** des Blockgletschers in der Zungennähe ableiten (siehe Abb. 4.10). In der westlich gelegenen Schutthalde wurden im Winter 1998/1999 BTS-Temperaturen zwischen -1°C und -2°C und ein Minimalwert von -2.73°C gemessen. Hier läßt sich keine eindeutige Aussage über Permafrost treffen.

[1] an den GPS Punkten R32 und R51 (siehe Bewegungsmessungen)
[2] bei der Pegelmeßstelle an der Blockgletscherquelle

Winter	Datum	Punkt	BTS-Temp.	Tiefe
1997/1998	23.3	R51	-4.82°C	-
	29.3	R51	-2.97°C	90 cm
1998/1999	02.2	R51	-7.46°C	-
	16.2	R51	-5.91°C	70 cm
	16.2	R51	-5.37°C	140 cm
1999/2000	27.1	R32	-10.5°C	-
	28.1	Pegelmeßstation	-0.1 bis -0.3°C	-

Tabelle 11: BTS-Messungen der Tiefstwerte zwischen 1997 und 2000, KRAINER & MOSTLER, 2000.

Die BTS-Messungen am Reichenkar bestätigen die meisten bisherigen Ergebnisse und können folgende weitere Einschränkungen treffen:

1. Die tiefsten Temperaturen werden je nach Witterungsverlauf zu unterschiedlichen Zeitpunkten erreicht, meist zwischen Ende Jänner und Ende März. Interessant ist die Feststellung, daß auf ein und demselben Blockgletscher die Tiefstwerte an verschiedenen Punkten zu verschiedenen Zeiten erreicht wurden.

2. Die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke sind deutlichen Schwankungen von einigen Grad Celsius ausgesetzt. Diese Schwankungen werden vom Witterungsverlauf (Kalt- und Warmlufteinbrüche) hervorgerufen.

4.2.3 Hydrologie und Abflußverhalten

Für die Untersuchung des Abflußverhaltens wurde ca. 70 m unterhalb der Blockgletscherquelle im Mai 1997 eine automatische Pegelmeßstelle eingerichtet. Sie verfügt über eine automatische Registrier- und Datensammeleinheit, sowie Sensoren für Druck, Leitfähigkeit und Temperatur. Die ausgewerteten Messungen von den Jahren 1999, 2000, 2002, 2003 und 2004 zeigen ausgeprägte saisonale und tägliche Schwankungen (siehe Abb. 4.12).

Zu Beginn der Schneeschmelze (meist im Mai) beginnt auch die Blockgletscherquelle mit ihrer Aktivität. Den stärksten Abfluß[1] hat sie dann von Anfang Juni bis Ende August mit Werten bis zu 300 l/s. Die Spitzenabflüsse im Spätfrühling und Frühsommer werden durch die Schneeschmelze und Niederschlagsereignisse verursacht, im Spätsommer und Herbst ausschließlich durch Niederschlagsereignisse. Schlechtwettereinbrüche im Sommer (mit Schneefall) vermindern kurzfristig den starken Abfluß. Solange der Blockgletscher mit Schnee bedeckt ist, werden starke Abflüsse gemessen. Erst im August und im September nehmen die starken Tagesschwankungen ab und die Durchflußmenge geht auf 50 l/s zurück. Die geringsten Abflußwerte liegen jeweils zwischen 11 und 12 Uhr, die Abflußspitzen zeigen sich dann am Abend gegen 22 Uhr.

Im Dezember **versiegt die Quelle** dann vollkommen. Der größte Teil der Schmelzwässer stammt allerdings aus dem oberen Teil des Blockgletschers und dem Kargletscher. Tracermessungen von KRAINER & MOSTLER (2000) haben gezeigt, daß das Wasser sehr schnell (innerhalb von 6-7 Stunden) vom oberhalb liegenden Gletscher bis zur Blockgletscherstirn fließt. Für die zurückgelegte Strecke von 1400 m errechnet man eine mittlere Fließgeschwindigkeit

[1] auch Schüttung bzw. Spende genannt

von 3.54 m/min. Trotz allen äußeren Einflüssen liegt die Temperatur der Schmelzwässer im Sommer sehr konstant zwischen 0 und 0.5°C. Diese Beobachtung kann so interpretiert werden, daß die Schmelzwässer bis kurz vor ihrem Austritt aus der Quelle mit Eis bzw. Permafrost in Berührung sind.

Die elektrische Leitfähigkeit σ zeigt deutliche Schwankungen in Abhängigkeit von der Abflußmenge. Bemerkenswert ist, daß der Sensor bei einem hohen Abfluß geringe Leitfähigkeitswerte anzeigt. Von Mai bis Juli wurden Leitfähigkeiten von 20-40 μS/cm, im August und September 40-70 μS/cm, und im Oktober und November 70-100 μS/cm gemessen. Die geringen Leitfähigkeiten (bei hohen Abflußmengen) weisen darauf hin, daß hauptsächlich Schmelzwasser (aus der Schnee- und Eisschmelze) aus der Blockgletscherquelle tritt. Die hohen Leitfähigkeiten, bei niedrigem Abfluß zeigen, daß dieses Wasser ein Grund- bzw. Bergwasser ist.

4.3 Bewegungsmessungen

Aus Luftbildaufnahmen aus dem Jahren 1954, 1990, und 2003 können die damaligen durchschnittlichen Bewegungsraten ermittelt werden. In der Periode von 1954-1990 bewegte sich der Blockgletscher mit ∼70 cm/Jahr und beschleunigte dann um das 3-fache in der Periode 1990-2003 auf ∼2.2 m/Jahr.
Seit Juni 1997 wurden im jährlichen Abstand (außer 1999) GPS Messungen durchgeführt (KRAINER & MOSTLER 2003, siehe Abb. 4.15). Zu den Untersuchungen zählt auch eine 46 Tage andauernde Dauermessung[1] zur Erfassung der kurzfristigen Variationen (siehe Abb. 4.14).

Als Festpunkte wurden insgesamt 5 Punkte (außerhalb des Blockgletschers) ausgewählt. Am Blockgletscher selber wurden 46 Punkte markiert (größere Felsblöcke), wobei die Punkte anfänglich alle in Reihen normal zur Fließrichtung angelegt wurden. Für die jährlichen Nachmessungen wurden nur mehr die Punkte 1-37 verwendet und die Festpunkte auf ihre Stabilität überprüft. Die Messung erfolgte bis 2001 mit den Geräten von Leica/Wild, und danach mit Geräten der Firma Ashtec[2] .

Abbildung 4.13: GPS Beobachtungen mit den Geräten von Leica und Ashtec.

[1] an den Punkten R31, R52 und R72
[2] Leica: Empfänger: CR 233, Antenne: SR 399; Ashtec: Z Extreme, 12 Kanal

Für die relative Punktbestimmung wurde ein Empfänger auf einer Referenzstation aufgestellt und der andere als Rover verwendet (siehe Abb. 4.13). Nach einer Initialisierung[1] von 2-4 Minuten konnte eine Punktbestimmung durchgeführt werden. Der Hersteller (Ashtec) gibt Genauigkeiten von ± 1 cm + 2 ppm in der Lage und ± 2 cm + 2 ppm in der Höhe für den RTK-Modus an. Als Auswertesoftware für die RTK-Messungen (Trägerphasenmessung von L1 und L2) wurde GART 2000 verwendet. Für die Dauermessung kamen vier GPS Empfänger von Ashtec (LOCUS) zum Einsatz.

Im Zeitraum von 1997 bis 2002 ist die Zunge im östlichen Teil um 10 m vorgestoßen, im westlichen Teil nur um 8.9 m bzw. 5.2 m. Auf der relativen flachen Zunge bewegen sich die Punkte im zentralen Bereich stärker (über 2 m/Jahr) als am Rand. Die Punkte mit den geringsten Bewegungen liegen an den Rändern des Blockgletschers, und haben Werte von 0.4 bis 1.2 m/Jahr. Die höchsten Bewegungsraten wurden im mittleren (sehr steilen) Bereich mit Werten von 4-6 m/Jahr gemessen. Die hohen Werte würden sehr hohe Tagesbewegungen von 2 cm implizieren. Da diese Punkte allerdings nur während einer Periode beobachtet wurden, und sie auch außerhalb der übrigen Meßmethoden stattfanden, wird in dieser Arbeit darauf nicht weiter eingegangen.

Aus den GPS Beobachtungen ergeben sich folgende Eigenschaften des Blockgletschers:

1. Der Reichenkar Blockgletscher zeigt im Vergleich zu anderen Blockgletscher auffallend hohe Bewegungsraten.
2. Die **Bewegungsraten nehmen** in den letzten Jahren **signifikant zu**.
3. Die Bewegungsraten sind im zentralen Teil am höchsten und nehmen zu den Rändern hin ab.
4. Die **Bewegungen** erfolgen konstant und **werden kaum von den stark schwankenden Schmelzwasserabflüssen** oder saisonalen Temperaturschwankungen **beeinflußt**.
5. Insgesamt zeigt die Fließbewegung große Ähnlichkeit mit der eines Eisgletschers, da die Geschwindigkeiten entlang eines Querprofils eine parabelähnliche Form aufweisen (PATERSON, 1968).

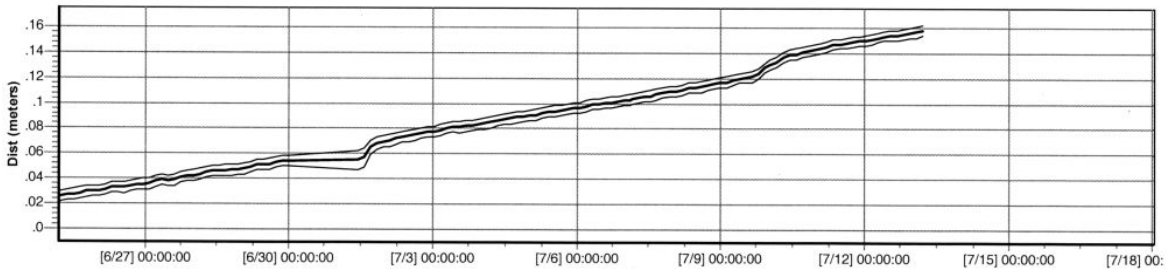

Abbildung 4.14: Veränderung der Lage des Punktes R52 während der Dauermessung im Jahr 2002. Die beiden auffälligen Anstiege im Diagramm sind auf Probleme in der Spannungsversorgung zurückzuführen, KRAINER & MOSTLER, 2003.

[1] Bestimmung der vollen Wellenlängen, und Lösung der Mehrdeutigkeiten

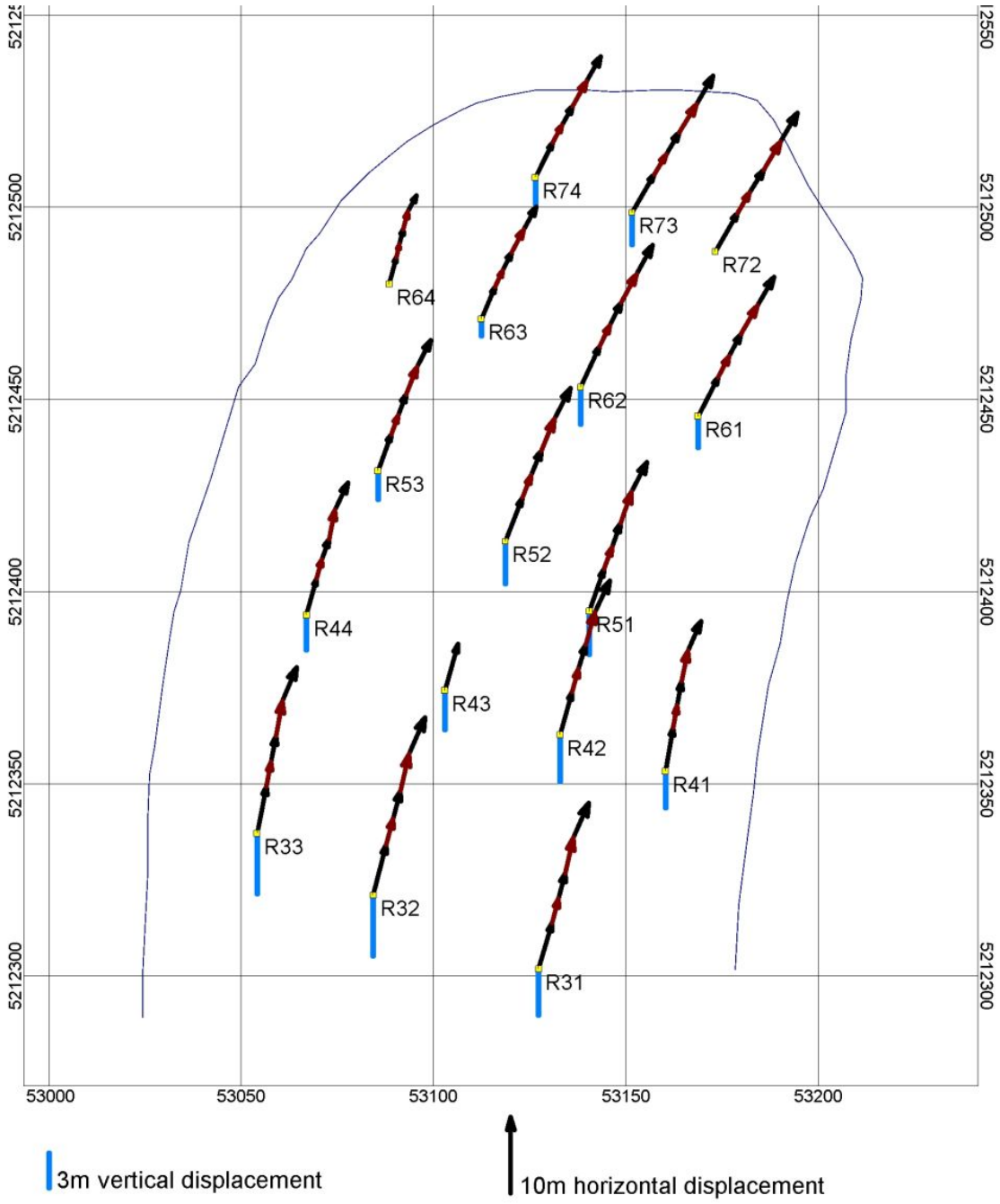

Abbildung 4.15: Die horizontalen Verschiebungsvektoren der Meßpunkte zwischen 1998 und 2004. In Blau dargestellt sind die Höhenänderungen für diesen Zeitraum. Die Bewegungsvektoren sind für jede aufeinanderfolgende Periode in der Farbe Schwarz oder Braun abgebildet. Verwendet wurden die Daten von KRAINER & MOSTLER, 2003.

5 Geophysikalische Datenerfassung, Auswertung und Modellierung

5.1 Konzept der geophysikalischen Auswertung

Geophysikalisches Konzept

Die nachfolgenden Kapitel beschreiben die Auswertung der geophysikalischen Methoden. Dabei werden letztendlich die Geometrie des Blockgletschers, sowie die physikalischen Parameter bestimmt. Da während der Planung und der Durchführung der Feldarbeiten noch nicht gewußt werden konnte, wie sehr die einzelnen Meßmethoden miteinander kombiniert werden müssen, wird hier das Konzept der Auswertung vorangestellt.

Die Wichtigkeit der richtigen *Auswertestrategie*, bei der die Reihenfolge der auszuwertenden Methoden einen hohen Stellenwert hat, sei an dieser Stelle bewußt hervorgehoben. Dabei wird der Auswertung ein wenig vorgegriffen. Die nächsten Kapitel wurden nun so gereiht, daß eine Meßmethode auf der nächsten aufbaut. Dabei liefern alle drei Meßmethoden bestimmte Parameter, die durch die anderen nicht bestimmt werden können.

Die Kombination der Meßmethoden GPR, Seismik und Gravimetrie stützen sich aufeinander, liefern sich gegenseitige Kontrollen und liefern schließlich einen neuen, wichtigen, Parameter. Im Abschnitt *Kombination der Meßergebnisse* werden auch noch andere interessante Größen aus den kombinierten Ergebnissen aller Methoden abgeleitet bzw. abgeschätzt.

Lokales Koordinatensystem

Um die nachfolgenden Auswertungen (Georadar und Seismik) in einem gemeinsamen Koordinatensystem darzustellen, wird ein lokales Koordinatensystem definiert, das ungefähr in der Oberflächenebene des Blockgletschers liegt. Die Definition des lokalen Systems wurde durch einen Ausgleich[1] durch die Oberflächenpunkte des Blockgletschers bestimmt. Die Oberflächenpunkte wurden während der Gravimetrie Feldmessung mittels GPS bestimmt (siehe Abschnitt *Gravimetrie*).

Bei den folgenden Auswertungen werden in den Formeln nur englische Bezeichnungen geführt, da es zu dieser Diplomarbeit auch eine englische Publikation geben wird. Die Meßdaten und Ergebnisse sind am Institut für Geodäsie und Geophysik, Forschungsgruppe Geophysik in Form einer DVD erhältlich.

[1] Lösung eines überbestimmten Gleichungssystems, daher sind Aussagen über die Genauigkeit möglich

5.2 Georadar (GPR)

5.2.1 Meßanordnung des Georadars

Die Aufnahme der Georadardaten erfolgte im Oktober 2004 von K. Krainer und W. Mostler. Entlang von drei Profilen (Lage und Richtung ist in Abb. 5.1 zu sehen) wurde im punktweisen Stapelmodus (Static Stacking) gemessen. Der Punktabstand betrug ca. 1 m und die Dipole waren normal zur Profilrichtung ausgerichtet. Die verwendete Niedrigfrequenzantenne (MLF 3200 von GSSI[1]) verfügt bei einer Dipollänge von 360 cm über eine Zentralfrequenz von 35 MHz. Der Abstand zwischen Empfänger und Sendeantenne wurde mit 4 m festgelegt *Constant-Offset* Konfiguration).
In Abbildung 5.2 ist die Datenerfassung im Feld gezeigt. Aus früheren Messungen ist bekannt, daß eine Schneebedeckung von Vorteil ist, da die Antenne dadurch eine bessere Ankopplung an den Boden bekommt (KRAINER & MOSTLER, 2002). Als Apparatur wurde das tragbare SIR System 2000 der Firma GSSI mit einem Gewicht von 6.8 kg verwendet. Dabei waren die wichtigsten Einstellungen: 1000 ns time range, 1024 samples/scan, 16 bits/sample, static stack (bzw. 32-fache vertikale Überdeckung).

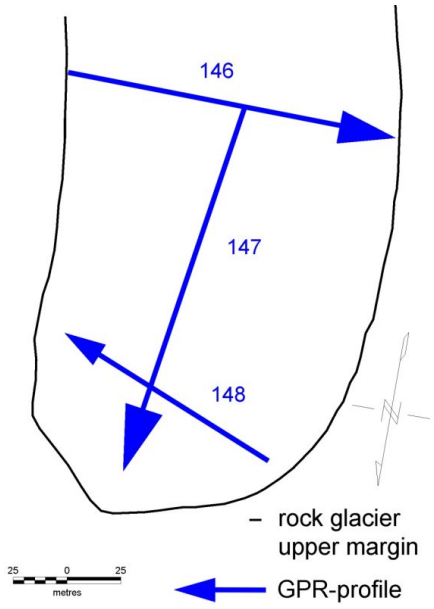

Abbildung 5.1: Übersicht über die Lage und Richtung der drei GPR-Profile.

Abbildung 5.2: Meßanordnung im Feld, KRAINER, 2004.

Nun konnten die Spuren der Georadarbilder[2] statisch korrigiert werden. Daher wurden sie um die Laufzeiten verschoben werden, die der Höhendifferenz zwischen Topographie und dem im lokalen System gegebenen Höhen entsprechen. Zur Umrechnung der Höhen in eine Zeit wurde eine mittlere Geschwindigkeit von v_{gpr}=0.145 m/ns verwendet. Dieser Wert stammt aus Literaturangaben der Tabelle 2. Nach der Transformation in das lokale System hatten die drei Profile 146, 147 und 148 eine Länge von 157.6, 181.3 und 114.4 m. Das Profil 147 hat den gleichen Verlauf wie das Seismik Profil A, ist aber um 15 m nach Süden (bergwärts) verschoben. Das Profil 146 kreuzt das Profil 147 und liegt, ca. 15 m parallel verschoben, oberhalb des

[1] GSSI: Geophysical Survey Systems, Inc.
[2] Georadarbild=„Radargramm“

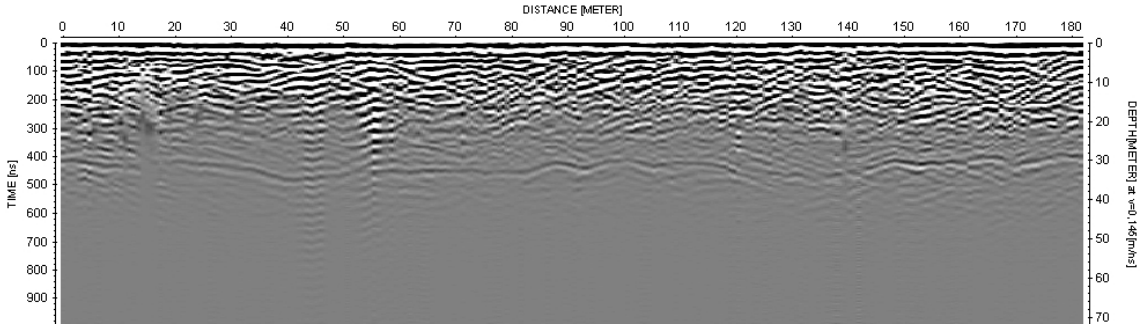

Abbildung 5.3: Das Georadar Profil 147 läßt auch mit konstanter Verstärkung einen Reflektor bei 400 ns erkennen.

Seismik Profils B. Das Profil 148 kreuzt das Profil 147 und liegt quer zur Fließrichtung des Blockgletschers.

5.2.2 Datenbearbeitung

Die Signalverarbeitung wurde mit verschiedenen Einzelspur- und Mehrspurprozessen im Programm Reflex[1] durchgeführt. Zunächst mußte die Geometrie der drei Profile hergestellt werden, indem die Länge der Profile auf gleichmäßige Spurintervalle aufgeteilt wurde. Diese gleichmäßige Aufteilung war notwendig, da es keine Markierungen bei bestimmten Profilmetern gab. Dabei ergab sich für das Profil 146 (198 Spuren) ein Abstand von 0.8 m, für das Profil 147 (260 Spuren) ein Abstand von 0.7 m und für das Profil 148 (144 Spuren) ein Abstand von 0.8 m (Rubberband-Interpolation). Im Georadarbild des Profils 147 ist, auch ohne weitere Signalverarbeitungsschritte (bei gleichmäßiger Verstärkung), ein starker Reflektor bei 400 ns zu erkennen (siehe Abb. 5.3).

Die Daten der Feldmessung (im Format RADAN *.dzt) werden von Reflex eingelesen und in ein programminternes Format abgespeichert (*.dat).
Zur Darstellung der *Radargramme* werden die Wiggle Trace[2] und die Variable Density[3] Darstellung verwendet. Von den folgenden Einzelspurprozessen Bandpassfilterung, Verstärkung, Dekonvolution, Spectral Whitening, 1. Ableitung sowie den Mehrspurprozessen Background Removal, Trace Mixing, Subtract Average und Running Average wurden letztendlich nur zwei eingesetzt. Für die Verstärkung (AGC) wurde eine Fensterlänge von 300 ns und für den Bandpassfilter (Butterworth) wurde eine untere Grenzfrequenz von 15 MHz und eine obere Grenzfrequenz von 50 MHz verwendet.

[1] Sandmeier Software, Reflex v2.51
[2] zeigt den Signalverlauf mit ausgefüllten positiven Amplituden an
[3] Jeder Amplitude im Signalverlauf wird ein Farbwert aus einer Farbtabelle zugeordnet

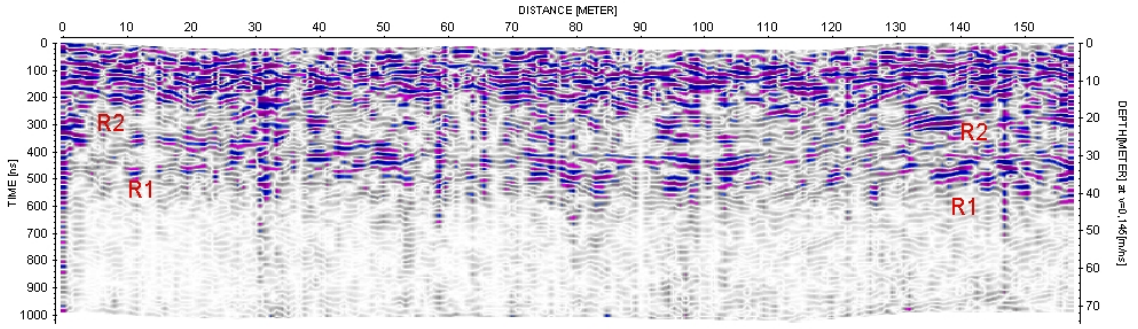

Abbildung 5.4: Georadar Profil 146, mit Bandpassfilter.

5.2.3 Interpretation

Die bearbeiteten Radargramme zeigen unterschiedliche Charakteristiken. Während die Radargramme 147 und 148 einen durchgehenden Reflektor zeigen, so zeigen sich im Radargramm 146 abschnittsweise zwei Reflektoren. Alle drei Radargramme zeigen eine diffuse Reflekivität. Daher kann auf eine sehr inhomogene Zusammensetzung geschlossen werden. In den Radargrammen der Profile 147 und 148 ist ein reflexionsärmerer Bereich oberhalb des Reflektors zu erkennen (Permafrostkörper). Vor allem das Profil 148 zeigt diese reflexionsärmere Zone (siehe Abschnitt *Berechnung des Eisvolumens*, Seite 5.34). Reflexionshyperbeln bzw. Diffraktionshyperbeln sind nicht zu erkennen. Im oberen Teil der Radargramme (bis 224 ns), im reflexionsreichen Teil, sind teilweise kontinuierliche Reflexionseinsätze zu sehen. Interpretationen der Eisoberkante oder von Abflußkanälen lassen sich keine machen.

Im folgenden ist die Interpretation der drei Radargramme zusammengefaßt:

Profil 146: In diesem Profil sind zwei Horizonte (R1 und R2) zu erkennen, die keine vollständige Abgrenzung über das ganze Profil erkennen lassen. Am Ende dieses Profils ist allerdings eine deutliche Trennung der beiden Horizonte sichtbar. Unterhalb von 550 ns ist kein Horizont mehr erkennbar.

Profil 147: Ein deutlicher Reflektor (zw. 400 und 470 ns; R1) ist über die gesamte Länge des Profils sichtbar. Lediglich am Anfang der Sektion (0-15 m), im Bereich des Schnittpunktes mit Profil 146 nehmen die Reflexionen zu. Eine Ursache dafür können die zwei, im Profil 146, interpretierten Horizonte sein. Auch hier sind unterhalb von 550 ns keine reflexionsstärkeren Bereiche erkennbar.

Profil 148: Dieses Profil läßt sich gut mit dem Profil 147 beschreiben. Die Unterschiede liegen allerdings im Sichtbarkeitsbereich des Reflektors R1. Bis auf wenigen Abschnitten ist der Reflektor deutlich zu erkennen. Zwischen den Profilmetern 25 und 35 m bzw. 70 und 80 m ist der Reflektor undeutlich zu sehen. Auffallend ist ein kontinuierlicher Abfall des Reflektors von Westen nach Osten (von 350 auf 500 ns).

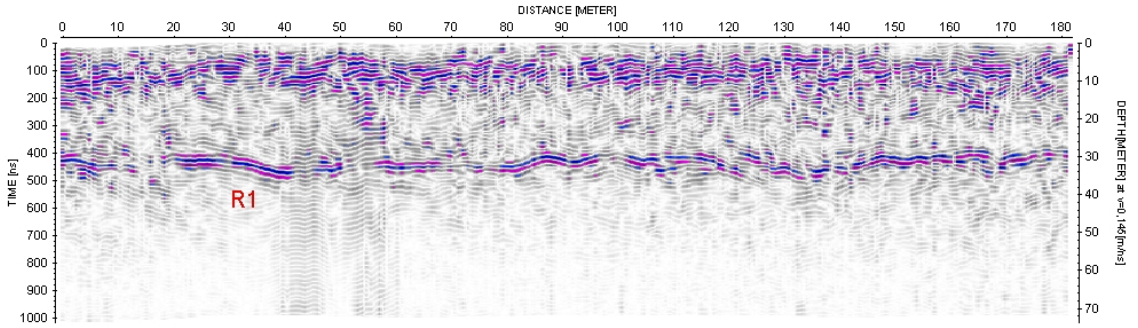

Abbildung 5.5: Georadar Profil 147, mit Bandpassfilter und Verstärkung der Amplituden.

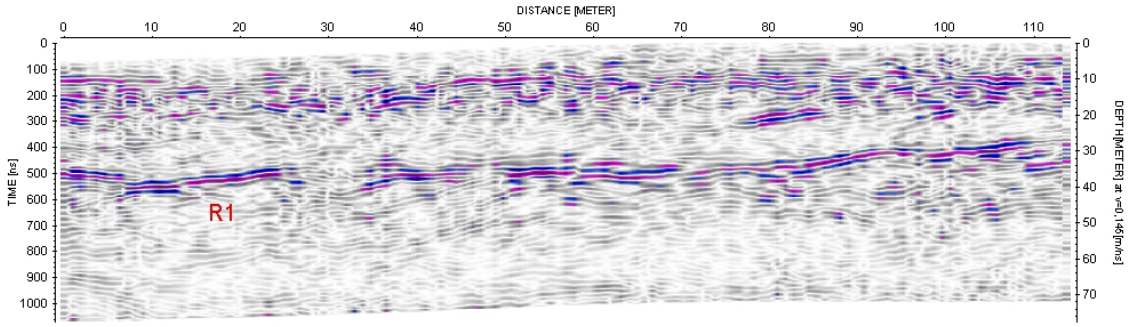

Abbildung 5.6: Georadar Profil 148, mit Bandpassfilter und AGC.

Nun stellt sich die Frage ob eine Zuordnung des deutlichen Reflektors zu einer bestimmten Schicht möglich ist. Wir wollen zuerst die Möglichkeit einer Zuordnung zum Felsuntergrund betrachten. Dazu schätzen wir die Reflektivität R zwischen Permafrostkörper und Fels mit der Formel

$$R = \frac{\sqrt{\varepsilon_{r1}} - \sqrt{\varepsilon_{r2}}}{\sqrt{\varepsilon_{r1}} + \sqrt{\varepsilon_{r2}}} \qquad \text{bei senkrechtem Einfall} \tag{5.1}$$

für elektromagnetische Wellen ab. Für die relative Dielektrizitätskonstante des Permafrostkörpers wird ein Wert von ε_{r1}=3.5, für den Fels ein Wert von ε_{r2}=5 verwendet[1]. Die Gleichung 5.1 liefert dabei einen Wert von R=-0.09. Die berechnete Reflektivität kann allerdings erst bei Verwendung der True Amplitude Recovery mit den beobachteten Amplituden verglichen werden. Die deutlichen Amplituden des Reflektors können durch wassergesättigte Substrate (z.B.: Sand, Ton, Schluff ..), die zu einer Erhöhung der relativen Dielektrizitätskonstanten führen, erklärt werden (Wasser: ε_r=80).

[1] Granit: ε_r=4 bis 6, Eis: ε_r=3 bis 4 nach Davis und Annan, 1989

5.2.4 Auflösung

Um die Unterscheidbarkeit von zwei reflektierenden Objekten abzuschätzen, ist die Auflösung in vertikaler und horizontaler Richtung zu untersuchen.

Die vertikale Auflösung Δz wird durch die Gleichungen

$$\Delta z = \frac{\lambda}{4} \qquad \text{bzw.} \qquad \Delta t = \frac{2 \cdot \Delta z}{v} \tag{5.2}$$

im Zeitbereich Δt (bzw. den Tiefenbereich Δz) definiert. Dabei ist λ die Wellenlänge, v die mittlere Wellengeschwindigkeit des Signals und Δz die vertikale Entfernung. Dabei wird davon ausgegangen, daß die Signale zweier Reflektoren bei einer Verschiebung um $\lambda/4$ noch zu unterscheiden sind.

Die horizontale Auflösung ΔR kann über

$$\Delta R = \sqrt{\frac{z \cdot \lambda}{4}} \qquad \text{oder} \qquad \Delta R = v \cdot \sqrt{\frac{t}{4 \cdot f}} \tag{5.3}$$

ermittelt werden. Die Formel beinhaltet z, die Tiefe des Reflektors, v die mittlere Wellengeschwindigkeit, t die Lotzeit des Reflektors und f die Frequenz des Signals. Bei dieser Formel ist zu beachten, daß sie nur für $z \gg \lambda$ gilt. Für die 35 MHz Antenne (λ=4.1 m) und einer Reflektortiefe von 30 m ergeben sich für Δz 1.0 m und für ΔR 5.6 m.

5.2.5 Umrechnung von Zeit in Tiefe

Normalerweise wird nun die mittlere Wellengeschwindigkeit ermittelt und eine Migration durchgeführt. Da keine Multi-Offset Messungen (sondern Constant-Offset Messungen) vorlagen, und keine Diffraktionshyperbeln zu erkennen waren konnte die mittlere Wellengeschwindigkeit nicht gemessen werden. Da die mittlere Wellengeschwindigkeit also nur aus der Literatur stammt, wurde zunächst mit verschiedenen Werten zwischen 0.12 und 0.17 m/ns, migriert. Aufgrund der stark diffusen Radargramme konnte durch die Migration keine Verbesserung erzielt werden, sondern es erfolgte eine *Verschmierung* der Amplituden. Daher, und aufgrund des geringen Einfallswinkels, wurde sie für die Tiefenberechnung nicht angewandt.

Um die Lotzeiten des Reflektors zu bestimmen, erfolgte eine weitere Auswertung im Programm ProMAX 2D (siehe Abschnitt *Seismik*). Dazu mußten die Daten, mit Hilfe von Reflex, vom ursprünglichen RADAN Format in das SEG-Y Format konvertiert werden. Hier wurden nach dem Erstellen der Geometrie wieder AGC und Bandpassfilter als Signalverarbeitungsschritte verwendet. Danach konnten die einzelnen Spuren, die sicher zu interpretieren waren, *gepickt* werden. Nun konnte die Umrechnung von Lotzeiten in Tiefen mit der Formel

$$h_{till} = v_{gpr} \cdot \frac{t_{gpr}}{2} \tag{5.4}$$

durchgeführt werden. Dabei ist v_{gpr} die mittlere Wellengeschwindigkeit, t_{gpr} die zwei-Weg Laufzeit des Impulses und h_{till}[1] die Tiefe des Reflektors. Da der Reflektor in einem lokalen Koordinatensystem bestimmt wurde, mußte er noch (für die Gravimetrieauswertung) in das

[1] engl. till: Moräne, glaziales Sediment, Geschiebe

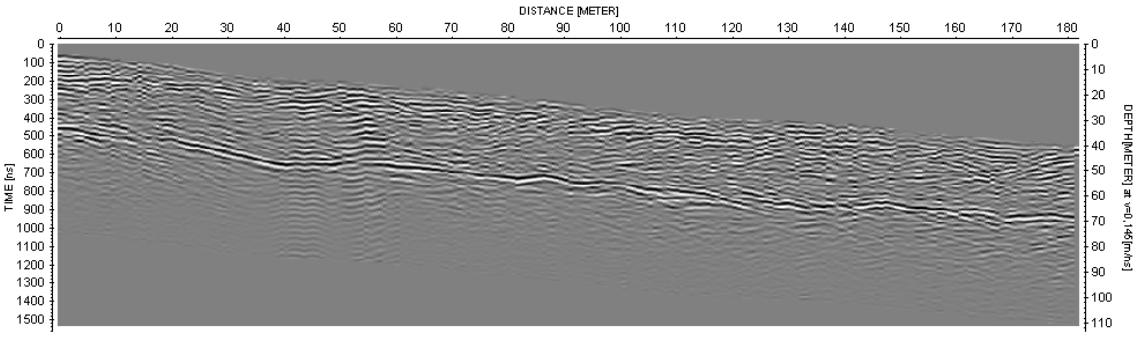

Abbildung 5.7: Georadar Profil 147 mit Bezug auf die Topographie, AGC, Bandpassfilter.

Gauß-Krüger Koordinatensystem zurücktransformiert werden (siehe auch Abb. 5.7). Auffallend ist die gleichmäßige Tiefe, in der der Reflektor zu erkennen ist.

Die Abbildung 5.8 zeigt den ermittelten Reflektor in Bezug zur Topographie des Blockgletschers. Interessant ist, daß der Reflektor in seiner Verlängerung die Almwiese vor der Blockgletscherstirn berührt. Eine Zuordnung des Reflektors ist nur zu einer Schicht möglich, die z.B. feucht ist und daher eine hohe relative Dielektrizitätskonstante aufweist.

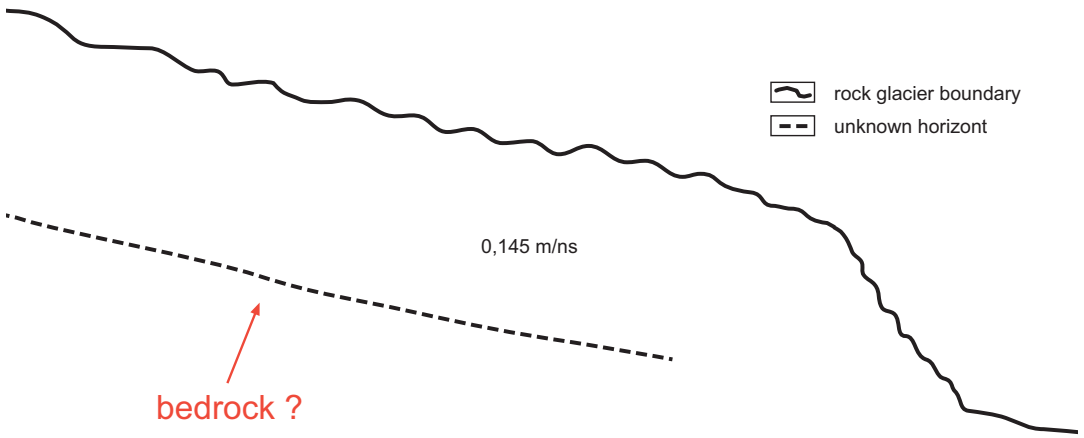

Abbildung 5.8: Schematische Darstellung des Reflektors im Längsprofil. Der im Georadarbild 147 und 148 deutlich erkennbare Reflektor ist zunächst nicht der Schichtgrenze zwischen Fels und Permafrostkörper zuzuordnen (R1, Abb. 5.5 und 5.6). Die beobachteten Reflexionen legen einen Übergang vom Permafrostkörper auf ein sandiges, toniges bzw. wassergesättigtes Substrat nahe (mit hoher relativen Dielektrizitätskonstante).

5.3 Seismik

5.3.1 Meßanordnung im Feld

Die Feldarbeiten für die Refraktionsseismik des Inneren Reichenkars wurden zwischen 19.7. und 22.7.2004 ausgeführt. Als Vorarbeit dazu wurden die Speichergeräte (kurz TEXAN's[1]) der Aufnehmer (Geophone) für die jeweiligen Aufnahmezeitpunkte vorprogrammiert. Während den Feldmessungen kamen 15 Texans mit 32 MB Speicher und 15 Texans mit 256 MB Speicher zum Einsatz. Da die Quarzuhren in den Texans driften und die Zeit für die Auswertung der Zeitreihen (Seismogramme) bedeutend ist, werden die Uhren der Texans jeweils vor und nach der Messung mit GPS Uhren geeicht.

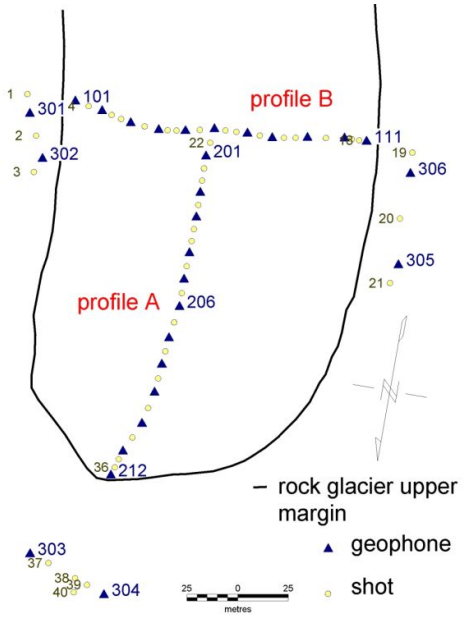

Abbildung 5.9: Übersicht der Anordnung von Geophonen und Schüssen.

Abbildung 5.10: Auslegung der zu detonierenden Sprengschnur, Juli 2004.

Am ersten Tag der Feldarbeit wurden alle Texan's mit den angeschlossenen Geophonen, an den zwei mit dem Maßband abgesteckten Profilen, ausgelegt. Die Anordnung der Geophone und der Schüsse ist der Abbildung 5.9 zu entnehmen. Als Geophonabstand wurde 15 m gewählt, wobei die meisten Geophone auf dem Blockgletscher angebracht wurden. Die Geophone bzw. Schüsse außerhalb des Blockgletschers lieferten für die Auswertung wichtige Informationen über die Struktur (Geometrie). Als Geophone wurden Vertikalgeophone mit 4.5 Hz verwendet, die in feinkörnigen Schuttstellen mit einer Libelle horizontal ausgerichtet wurden.

Am nächsten Tag wurden dann die detonierenden Sprengschnüre (Detonex) ausgelegt und danach gezündet. Die Länge der verwendeten Sprengschnüre betrug 8 und 12 Meter. Die Auslage der Sprengschnüre zwischen den einzelnen Geophonen wurde abwechselnd mit Einer bzw. einer Zweiten Sprengschnur durchgeführt (siehe Abb. 5.10). Wurden zwei Sprengschnüre zwischen zwei benachbarten Geophonen ausgelegt, so wurde die kürzere Länge verwendet. Somit erfolgten insgesamt 40 Schüsse auf 30 Geophonen bzw. insgesamt 1200 seismische

[1] von der Firma REF TEK

Spuren. Die an die detonierende Sprengschur angeschlossenen Zündkapseln waren hochunempfindliche Polex-Zünder. Die Aufzeichnungslänge betrug 10 Sekunden, die Abtastrate 1000 Samples/Sekunde[1]. Durch die detonierende Sprengschur wurden keine Gesteinsbrocken in die Luft geführt und trotzdem sehr gute Ergebnisse erhalten. Zur Aufzeichnung des Sprengeinsatzes wurde der Zündstrom an einem Geophon aufgezeichnet.

5.3.2 Datenbearbeitung

In diesem Abschnitt wird die Signalverarbeitung erklärt, sowie weitere Schritte gezeigt, wie man die Daten für eine Modellbildung darstellen kann. Zuerst wurden die mit den TEXAN's erstellten TRD-Dateien[2] in das Programm ProMAX[3] eingelesen und dazu in das SEGY-Datenformat[4] umgewandelt. Bei diesem Schritt wurde überprüft, ob auch die zwei geeichten Zeitpunkte übertragen wurden.
Aufgrund der unterschiedlichen Zeiten (Drift) mußten alle Spuren um die linear interpolierte Drift in der Zeitsektion verschoben werden. Die Extremwerte der Drift innerhalb der Dauer von zwei Meßtagen betrugen +43 ms und -33 ms! Der ermittelte Mittelwert betrug 5 ms und die Standardabweichung zu $\pm$14 ms. An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß Sprünge in der Drift natürlich nicht aufgedeckt werden können, und diese Einfluß auf das seismische Ergebnis haben können.

Im nächsten Schritt wurden alle Spuren, die zu einem Schuß gehören, auf den Zündzeitpunkt bezogen. Dazu wurden die Spuren am Zündzeitpunkt gepickt, das heißt, es wird der Position des Einsatzes eine Zeit (in Millisekunden) zugeordnet. Nun können die Spuren um diese Laufzeit verschoben werden.
Als nächstes war es erforderlich einen Bezug zwischen den seismischen Spuren und der Geometrie herzustellen. Um die Delayzeiten dem Gelände anzupassen wurden alle Punkte in ein lokales Koordinatensystem gedreht (siehe Abschnitt *Konzept der geophysikalischen Auswertung*). Aus einem Common Offset Stack (COS) aller Daten konnten eine direkte Welle mit 1250 m/s, eine refraktierte Welle mit 3300 m/s und eine refraktierte Welle mit 4100 m/s als erste Näherung bestimmt werden (siehe Abb. 5.12). Der Common Offset Stack wird durch Stapelung der Spuren nach absolutem Offset erreicht. Dabei werden die Spuren (bzw. deren Offsets) Gruppen zugeordnet (z.B.: alle 6 m) und gestapelt. Ein Wert von 4100 m/s ist dem geklüfteten Gneis als Muttergestein zuzuordnen. Die hohe Geschwindigkeit der direkten Welle ergibt sich durch den Eklogit-Amphibolit Anteil im Blockmantel. Die Geschwindigkeit der am Eis refraktierten Welle (3300 m/s, Permafrostkörper) ist im Vergleich zu reinem Gletschereis, das eine Ausbreitungsgeschwindigkeit von ca. 3750 m/s hat, erstaunlich niedrig.

Aufgrund der guten Signalqualität (siehe Abb. 5.11), die durch die Sprengungen erhalten wurde, wurde ein bescheidenes Signalprozessing durchgeführt. Verschiedene Kombinationen aus AGC, Bandpassfilter oder Dekonvolution wurden getestet. Für die weitere Auswertung der Laufzeiten für die Eis-Refraktierte und der Fels-Refraktierten wurde nur ein AGC (Automatic Gain Control) mit 200 ms Fensterlänge verwendet. Als beste Darstellung für das Picken erwies

[1] bzw. eine Sample Intervall von 1 ms
[2] Texan Raw Data Format
[3] Auswertesoftware für die Seismik, Landmark ProMAX 2D
[4] Standardformat für seismische Daten, Society of Exploration Geophysicists (SEG) 1973

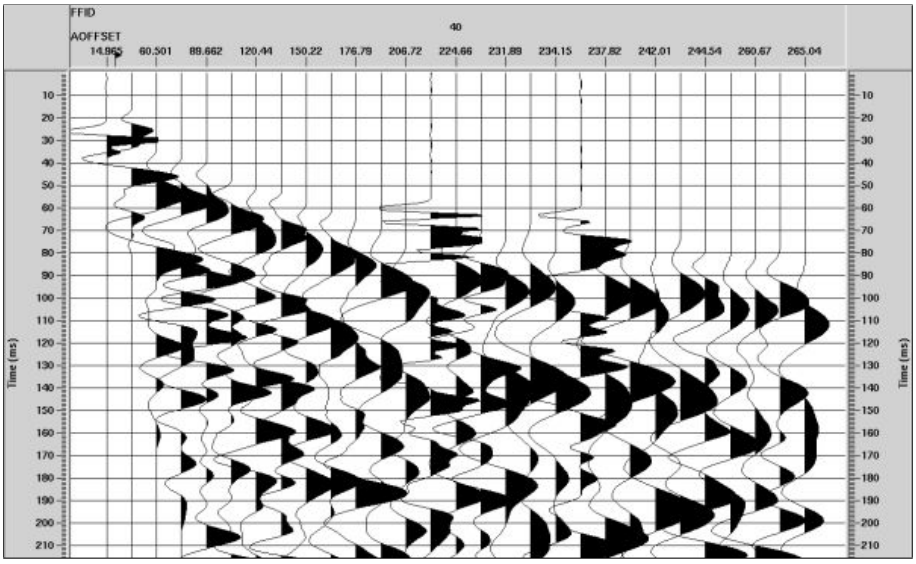

Abbildung 5.11: Schuß 40 auf alle Geophone bei Sortierung nach absolutem Offset. Auffällig sind die kurzen Laufzeiten der Geophone die außerhalb des Blockgletschers liegen. Gut erkennbar sind die Ersteinsätze der P-Welle.

sich die Linear Moveout Correction, bei einer Sortierung nach Geophonen, Schüssen oder Absolutem Offset.

5.3.3 Modellbildung für die Refraktionsmessung

Für die Auswertung der Refraktierten Wellen mußte zunächst ein Modell aufgestellt werden. Dabei werden die gepickten Laufzeiten der einzelnen Refraktierten Wellen dem Modell zugeordnet. Aufgrund der drei Refraktoren, deren Scheingeschwindigkeiten im COS ermittelt wurden, wurde nun ein **3-Schichten Modell** (siehe Abb. 5.14) zur Auswertung verwendet. Die gepickten Einsätze sind in der Abbildung 5.13 dargestellt. In dem Modell sind nun die Horizonte Eisoberkante und Felsoberkante den Laufzeiten zugeordnet worden. Die direkte Welle verläuft klarerweise im ungefrorenen Blockmantel.

Als Modell für den Strahlverlauf einer refraktierten Welle wurde das **Delayzeitmodell** verwendet (TELFORD et al., 1990). Der Zusammenhang zwischen der Geschwindigkeit des Refraktors v_{refr}, dem Offset x, den beiden Delayzeiten (am Schuß und am Geophon, td_{shot} und td_{rec}) und der beobachteten Laufzeit t_{obs} wird durch die folgende Gleichung beschrieben:

$$t_{obs} = td_{shot} + \frac{x}{v_{refr}} + td_{rec} \tag{5.5}$$

Eine andere Methode der Auswertung ist die Tomographie. Diese ist in diesem Fall allerdings nicht notwendig, da man anhand der Laufzeiten eine eindeutige Trennung zwischen den Horizonten erkennen kann.
Für die weitere Auswertung, und auch das Picken der Einsätze, ist es wichtig sich zu überlegen welche Wellentypen und Sortierungen man heranzieht, und wofür man sie dann verwendet. In diesem Fall können wir 5 verschiedene Wellen auswerten. Die Tabelle 12 faßt alle verwendeten Wellentypen und ihre Bestimmungsstücke für die Auswertung zusammen. Bei der Lage von

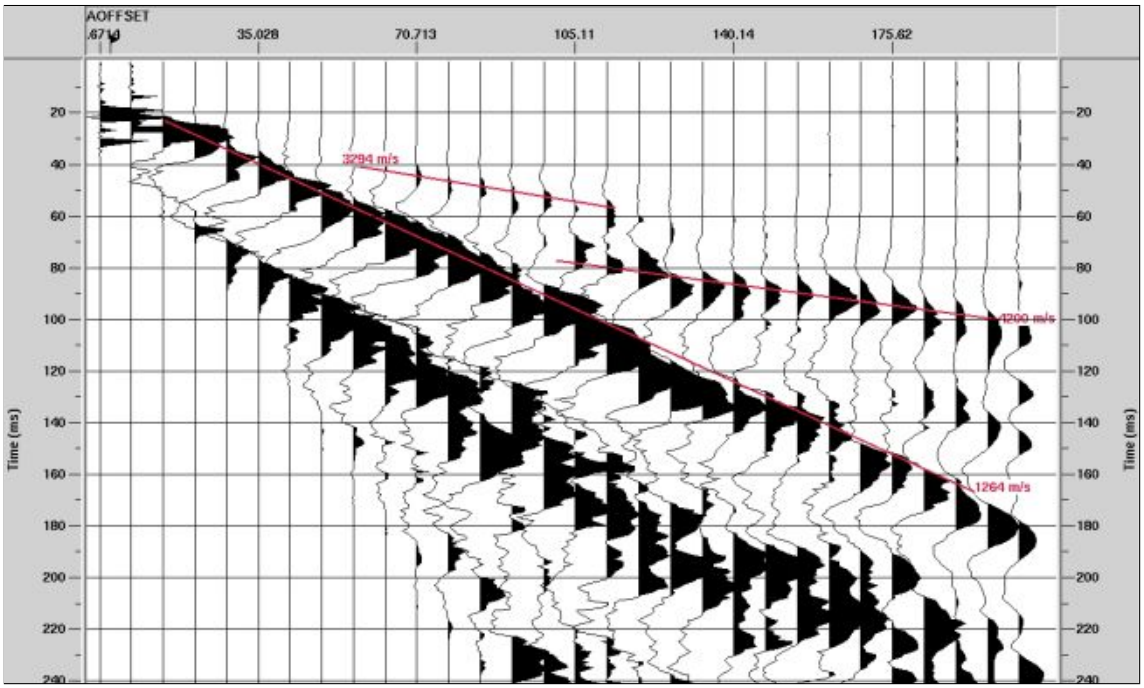

Abbildung 5.12: Common Offset Stapelung von allen Wellen die durch den Blockgletscher gehen (im Wellenfeld). Dieselben Daten sind in Abb. 5.13 als *Stapelung* der gepickten Laufzeiten dargestellt.

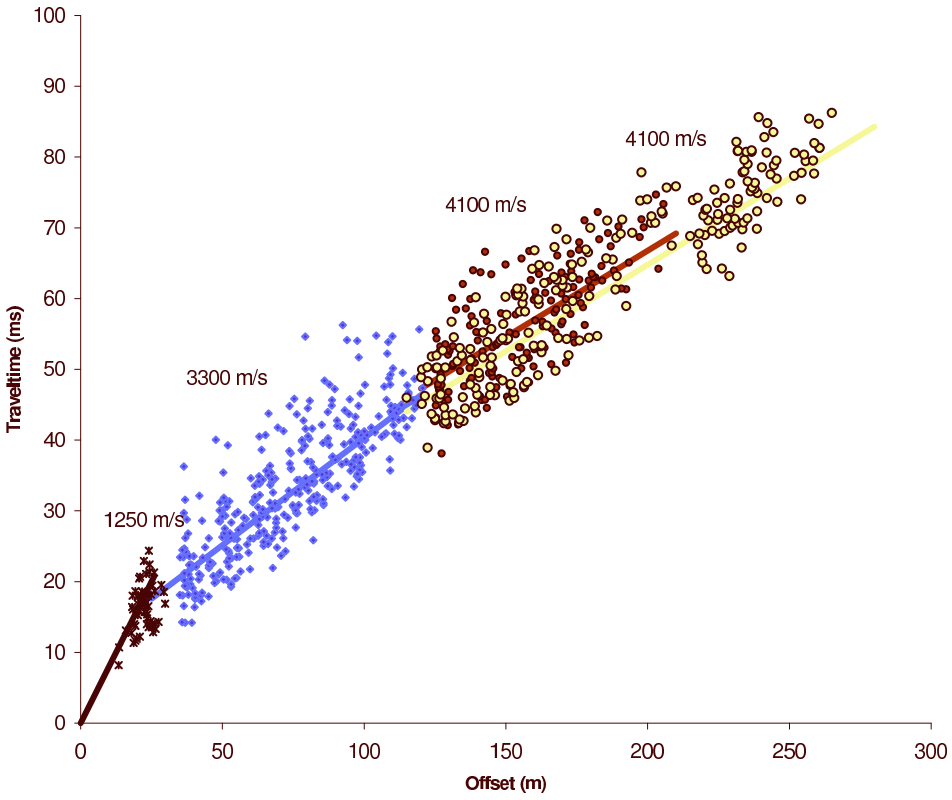

Abbildung 5.13: Interpretation der Laufzeiten für das seismische Modell. Die abgebildeten Wellentypen bzw. deren Laufzeiten entsprechen jenen aus der Tabelle 12.

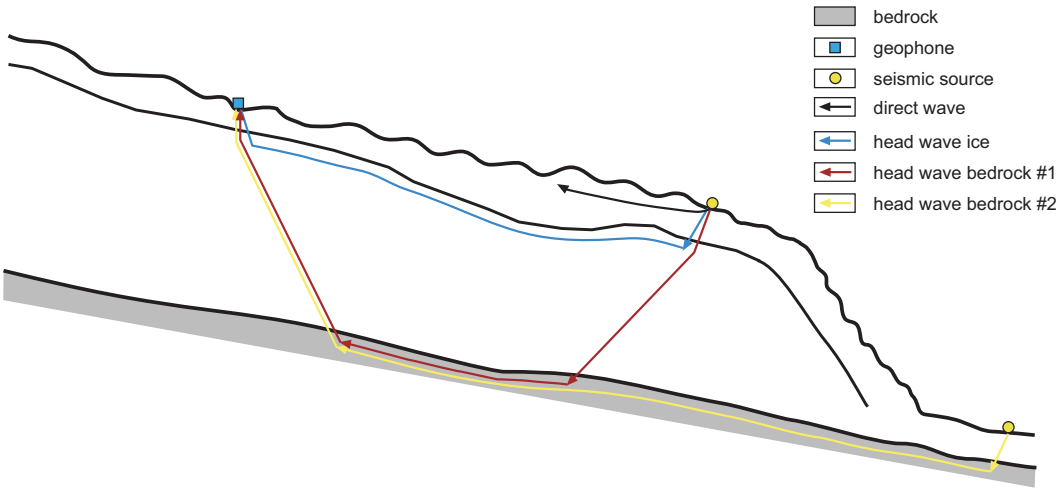

Abbildung 5.14: Modell der Refraktionsseismik zu Beginn der Auswertung (3-Schicht Fall).

Wellentyp	v_p m/s	Schuß	Geophon	Offset	Bestimmungselement
dir. W.	1250	BG	BG	14-30 m	Eisoberkante h_{ice}, $d_{boulder}$
dir. W.	1000-2000	A	A	8-55 m	Moräne bzw. fluvio-glaziale Ablagerung vor BG, v_{till}, d_{till}
refr. Eis	3300	BG	BG	35-120 m	Eisoberkante h_{ice}
refr. Fels	4100	BG	BG	120-205 m	Felsoberkante h_{rock}
refr. Fels	4100	A	BG	120-265 m	Felsoberkante h_{rock}

Tabelle 12: Angaben zu den verwendeten Wellentypen und den aus ihnen abgeleiteten Größen; BG=Blockgletscher, A=außerhalb des Blockgletschers, dir.=direkte, refr.=refraktierte.

Schuß und Geophon ist selbstverständlich auch die umgekehrte Besetzung[1] möglich.

Zunächst wurde eine Schuß/Geophon Sortierung[2] für drei laterale Bereiche B1, B2 und B3[3] angewandt (siehe Abb. 5.9), in der sich alle Spuren befanden, die in diesen Bereich oder aus diesem Bereich führten. Die drei Bereiche umfaßten jeweils die Punkte außerhalb des Blockgletschers, in denen sich die Schuß- und Geophonpunkte häuften. Für jeden dieser Bereiche wurde nun die direkte Welle im Wellenfeld abgegriffen.
Weiters wurden Näherungen der Geschwindigkeit und der Interceptzeit τ für die Überlagerung (Grundmoräne bzw. fluvio-glaziale Ablagerung) ermittelt. Für den Bereich B1 wurde eine mittlere Geschwindigkeit von 2000 m/s und ein τ von 3 ms, für B2 1000 m/s und 10 ms und für B3 1200 m/s und 16 ms ermittelt.

Nun konnten, nach dem Prinzip der Delayzeitzerlegung, die Delayzeiten außerhalb des Blockgletschers und die Laufzeit im Refraktor, von der beobachteten Laufzeit der refraktierten Welle (die zwischen Blockgletscher und den drei Bereichen liefen) abgezogen werden. Als Ergebnis blieb die Laufzeit über, die den Blockgletscher als Überlagerung beschreibt, und aus der man dann, nach einer **Delayzeitinversion**, den Felsuntergrund bestimmen kann. Dieser Schritt

[1] Ein Schuß am Blockgletscher und ein Geophon außerhalb des Blockgletschers können auch in umgekehrter Besetzung vorkommen.
[2] SRC/RCV Gather
[3] siehe Abb. 5.9 für die drei Bereiche: B1=1-3, 301-302; B2=37-40, 303-304; B3=19-21, 305-306

ist für die Bestimmung des Felshorizontes bedeutend. Für eine näherungsweise Bestimmung dieser Delayzeiten unter dem Blockgletscher wurde eine Felsgeschwindigkeit von 4100 m/s gewählt. Diese Geschwindigkeit wurde durch den allgemeinen COS-Stack und einen COS-Stack der reduzierten Beobachtungen (der Beobachtungen zw. BG und außerhalb) gefunden. Durch die Common Offset Stacks wurden auch die Offsets jedes Wellentypes bestimmt, den man für die weiteren Auswertungen benötigte.

Von den 1200 seismischen Spuren wurden 363 Laufzeiten zur Bestimmung der Eisoberkante, und 340 Laufzeiten zur Auswertung des Felsuntergrundes verwendet. Die letzten beiden Werte summieren sich aus den 144 Laufzeiten von Beobachtungen zwischen Blockgletscher und Blockgletscher, und den 196 Laufzeiten zwischen Blockgletscher und außerhalb des Blockgletschers. In den nächsten Abschnitten wird die getrennte Auswertung der Eis-Refraktierten und der Fels-Refraktierten Wellen gezeigt.

5.3.4 Auswertung der Eis-Refraktierten (2D)

Zunächst wurde versucht eine 3D-Delayzeitinversion (wie sie im nächsten Abschnitt detailliert dargestellt wird) mit den Laufzeiten der Eis-Refraktierten Welle auszuwerten. Dazu sei kurz die Vorgangsweise bei der Inversion erklärt. Die beobachteten Delayzeiten werden, um Näherungswerte zu bekommen, auf gleichmäßig verteilte Gridpunkte (durch Interpolation) umgerechnet. Da es sich nur um Näherungen handelt sollte die Interpolation hier keinen großen Einfluß haben.
Nun werden den Gridpunkten die genäherten Delayzeiten und die genäherten Geschwindigkeiten zugeteilt. Das Ergebnis der Delayzeitinversion sind dann die berechneten Delayzeiten und die Geschwindigkeit des Refraktors an den Gridpunkten. Aufgrund der schlechten Anpassung der Laufzeiten an das Modell (hohe Standardabweichung) wurde eine andere Auswertungsmethode angewandt, die Plus-Minus Methode.

Die Plus-Minus Methode

Die Plus-Minus Methode (HAGEDORN et al., 1959) arbeitet genauso nach dem Modell der Delayzeitzerlegung, allerdings kann sie nicht für 3D Laufzeiten verwendet werden. Daher wurde sie nur entlang der Profil-Linien A und B verwendet. Zunächst wurden alle Laufzeiten auf den jeweiligen Schußpunkt bezogen. Danach wurden alle Laufzeiten, die zu einem Schußpunkt gehörten mit einander verbunden. Diese Laufzeitäste wurden dann so ineinander verschoben, daß sich ihre Abstände gegenseitig minimierten. Die Darstellung der Hin- und Rücklaufzeiten ist für das Profil A in Abbildung 5.15 und für das Profil B in Abbildung 5.16 dargestellt. Auffallend ist die gute Datenqualität, die sich in einer geringen Standardabweichung von 1.3 ms zeigt.

Die verschiedenen Laufzeitäste wurden dann zu je einem Laufzeitast für die Hin-, sowie für die Rückbeobachtung gemittelt. Nun konnten die Plus- und Minuszeiten berechnet werden, wobei die Minuszeit $T^-(C)$ als Geschwindigkeitsfunktion und die Pluszeit $T^+(C)$ als Interceptzeit τ aufgefaßt werden kann. Die Formeln dazu lauten:

$$T^+(C) = T(A,C) + T(B,C) - T(A,B) \quad \text{und} \quad T^-(C) = \frac{T(A,C) - T(B,C)}{2} \tag{5.6}$$

Aufgrund der Auswertemethode erhält man an den Enden der beiden Profile nur eine Plus- bzw. Minuszeit. Da es aber notwendig ist, die beiden Profile zusammenzuhängen (sie schneiden

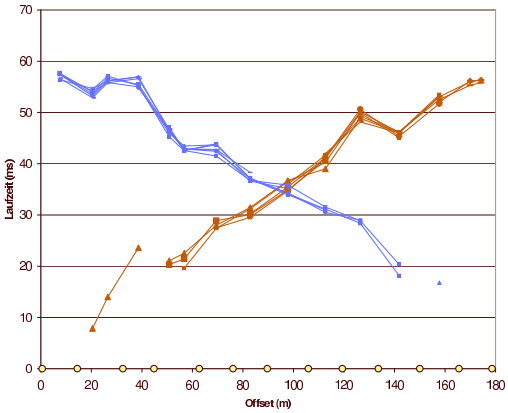

Abbildung 5.15: Sortierte Hin- und Rücklaufzeiten für die Refraktierte Welle vom Eis, Profil A.

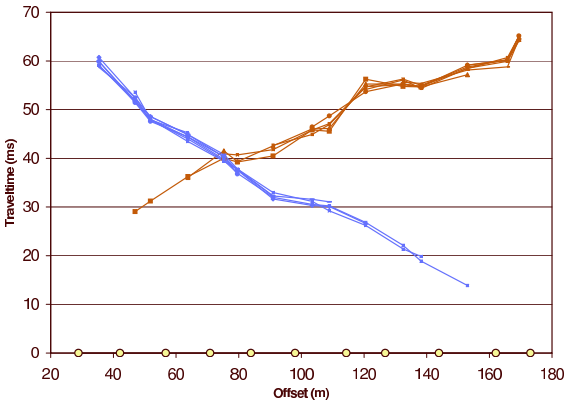

Abbildung 5.16: Sortierte Hin- und Rücklaufzeiten für die Refraktierte Welle vom Eis, Profil B.

einander), wurden diese Punkte über die Geschwindigkeitsfunktion ermittelt. Somit konnte eine Kontrolle erfolgen, indem im Schnittpunkt der beiden Profile die Delayzeit gleich sein mußte. Als mittlere Geschwindigkeit wurden 3300 m/s der Geschwindigkeitsfunktion entnommen. Im nächsten Abschnitt folgt die Begründung, warum die Eis-Laufzeiten mit der Plus-Minus Methode und nicht mit der 3D-Delayzeitzerlegung ausgewertet wird.

Umrechnung der Delayzeiten in Tiefen

Um die Delayzeit in eine Tiefe h_{ice} umzurechen werden die Delayzeit der Eis-Refraktierten del_{ice}, die Geschwindigkeit der Überlagerung $v_{boulder}$, und die Geschwindigkeit des Eises v_{ice} benötigt. Die folgende Formel stellt nun die Beziehungen zwischen diesen Größen dar:

$$h_{ice} = del_{ice} \cdot \frac{v_{boulder}}{1000 \cdot cos\left(asin\left(\frac{v_{boulder}}{v_{ice}}\right)\right)} \tag{5.7}$$

Das Ergebnis, eine Darstellung der Eisoberkante, ist in Abbildung 5.30 (Seite 70) für das Profil B und Abbildung 5.31 (Seite 70) für das Profil A abgebildet. Sie zeigt einen sehr unruhigen Horizont, mit Mächtigkeiten von 2-12 m und einer mittleren Mächtigkeiten von 6.5 m. Weiters sind, aufgrund des schiefen Refraktors, auch unterschiedliche Steigungen in den Laufzeitästen zu sehen. Auffallend ist die geringere Geschwindigkeit des Eises im Bereich des östlichen Teils des Profils B (Punkte 101 bis 103). Auch bei der allgemeinen Beschreibung des Reichenkars ist aufgefallen, daß an dieser Stelle eine andere Oberflächenstruktur zu sehen ist (siehe Orthophoto auf Seite 31). In der nachfolgenden Auswertung sind die Dichtewerte in diesem Bereich aufmerksam zu betrachten (siehe Abschnitt *Gravimetrie*, Seite 70).

Der Vorteil der Plus-Minus Methode in Anwendung mit Blockgletschern ist, daß die **Laufzeiten** nicht auf ein Grid umgelagert werden, sondern direkt **auf den Beobachtungspunkt bezogen werden**. Daher funktioniert diese Methode, bei einem so unruhigen Refraktor wie der Eisoberkante, trotzdem so gut.

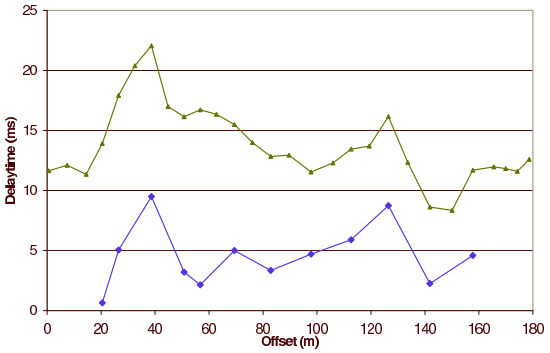

Abbildung 5.17: Delayzeiten für die Refraktierte vom Eis und vom Fels (oben), Profil A

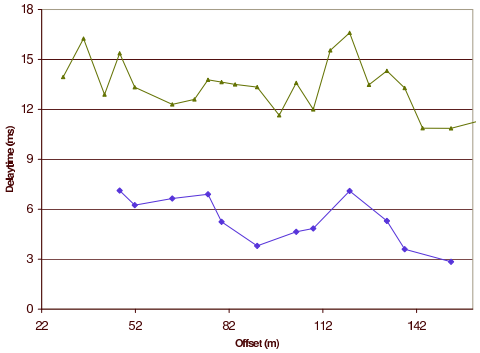

Abbildung 5.18: Delayzeiten für die Refraktierte vom Eis und vom Fels (oben), Profil B

5.3.5 Auswertung der Fels-Refraktierten (3D)

Bei der 3D Delayzeitinversion werden zu den Laufzeiten (aller beobachteten Strahlen) die Geschwindigkeit des Refraktors und die Delayzeit an bestimmten Gridpunkten gesucht. Aufgrund der Randbedingungen (die Delayzeiten außerhalb des Blockgletschers sind bekannt) und guter Näherungswerte der Delayzeiten unter dem Blockgletscher sollte die Inversion gut funktionieren. Da dies nicht der Fall war, und die Delayzeiten eine starke Streuung aufwiesen, wurden die Eis-Delayzeiten mit denen vom Fels in einem Diagramm dargestellt (siehe Abb. 5.17 und 5.18).

In diesen beiden Abbildungen ist eine Abhängigkeit zwischen beiden Delayzeiten zu sehen. Dieser Zusammenhang ist allerdings nicht überraschend, da die Undulationen des Eis-Horizontes auch in den Fels-Delayzeiten zu sehen sein müssen (der Strahl wir verzögert). Zu beachten ist, daß die Delayzeiten für den Fels bereits Näherungswerte für die Inversion darstellen.

Startmodell für die Inversion

Normalerweise werden Näherungswerte benötigt, wenn eine nicht lineare Funktion in eine Taylorreihe entwickelt wird. Dies ist in vielen Fällen der Geodäsie notwendig. Hier liegt allerdings, unter der Verwendung der horizontalen Langsamkeit (statt der Geschwindigkeit) ein lineares Gleichungssystem vor. Da nun aber ein singuläres Gleichungssystem vorliegt, wird über zusätzliche Bedingungen die Matrix regulär gemacht. Dabei wird auch eine Minimierung der Veränderung der Unbekannten ($x^T x = min!$) erreicht. Daraus ergibt sich, daß für die Invertierung sehr wohl gute Näherungswerte gebraucht werden.

Wie zuvor beschrieben wurde, sind die Näherungswerte an gleichmäßig verteilten Gridpunkten zu berechnen. Als genäherte Geschwindigkeit wurde die beobachtete Scheingeschwindigkeit von 4100 m/s verwendet.

Die Näherungswerte für die Delayzeiten wurden jeweils aus mehreren Strahlen gemittelt, die zu oder von einer Station führten. Die Redundanz der Laufzeiten war wegen der schlechten räumlichen Überdeckung (ausgedünnte Meßanordnung[1]) unter den hochalpinen Bedingungen recht gering. Die geringste Anzahl waren zwei Laufzeiten, die größte setzte sich aus zehn

[1] engl. sparse geometry

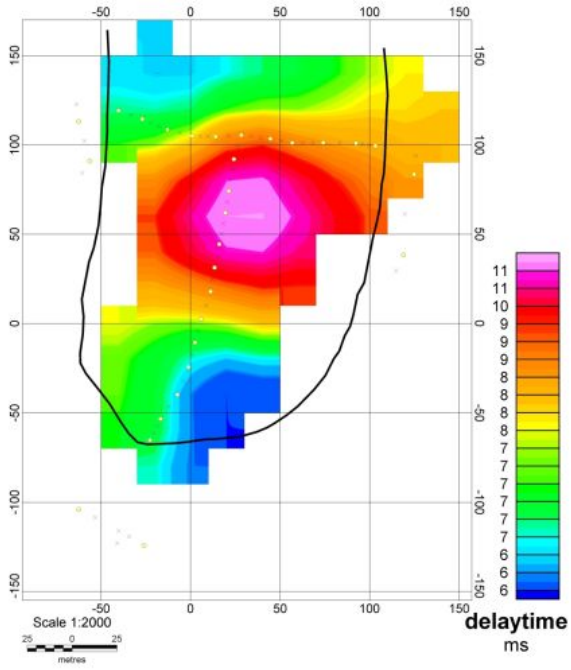

Abbildung 5.19: Startmodell für die Delayzeiten der 3D Inversion von der Fels-Refraktierten.

zusammen. Bei der Berechnung der Näherungswerte fiel auf, daß die Strahlen (bzw. ihre Laufzeiten) richtungsabhängig waren (Schiefe des Refraktors). In Abbildung 5.19 ist das auf die Gridpunkte bezogene Startmodell der Delayzeiten dargestellt.

Inversion der Delayzeiten

Für die Inversion der Delayzeiten wurde das auf dem Institut für Geophysik und Geodäsie (Forschungsgruppe für Geophysik) entwickelte Matlab Programm verwendet (BEHM, 2002). Zur Lösung der singulären Matrix benützt dieses Programm den Algorithmus der Singular Value Decomposition (SVD). Andere Möglichkeiten die singuläre Matrix zu lösen wären die Methode von Bjerhammer, die Methode nach Damped Least Squares, oder die Moore-Penrose Pseudoinverse. Die Methode der SVD und die Methode nach Damped Least Squares sind beides Methoden, die für typische Anwendungen in der Geophysik verwendet werden.
Bei der SVD-Methode wird die singuläre Matrix mit den Eigenwerten gerändert[1]. Sie verwendet die Minimierung der Fehlerquadratsumme und bewirkt eine minimale Veränderung der Unbekannten, ohne das zweiteres explizit gefordert wurde (AKI & RICHARDS, 1980). Vorteile dieser Methode sind die einfache Programmierung, die einfache Steuerung der Inversion über das Eigenwertverhältnis ε und eine Berechnung der Resolution-Matrix. Diese Matrix gibt den Fehler der Unbekannten (Delayzeiten und Geschwindigkeiten) viel besser an, als die Kovarianzmatrix . Als Beispiel kann man sich vorstellen, daß die Kovarianz fast verschwindet, wählt man ein kleines Eigenwertverhältnis ε, die Delayzeiten aber sehr stark Ausschwingen. Ein anderes Problem eines zu gering gewählten Eigenwertverhältnisses ist, daß dadurch nur mehr zufällige Fehler beschrieben werden, nicht aber das beobachtete Signal!

Die Steuerung der Inversion wurde mit dem soeben genannten Eigenwertverhältnis, dem vertikalen Geschwindigkeitsgradienten des Refraktors, dem Verhältnis der Bestimmung von Ge-

[1] Ränderung bzw. Anfelderung

schwindigkeit und Delayzeit, und den Halbwertsbreiten der Kovarianzfunktion durchgeführt. Die Halbwertsbreiten wurden so gewählt, daß eine leichte Glättung der Zielparameter, je nach Abstand des Grids, berechnet wurde. Das Verhältnis der Bestimmung von Geschwindigkeit und Delayzeit wurde je nach Iterationsschritt variiert. Es wurden drei Iterationen durchgeführt, bei denen jeweils das Eigenwertverhältnis verkleinert, und der Bestimmungsanteil der Delayzeiten erhöht wurde.

Im Normalfall einer Delayzeitinvertierung werden beide Delayzeiten am Geophon und am Schuß bestimmt. Hier sind allerdings schon gute Delayzeiten aus den refraktierten Wellen (außerhalb des Blockgletschers) vorhanden. Um nun eine zusätzliche Stabilisierung der Inversion zu erreichen kann man entweder zusätzliche Beobachtungen der refraktierten Welle einführen, oder die äußeren Delayzeiten nicht mitbestimmen.

Aufgrund der hohen Geschwindigkeiten ($\sim$4400 m/s) bei großen Offsets mußte der vertikale Geschwindigkeitsgradient des Felses berücksichtigt werden. Als vertikaler Geschwindigkeitsgradient wurde ein Wert von k=20 s^{-1} ermittelt. Eine weitere Einflußgröße ist der Abstand des Grids bzw. die Wellenlänge, die das Modell noch anpassen kann. Hier ist ein sinnvoller Wert zu ermitteln, der von der Anzahl der Unbekannten und der Anzahl an beobachteten Größen abhängt (pro Gridpunkt 2 Unbekannte). Während der Auswertung wurden die Gridgrößen mit 15, 17, 20 und 25 m Abstand getestet, und danach eine Gridgröße von 20 m zur endgültigen Auswertung verwendet.

Die Festlegung des Eigenwertverhältnisses wurde mittels Trade-Off Diagrammen bestimmt. Dabei werden auf den beiden Achsen, die Kovarianz und die Werte der Resolution-Matrix aller Daten für jedes Eigenwertverhältnis abgebildet. Das optimale Eigenwertverhältnis ist in dem Punkt der Kurve gefunden, in der die stärkste Krümmung herrscht. Letztendlich wurden dann verschiedene Versionen der Inversion miteinander bildlich verglichen und dabei auf ein homogenes Bild geachtet, bei dem die interpolierte Fläche nicht zu stark ausschwang.

Die Resolution-Matrix gibt nach der Inversion an wie genau die jeweiligen Unbekannten bestimmt wurden. Bei einer regulären Matrix sind ihre Werte gleich Eins. Für die Delayzeiten ergeben sich Werte von 0.2 bis 0.7[1] in der Resolution-Matrix. Die mittlere Standardabweichung der Unbekannten kann mit 1.5 ms angegeben werden. Um die Sensibilität des Startmodells zu testen wurde dieses um 3 ms verändert. Mit dem ungenaueren Startmodell konvergierte das System fast genauso wie zuvor.

Die in den Abbildungen 5.17 und 5.18 gezeigten Abhängigkeiten zwischen der langsamen Überlagerung und dem schnellen Eis-Schuttkörper erzwangen eine Reduktion der Delayzeiten auf die Eisoberkante. Erst durch diese Reduktion war es möglich ein genaues Startmodell für die Inversion zu erhalten, das keine starken Undulationen mehr aufwies. Die starken Undulationen (ohne Anbringung der Reduktion) wurden bei der Bildung des Startmodells stark geglättet, und führten damit zwangsweise zu einem schlechten Startmodell.

Als Ergebnis der Inversion sind in Abbildung 5.20 die Refraktorgeschwindigkeiten und Abbildung 5.21 die Delayzeiten unter dem Blockgletscher dargestellt. Die Geschwindigkeiten bewegen sich zwischen 4025 und 4137 m/s, wobei auffällt, daß an der östlichen Seite des

[1] Musil, 2002 gibt an, daß bei seiner „crosshole tomography“ (Georadar) 64% der Zellenwerte > 0.5 sind.

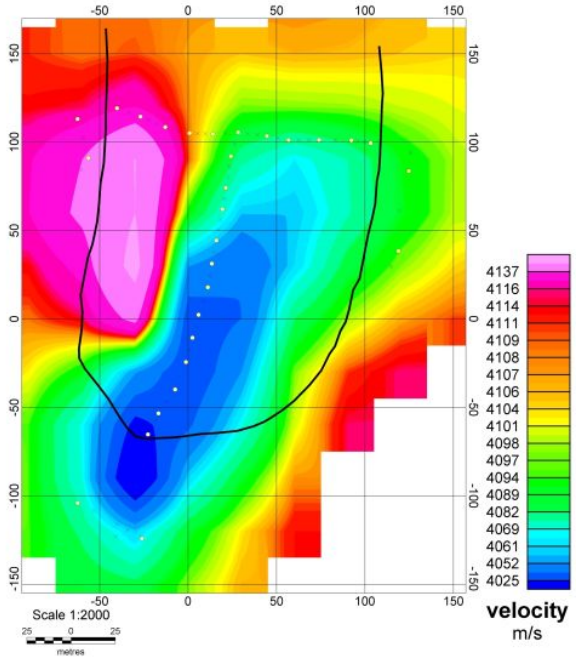

Abbildung 5.20: Geschwindigkeiten für den Felsrefraktor nach der Inversion.

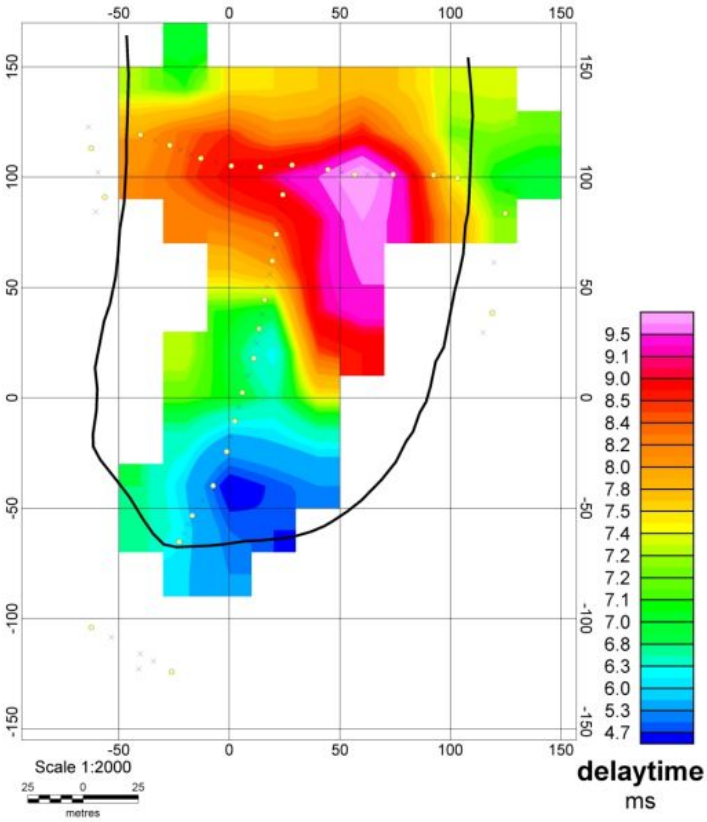

Abbildung 5.21: Delayzeiten für den Felsrefraktor nach der Inversion.

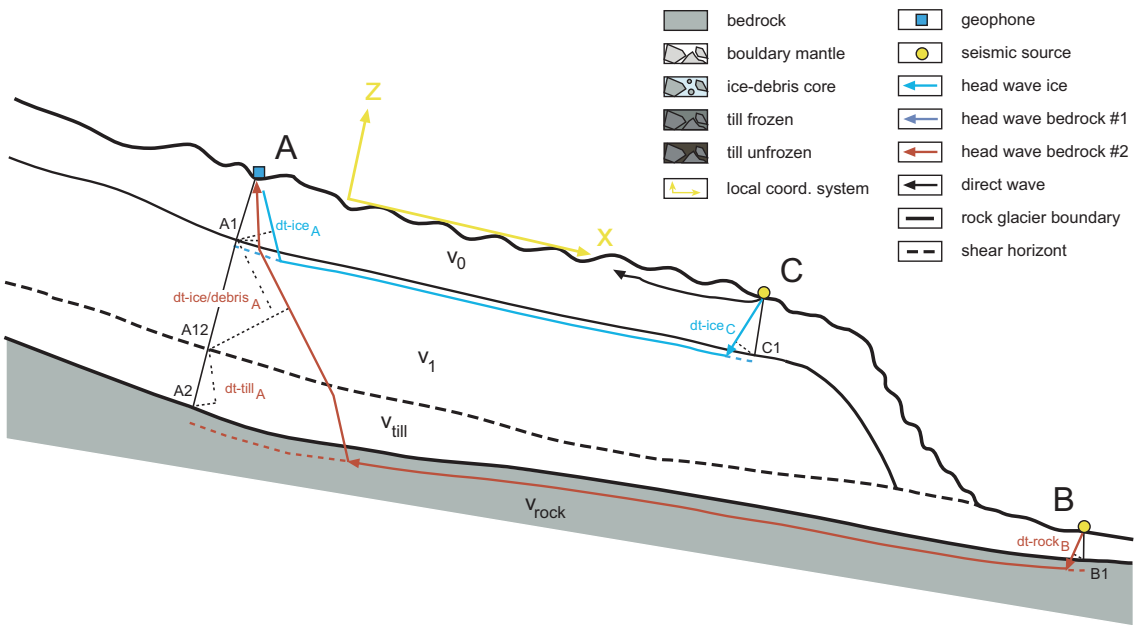

Abbildung 5.22: Das endgültige erweiterte seismische Modell (für vier Schichten).

Blockgletschers höhere Geschwindigkeiten erhalten wurden. Bei den Delayzeiten ist der Wertebereich zwischen 4 und 10 ms. Die größten Delayzeiten zeigen sich am westlichen Teil des Profils B, die geringsten am nördlichen Teil des Profils A.

Erweiterung des Modells: 4-Schichten Fall

Nun sind die berechneten Delayzeiten in Tiefen umzurechen (die Umrechnung wird aus didaktischen Gründen erst im nächsten Absatz behandelt). Aus den berechneten Tiefen ergibt sich, daß die Tiefe des Felshorizonts systematisch tiefer liegt, als die mit dem Georadar ermittelte Tiefe des starken Reflektors (Der Unterschied der beiden Horizonte beträgt zwischen 10 und 25 m). Diese starken Unterschiede legen den Schluß nahe, daß offenbar das Geschwindigkeits-Tiefenprofil der Überlagerung fehlerhaft ist. Daher **wurde das seismische Modell um eine zusätzliche Schicht erweitert** (siehe Abb. 5.22).

Da in der Seismik kein zusätzlicher Refraktor (zwischen den 3300 m/s der Eisoberkante und den 4100 m/s der Felsoberkante) zu erkennen war, wurde die zusätzliche Schicht als Niedriggeschwindigkeitszone (LVZ)[1] angenommen, aus der keine Strahlen mehr zurück (an die Oberfläche) geführt werden. Aufgrund der Niedriggeschwindigkeitszone kann die Geschwindigkeit in dieser Schicht nur kleiner als 3300 m/s sein.
Als zusätzliche Schicht wurden fluvio-glaziale Ablagerungen angenommen (wie sie an der Stirn sichtbar ist) und ihnen eine Geschwindigkeit von 1600 m/s zugewiesen. Diese Geschwindigkeit wurde aus den 1000 m/s die vor der Stirn in der Überlagerung gemessen wurde und dem zusätzlichen Anteil an Konsolidierung durch den Blockgletscher geschätzt. Wie groß der Fehler ist, der durch diese Schätzung geschieht, wird im Kapitel *Genauigkeitsabschätzung* betrachtet werden.

[1] engl. LVZ = Low Velocity Zone

Umrechnung der Delayzeiten in Tiefen

Mit der zusätzlich eingeführten vierten Schicht h_{till}[2] konnte abermals eine Umrechnung in Tiefen erfolgen.

Dabei wird nun folgender Zusammenhang benutzt:

$$h_{rock} = h_{till} + \frac{v_{till} \cdot \left[del_{rock} - \frac{(h_{till} - h_{ice}) \cdot 1000 \cdot cos\left(asin\left(\frac{v_{ice}}{v_{rock}}\right)\right)}{v_{ice}} \right]}{1000 \cdot cos\left(asin\left(\frac{v_{till}}{v_{rock}}\right)\right)} \tag{5.8}$$

Der endgültige Felshorizont liegt 3-12 Meter unterhalb der Oberkante der fluvio-glazialen Ablagerungen. Diese Struktur ist nun auch aus geologischer Sicht plausibel. Zuletzt wurden dann die im lokalen Koordinatensystem berechneten Tiefen in das Gauß-Krüger Koordinatensystem zurückgedreht, um die Horizonte für die Gravimetrieauswertung bereitzustellen. An diesem Punkt der Auswertung liegt nun die vollständige Geometrie des Blockgletschers vor. Unbekannt ist noch die Aussage über den Eisgehalt im Blockgletscher. An dieser Stelle sei noch angemerkt, daß das Georadar die Unterkante, die Seismik die Oberkante des Permafrostkörpers liefert und mit den kombinierten Ergebnissen aus Georadar und Seismik die Felsoberkante ermittelt werden konnte.

[2] engl. till = Moräne

5.4 Gravimetrie

5.4.1 Meßaufbau und Meßanordnung

Die Schweremessungen wurden im September 2004 durchgeführt, wobei das Gravimeter *Scintrex CG-3* mit einer Genauigkeit von 10 μGal zum Einsatz kam. Dieses Gravimeter funktioniert nach dem Worden Prinzip und benutzt die Astasierung zur Steigerung der Empfindlichkeit des mechanischen Sensors.
Bei der Feldarbeit ist zu berücksichtigen, daß das Gravimeter eine konstante Temperatur aufweisen muß, und daher ständig durch eine Batterie/Akkumulator beheizt werden muß. Für eine Feldarbeitszeit von 7:30-20:15 wurden drei Batterien (12V, 7Ah) mitgetragen, und zwei davon verwendet. Für den Auf-/ und Abstieg wurde das Gravimeter an einem Kindertragsitz befestigt.

Abbildung 5.23: Basisstation A im Inneren Reichenkar (an der Spitze des Stockes).

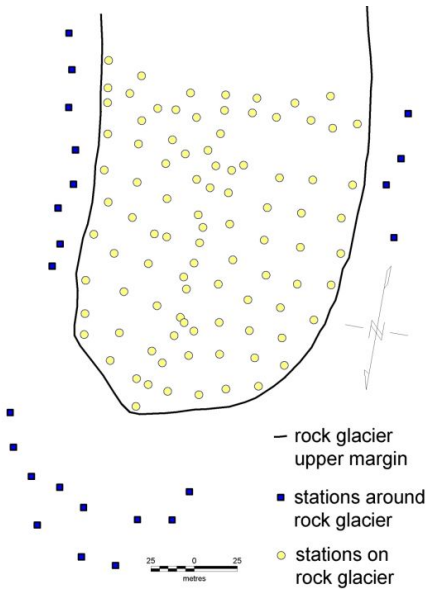

Abbildung 5.24: Übersicht der Meßstationen.

Relative und absolute Schweremessung
Für die Bestimmung des Eisgehaltes im Blockgletscher ist die Messung von relativen Schwerewerten ausreichend. Um die Drift des Instrumentes möglichst gut modellieren zu können ist es wichtig Meßschleifen zu bilden. Daher kehrt man ca. alle 60 Minuten auf eine Basisstation zurück. Für so ein kleines Meßgebiet (250 x 350 m) ist normalerweise eine Basisstation ausreichend. Aufgrund der sehr langen Gehzeiten auf dem Blockgletscher mußten hier mehrere Basisstationen verwendet werden.
Um Schweredaten global vergleichen zu können, wurde versucht einen absoluten Anschluß an das Absolutschwerenetz zu schaffen. Für eine Verbindung zum Schweregrundnetz wurde der Punkt 3-146-83 (Längenfeld, Kirche) ausgewählt. Um nun eine Verknüpfung zum (Absolut-) Basispunkt am Blockgletscher (siehe Abb. 5.23) zu bekommen wurde ein weiterer Punkt am Einstieg zum Reichenkar gewählt. Für die Linie Längenfeld-Einstieg konnten 3 Differenzen, für die Linie Einstieg-Reichenkar konnten nur 2 Differenzen gemessen werden.

Für den Absolutschwerepunkt (Inneres Reichenkar) wurde ein Wert von 980193.0 mGal ermittelt. Aufgrund der wenigen Differenzen und den zeitlichen Abständen zwischen zwei Basisstationen (Aufstiegszeit ∼2.5 h) ist hier nur eine Angabe auf mGal sinnvoll.

Meßanordnung

Für die flächenhafte Bestimmung der Schwerewerte wurde am Blockgletscher ein Punktabstand von ca. 15-20 m gewählt. Um bei der Auswertung den lokalen Trend berechnen zu können, wurden auch 25 Meßpunkte außerhalb des Blockgletschers verwendet (siehe Abb. 5.24). In zwei Meßtagen wurde auf insgesamt 128 Stationen gemessen und dabei 8 Basispunkte verwendet.
Zum Messen wurde nur das kurze 3-beinige Stativ verwendet, da die langen Stativbeine in diesem Gelände nicht funktionell waren. Die Meßdauer pro Punkt betrug 30 Sekunden, wobei erst nach mehrfachen Wiederholungsmessungen (zur Kontrolle) zum nächsten Punkt weitergegangen wurde. Auffallend war hier, daß viele sehr große Blöcke sehr instabil lagen, sodaß die Standardabweichung des Gerätes darauf reagierte, und die Messung noch einmal durchgeführt werden mußte. Am ersten Meßtag konnte man in einem Zeitraum von 40 Minuten überhaupt nicht messen. Der Grund dafür war ein Erdbeben der Magnitude 6.5 in der Küstennähe von Honshu.
Die Temperaturkonstante erreichte nach dem ersten Meßtag ihren kritischen Wert und wurde danach neu eingestellt. Beim Horizontieren des Gerätes wurde darauf geachtet, daß die Neigungsabweichung unter 10 Bogensekunden in beiden Achskomponenten lag. Ebenfalls beobachtet wurde, wie viele Samples das Gerät während der Meßzeit als grobe Fehler aussortierte. Bei einem Wert von über drei wurde erneut gemessen. Die beobachtete Standardabweichung aller verwendeten Meßdaten lag im Mittel bei ± 13 μGal. Während der Beobachtungszeiten wurde die automatische Neigungskorrektur abgeschaltet.

Lage- und Höhenbestimmung

Alle Meßpunkte wurden markiert und eine Woche später mit GPS-Geräten der Firma Ashtec (Z-Extreme, 12 Kanal) im RTK-Modus[1] eingemessen. Bei der Auswertung wurde eine Trägerphasenmessung (L1 und L2) durchgeführt. Als Genauigkeit für die Höhe kann ± 2 cm + 2 ppm angegeben werden (laut Hersteller). Die Messungen wurden von Dr. K. Krainer und Mag. W. Mostler vom Institut für Geologie und Paläontologie durchgeführt.

5.4.2 Korrekturen und Reduktionen der Meßwerte

Im folgenden werden einige Korrekturen und Reduktionen an die Meßwerte angebracht, um nur mehr die lokalen Einflüsse (des Blockgletschers) zu erhalten. Einen guten Überblick über nachfolgende Korrekturen ist bei TORGE, 1989 nachzulesen. Für die weiteren Auswertungen wurden alle relativen Messungen auf den Absolutschwerepunkt im Inneren Reichenkar bezogen. Dadurch wurden absolute Schweredaten g_{abs} erhalten.

[1] RTK=Real Time Kinematic

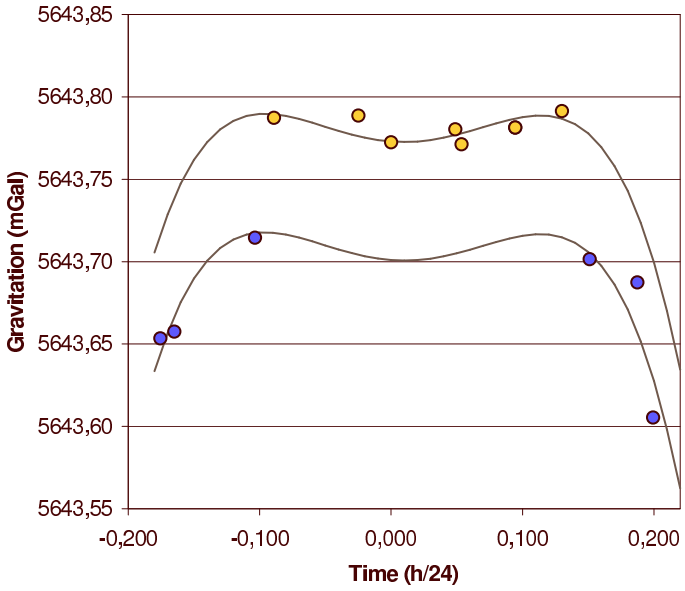

Abbildung 5.25: Modellierung der Drift an den Basisstationen A und B des ersten Meßtages. Die Basisstationen A sind blau, die Basisstationen B gelb gefüllt. Der Wert Null auf der X-Achse entspricht dem Zeitpunkt 14:30.

Driftkorrektur

Da es durch Temperatur- und Druckschwankungen (und anderen Einflüssen) zu einer Nullpunktsverschiebung und Änderung des Skalenwertes kommen kann, ist es notwendig diesen Betrag abzuschätzen und zu korrigieren. Daher sind Meßschleifen zwischen Basisstationen zu einem regelmäßigen Zeitintervall unerläßlich. Im Normalfall wird die Drift **linear** zwischen **den Basismessungen** interpoliert.

In dieser Arbeit wird nun ein anderer Weg vorgestellt, bei dem das Driftverhalten modelliert wird. Für jeden Meßtag wird die Drift des Gerätes modelliert. Als Funktion wurde ein **Polynom** $y(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2 + ... + a_nx^n$ ausgewählt, wobei der Grad des Polynoms so bestimmt wurde, daß die Standardabweichung (der Differenz zwischen Meßpunkten und Polynomwert) unter ± 20 μGal liegen sollte (siehe Abb. 5.26). Nun wurden also mehrere Basismessungen gemeinsam (für jeden Meßtag) ausgeglichen. Die Unbekannten des Ausgleichs waren die Polynomkoeffizienten $a_0, a_1, a_2, ..., a_n$. Da die verschiedenen Basisstationen um einen konstanten Wert verschoben sind, muß man im Ausgleich das a_0 für jede Basisstation getrennt berechnen.

Für den ersten Meßtag wurde ein Polynomgrad von 4, für den zweiten Meßtag ein Polynomgrad von 2 ermittelt (siehe Abb. 5.27). Nach der Modellierung waren die Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten Punkten nur mehr zufällig verteilt (siehe Abb. 5.26). In Abbildung 5.25 wird das Polynom für die Basisstationen A und B des ersten Meßtages dargestellt. Auffällig zeigt sich die symmetrische Form der Drift. Als Ursache wird die Änderung der Temperatur vermutet. Diese wird in dieser Arbeit allerdings nicht weiter verfolgt.

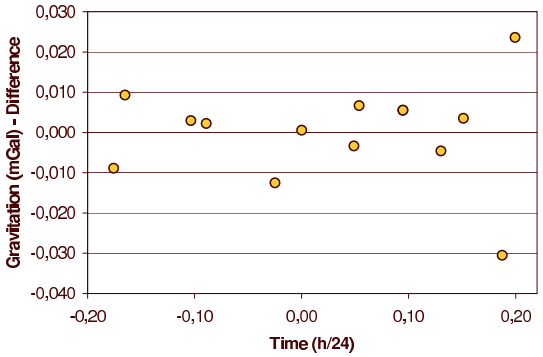

Abbildung 5.26: Abweichungen der Meßwerte nach der Driftkorrektur (für den ersten Meßtag).

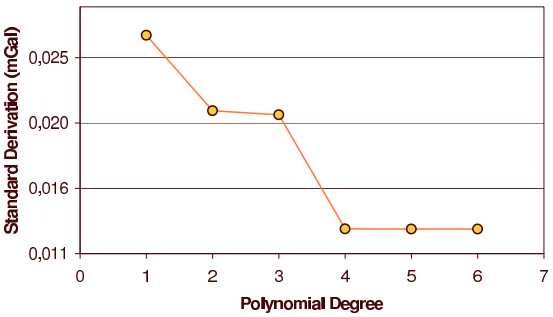

Abbildung 5.27: Ermittlung des Polynomgrades für den ersten Meßtag.

Korrektur der Atmosphäre

Mit der Gleichung

$$dg_{atm} = 0.874 - 0.000099 \cdot h_{mess} + 0.00000000356 \cdot h_{mess}^2 \tag{5.9}$$

wird die Wirkung der Atmosphärenmassen auf den Meßpunkt berücksichtigt. Die Formel ist für Werte in mGal und verwendet nur die ellipt. Höhe h_{mess} der Beobachtung. Dieser Term ist hier allerdings sehr klein und kann auch weggelassen werden.

Gezeitenkorrektur

Die aufgrund der gravimetrischen Anziehung von Sonne und Mond entstehende Schwerebeschleunigungen bzw. Massenverlagerungen in der Erde wurden vom Gravimeter selbst korrigiert.

Regularisierung der Erde

Durch die Regularisierung erfolgt die Reduktion des Meßwertes in 1. Näherung. Sie setzt sich aus Breiten- und Höhenkorrektur sowie dem Abzug der Normalschwere zusammen. Vereinfacht man die Erde durch ein Ellipsoid, so werden durch die Abplattung der Erde, die Schwerewerte mit ansteigender Breite zunehmen. Mit der Breitenkorrektur kann dieser Einfluß korrigiert werden. Da die Schwere bei einer Bewegung um 12 m nach Nord um 10 μGal zunimmt, ist diese Korrektur anzubringen. Nun kann man noch den Anteil an Schwerewirkung entfernen, der zwischen Ellipsoid und Meßpunkt entsteht (Höhenkorrektur). Die Höhenabhängigkeit der Schwere kann durch folgende Gleichung berechnet werden (in mGal):

$$dg_h = -0.30877 \cdot [1 - 0.00142 \cdot \sin^2(\varphi)] \cdot h_{mess} + 7.5E^{-8} \cdot h_{mess}^2 \tag{5.10}$$

Der Wert 0.30877 (mGal/m) entspricht dem Freiluftgradient, φ der geod. Breite und h_{mess} der ellipt. Höhe des Meßpunktes. Nun ist noch die Normalschwere des Ellipsoides zu berechnen. Als Referenzsystem wird hier das GRS 1980 (Geodetic Reference System) verwendet, da es sehr stark verbreitet ist, und sich somit Daten sehr leicht vergleichen lassen. Die folgende Formel (MORITZ, 1984)

$$g_{norm} = 9.7803267714 \cdot \frac{1 + 0.00193185138639 \cdot \sin(\varphi)^2}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \cdot \sin(\varphi)^2}} \tag{5.11}$$

definiert die Normalschwere im GRS80. Die Formel verwendet den Winkel φ, die geod. Breite, und liefert das Ergebnis in m/s^2.

Massenkorrektur

Bei der Massenkorrektur dg_{mass} wird die Wirkungen der sichtbaren Topographie über dem Bezugsniveau berechnet. Dabei wird ein einfaches Dichtemodell gewählt (konstante Dichte). Die Massenkorrektur beinhaltet dabei die Geländekorrektur und die Gesteinsplattenkorrektur (Bouguerplatte).

Für die Berechnung der topographischen Massen, wird ein digitales Geländemodell (in 3D) benötigt. Dafür standen ein BEV[1] Geländemodell mit 50 m Punktabstand, ein Geländemodell aus der Photogrammetrie mit 250 m Punktabstand und ein europäisches Geländemodell mit 0.01° Punktabstand zur Verfügung. Da das BEV Modell nur ein Gebiet von 10 km Breite und 7 km Länge abdeckte, mußten die anderen Modelle mit diesem kombiniert werden. Um die gemessenen ellipsoidischen Höhen (GPS) mit den Adria-Höhen aus dem Landessystem zu verbinden wurde die Undulation im Meßgebiet berechnet. Dazu wurde das Programm *Trans 31* vom Institut für Geodäsie und Geophysik (Forschungsgruppe Höhere Geodäsie) benutzt. Als Schweremodell wurde das Earth Gravitational Model 1996 (EGM96) mit reduzierter Gezeitenwirkung verwendet. Als Ergebnis für die Undulation[2] wurde ein Wert von 48.5 m berechnet, der innerhalb des kleinen Meßgebietes nicht variierte.

Zur Berechnung wurde das von Prof. Dr. Götze an der TU Berlin entwickelte Programm verwendet (GÖTZE et al., 1988). Das Programm trianguliert die eingegebenen Topographiepunkte und erstellt aus ihnen Prismen. Danach werden die einzelnen Wirkungen jedes Körpers auf jeden Meßpunkt berechnet und aufsummiert. Für die Berechnung wurde den Prismen eine konstante Dichte zugeordnet und den Meßpunkten eine Instrumentenhöhe von 26.8 cm. Da die geophysikalischen Messungen auf einem Gneiskomplex durchgeführt wurden, ist ein Dichtewert von ρ=2.67 g/cm^3 angenommen worden.

Das kombinierte Geländemodell wurde vorerst bis zu einem Radius von 160 km erstellt. Um nun einen sinnvollen Radius zu verwenden, wurde die topographische Korrektur mit verschiedenen Radien berechnet. Danach wurden die unterschiedlichen Korrekturen zweier Meßwerte im Meßgebiet verglichen. Ein ermittelter Radius von 80 km ist daher für die Korrektur ausreichend. Mit der berechneten Massenkorrektur t_{mass} ist nun die Berechnung der Bouguer Anomalie möglich.

Freiluftanomalie

Die Freiluftanomalie FA setzt sich aus den Korrekturen in (5.9), (5.10), der Normalschwere in (5.11) und dem Meßwert (absolut) zusammen. Nach Verwendung der Formel

$$FA = g_{abs} - g_{norm} - dg_h + dg_{atm} \tag{5.12}$$

für die Freiluftanomalie verbleibt nun nur mehr die Wirkung der Topographie. Die Darstellung der Freiluftanomalie (als Kontrolle) zeigt tatsächlich die Korrelation mit den Punkthöhen.

[1] Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreich
[2] Länge der Lotlinie zwischen Ellipsoid und Geoid

5.4.3 Bouguer Anomalie

Die Bouguer Anomalie wird aus der Summe der Freiluftanomalie und der Massenkorrektur gebildet. Die Formel dazu lautet also:

$$BA = FA + dg_{mass} \tag{5.13}$$

Die in Abbildung 5.28 dargestellte Bouguer Anomalie zeigt einen regionalen Trend in Nord-Süd Richtung. Lokale Anomalien sind in diesem Bild noch nicht zu erkennen.

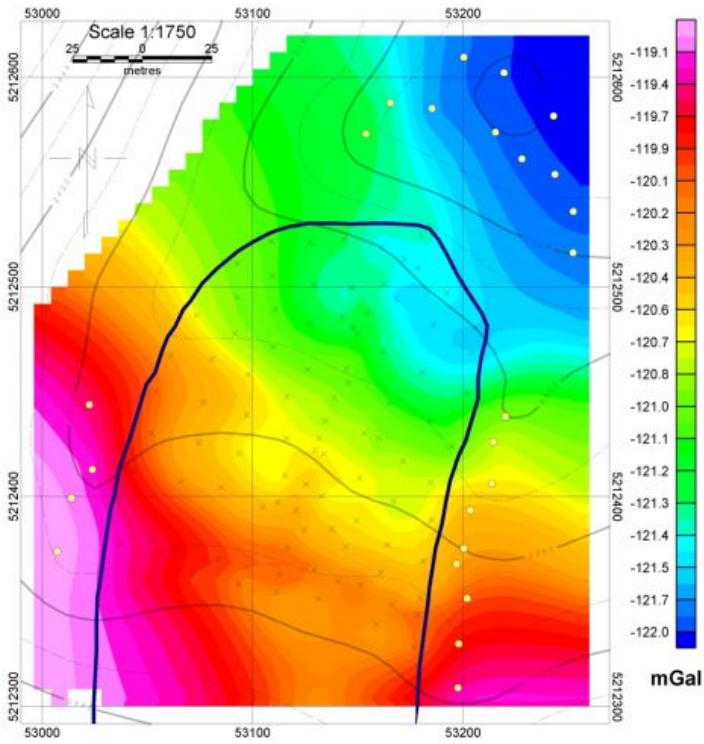

Abbildung 5.28: Bouguer Anomalie mit regionalem Trend und Höhenschichten als Kontur.

5.4.4 Regionaler Trend und lokale Bouguer Anomalie

Um den regionalen Trend abzuschätzen gibt es verschiedene Möglichkeiten. Die wichtigsten Methoden der Residualisierung sind Polynome, kx-ky Filterung und die Feldfortsetzung. Bei allen Methoden wird jeweils versucht, den langwelligen Teil (regionaler Trend) des Signals vom kurzwelligen (lokale Anomalie) zu trennen. Bei der Feldfortsetzung nach unten ist zu beachten, daß Interpolations- und Meßfehler, sowie kurzwellige Anteile exponentiell anwachsen (DEGRO, 1986). Über Wellenlängenfilter z.B. Tiefpaßfilter lassen sich lokale Anomalien unterdrücken.

In dieser Arbeit wurde eine Ebene (für das relativ kleine Meßgebiet) als Trendfunktion verwendet, die über einen Ausgleich definiert wurde (vgl. MÜLLER, 2005). Zum Ausgleich wurden die 25 Meßpunkte verwendet, die außerhalb des Blockgletschers lagen. Da der regionale Trend sich mit der ausgleichenden Ebene sehr gut beschreiben ließ, die Restklaffungen also sehr klein waren, gab es keinen Grund eine Fläche höherer Ordnung zu verwenden. Die Flächen höherer Ordnung zeigen dann meistens das Phänomen, daß sie sehr stark ausschwingen.

Die vom Trend befreite lokale Anomalie ist in der Abbildung 5.29 dargestellt. Sie zeigt zwei deutliche Depressionen (im oberen Bereich des Bildes) welche Werte von bis zu -1 mGal annehmen. Die negative Bouguer Anomalie ist im unteren Bereich sehr deutlich ausgeprägt. Die unterste Anomalie darf allerdings nicht interpretiert werden, da hier keine Meßpunkte vorliegen.

Die 2D Darstellung der Schwereanomalie wurde im Programm Oasis durch ein *Minimum Curvature Gridding*[1] ermöglicht. Diese Methode ist ein geometrisches Interpolationsverfahren, daß dem Verfahren nach Akima (Akima Splines) sehr ähnlich ist. Der Unterschied liegt darin, daß bei dem Minimum Curvature Gridding die zweite Ableitung mehr geglättet wird. Die Methode des Minimum Curvature Gridding basiert also auch auf der Basis der minimalen Biegeenergie und wird in der Geophysik häufig für die Auswertungen des Magnetfeldes oder des Erdschwerefeldes benutzt. Eine andere Methode für die Interpolation wäre ein statistisches Verfahren, die Prädiktion[2]. Für die spätere Modellierung konnten allerdings nur Polygone in einem 2D Profil erstellt werden.

Die in der Abbildung 5.29 gezeigte Anomalie entstand aus der modellierten Drift (siehe Driftkorrektur). Die Bouguer Anomalie wurde auch über die lineare Driftinterpolation ermittelt. Sie zeigt ebenfalls die zwei Depressionen und verfügt über denselben Werteumfang. Der einzige Unterschied besteht in einem anderen Nord-Süd Trend. Offenbar wurde hier beim Ausgleich durch die Außenpunkte eine andere Ebene gefunden, die vor allem eine andere Neigung besitzt. Aufgrund des zu ungenauen Geländemodells an den Flanken und der Stirn des Blockgletschers wurden bei der Berechnung Fehler gemacht, die man an der Verschiebung der Null-Linie der Bouguer Anomalie erkennt.

5.4.5 Modellbildung und Dichtezuordnung

Um die Dichte im Eis-Schutt Körper zu bestimmen wird ein Dichtemodell mit Hilfe des Programms GM-SYS[3] erstellt. Da das Programm nur die Schwerewirkung von 2D Körpern[4] berechnen kann, wurde entlang von Profilschnitten modelliert. Es wurden die Profile A und B aus der Seismik verwendet, die durch eine Länge von 218 m und 192 m (inkl. den Randpunkten) gekennzeichnet sind.
Zunächst mußten noch die bekannten seismischen Geschwindigkeiten der Block- und Grundmoränenschicht in Dichten umgerechnet werden. Dazu wurde die empirisch ermittelte Formel nach WATKINS et al., 1972 verwendet. Mit dieser Formel wurde zunächst die Porosität ϕ geschätzt und dann die Dichte aus ihr berechnet:

$$d_{till} = [1 - (-0.175 \cdot ln\,(v_{till}) + 1.56)] \cdot 2.670 \tag{5.14}$$

Die obige Beziehung benutzt den Parameter v_{till}, die P-Wellengeschwindigkeit in m/s, und liefert die Dichte in g/cm^3. Mit der bereits vorhandenen Geometrie des Blockgletschers lassen sich im Modell geschlossene Polygone erzeugen, aus denen dann durch Extrusion 2.5D Prismen entstehen. Diesen Prismen werden dann konstante Dichten zugewiesen. Die Extrusion der Prismen wurde bis zu den Rändern des Blockgletschers durchgeführt. Die Schwerewirkung der einzelnen Prismen auf den jeweiligen Aufpunkt berechnet das Programm GM-SYS mit einer

[1] siehe SWAIN, 1976 und BRIGGS, 1974
[2] Interpolation nach der Methode der kleinsten Quadrate
[3] Hersteller: Geosoft, Oasis montaj v6.2, GM-SYS v4.9.41
[4] bzw. 2.5D Prismen, die aus extrudierten 2D Polygonen gebildet werden

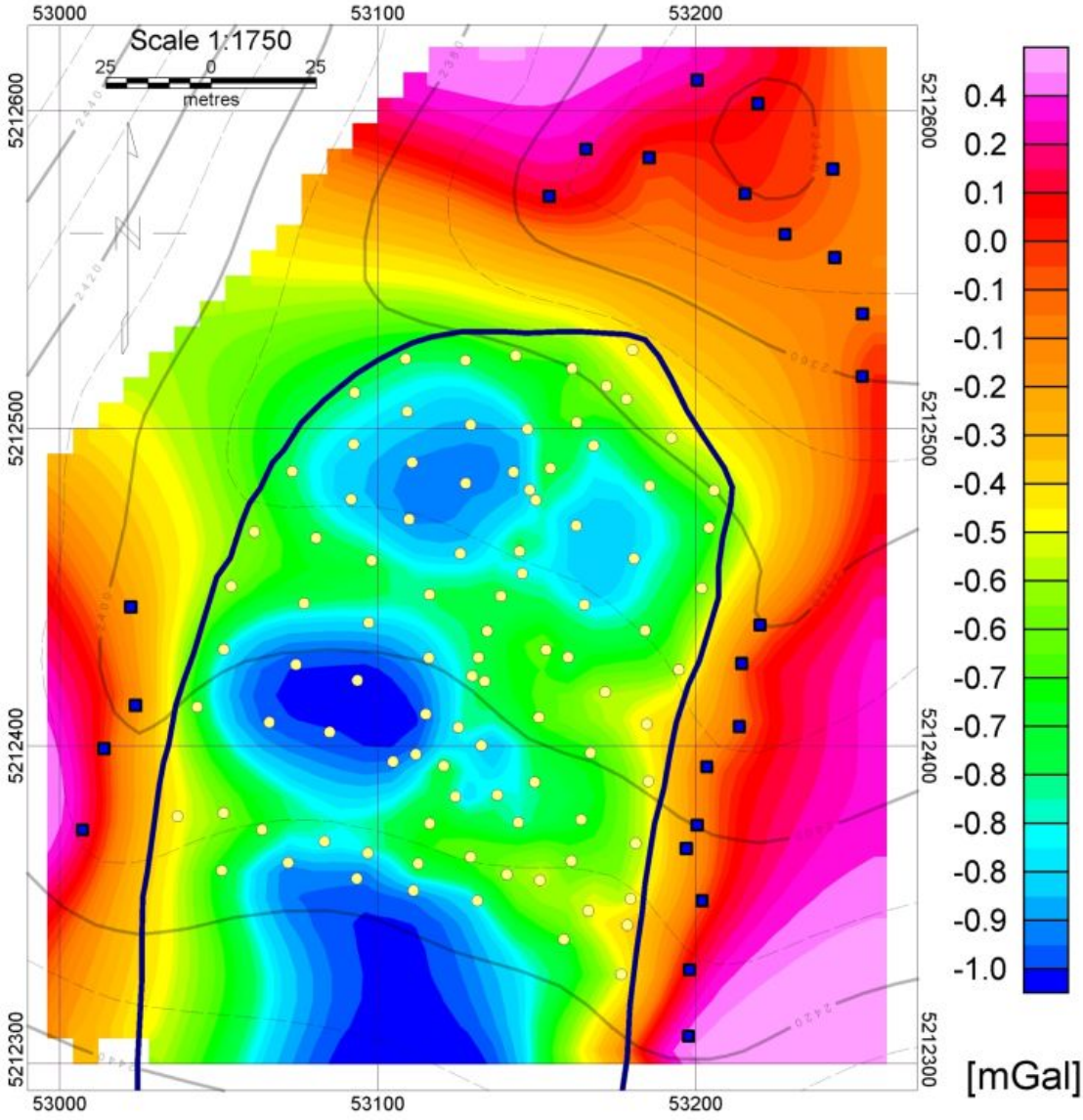

Abbildung 5.29: Lokale Bouguer Anomalie mit Höhenschichten als Kontur. Die gelb gefüllten Kreise geben die Lage der Stationen am Blockgletscher an. Die blau gefüllten Quadrate sind die Stationen außerhalb des Blockgletschers, die zur Ermittlung des regionalen Trends verwendet wurden.

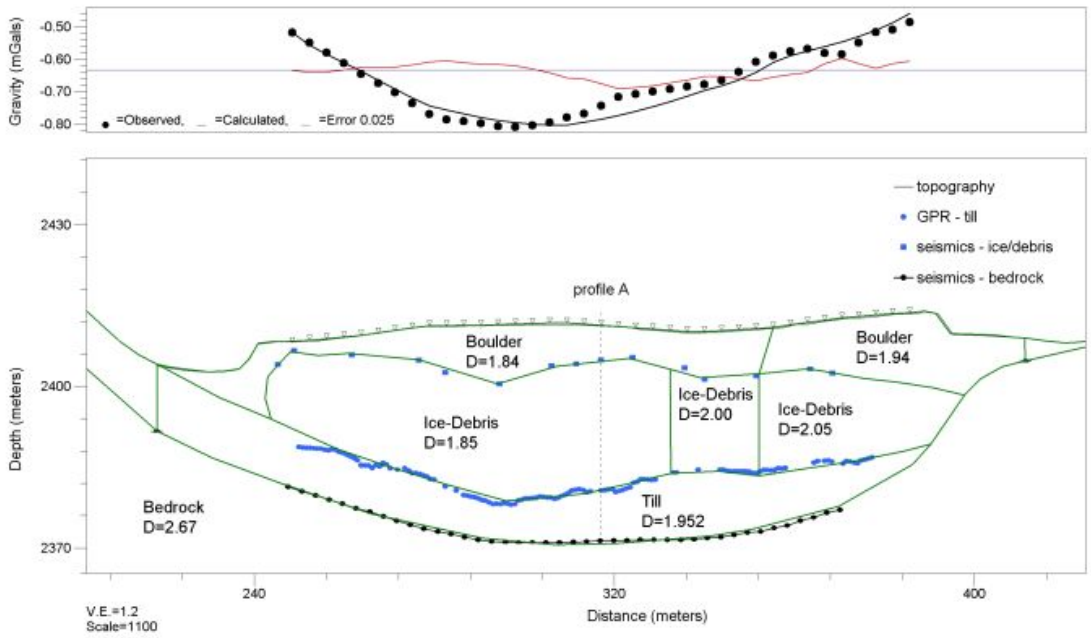

Abbildung 5.30: Dichtemodell am Profil B mit den ermittelten Horizonten aus dem Georadar und der Seismik.

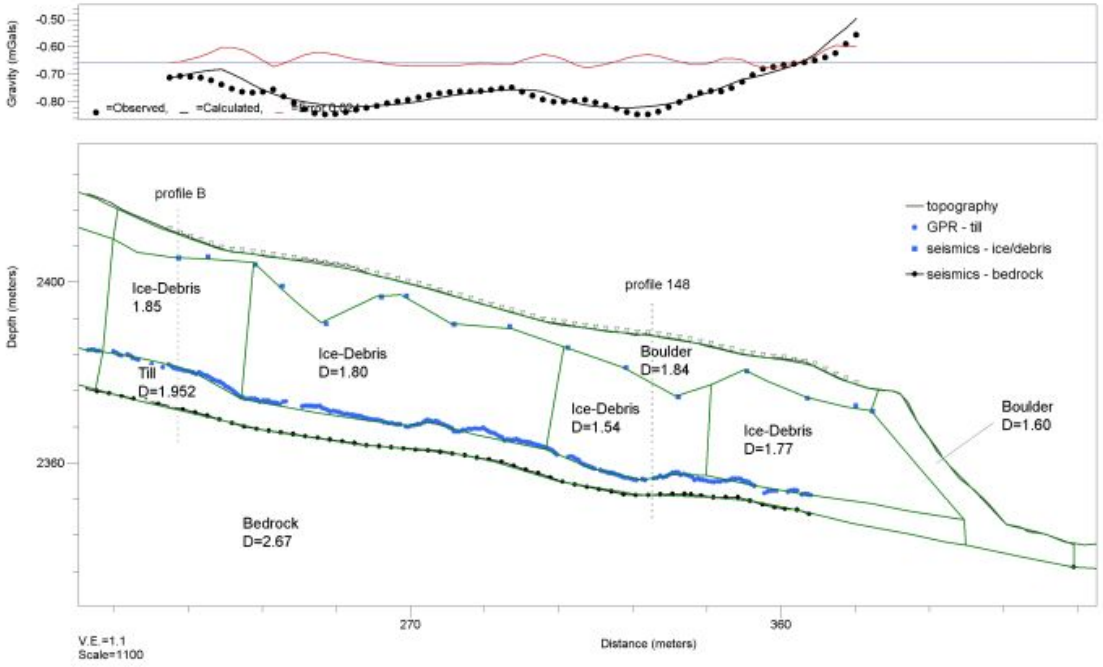

Abbildung 5.31: Dichtemodell am Profil A mit den aus der Seismik und dem Georadar bestimmten Horizonten.

für 2.5D erweiterten Formel nach TALWANI et al., 1959.

Die Zuweisung der Dichten für Fels, Moräne (fluvio-glaziale Zwischenschicht) und Blockschicht war durch die Seismik eindeutig definiert. Bevor die restlichen Dichten den Prismen zugewiesen werden konnten, wurde die Qualität jener Fläche überprüft, die das Programm Oasis durch die Geländepunkte legte, und durch die nun die Querprofile gelegt wurden. Dabei war die Lage von mehreren Punkten manuell nachzubessern, vor allem aber waren die Punkte am Rand des Blockgletschers viel zu stark geglättet worden.
Um nun die gemessene Bouguer Anomalie mit der berechneten Modellanomalie in Übereinstimmung zu bringen, wurde **nur mehr die Dichte im Eis-/Schuttkörper variiert**. Dazu wurden im Quer- und Längsprofil möglichst wenig neue Blöcke (Prismen) gebildet. Um die lokale Bouguer Anomalie direkt verwenden zu können wurde der Luft die Dichte 2.67 g/cm^3 zugewiesen. Die erhaltenen Dichtezuordnungen für die Profile A und B sind in den Figuren 5.31 und 5.30 abgebildet. In den Figuren sind auch jeweils die Horizonte eingezeichnet die Ergebnisse der Seismik und der Georadar Auswertung sind.

Vergleicht man die zugewiesenen Dichten mit den Oberflächengeschwindigkeiten, so zeigt sich keine Korrelation. Bei Abbildung 5.30 ist noch anzumerken, wie plausibel die zwei getrennt von einander ausgewerteten Wellen für die Felslaufzeiten der Seismik sind. Die zwei Punkte (außerhalb des Blockgletschers) an der Oberkante des Felshorizontes liegen genau in Verlängerung der 3D-Inversion bzw. am gravimetrischen Modell.
Vergleicht man weiters die eher hohen Dichten des Eis-Schuttkörpers von $\sim$2 g/cm^3 mit dem Luftbild von 2003 (siehe Orthophoto 4.6 auf Seite 31), so fällt auf, daß genau dort eine andere Oberflächenstruktur zu sehen ist. In diesem Bereich gibt es keine gebogenen Fließstrukturen mehr, sondern parallel zur Fließrichtung verlaufende Rinnen.

5.5 Kombination der Meßergebnisse - Berechnung des Eisvolumens

5.5.1 Kombination der Meßergebnisse

Für die geophysikalische Untersuchung des Reichenkar Blockgletschers ist es unbedingt notwendig, die Ergebnisse der einzelnen Methoden miteinander zu kombinieren. Die Abbildung 5.32 zeigt die Reihenfolge der Meßmethoden in der die einzelnen Bestimmungsstücke erhalten wurden. Gleichzeitig zeigt sie auch welche Parameter noch jeweils unbekannt waren.
Bei der Auswertung des Georadars wurde ein sehr deutlicher Reflektor entdeckt, dem allerdings zunächst kein Horizont zugeordnet werden konnte. Die Seismik bestimmte zuerst die Mächtigkeit des Blockmantels bzw. die Eis-Oberkante. Nach der Bestimmung der Eisoberkante kann dieser Horizont auch im Radarbild teilweise erkannt werden. Es ist aber nicht möglich, diesen nur aus den Georadarbildern zu bestimmen, da der Blockgletscher eine sehr inhomogene Struktur aufweist.

Danach wurde aus der Kombination zwischen Georadar und Seismik eine zusätzliche Schicht im seismischen Modell eingeführt und dadurch die Dicke des Eis-Schuttkörpers und die Lage des Felsuntergrundes bestimmt. Damit konnte die vollständige Geometrie des Blockgletschers ermittelt werden. Unbekannt sind nun nur mehr folgende physikalische Parameter z.B.: Porosität und Dichte des Eis-/Schuttköpers. Um diese Informationen zu erhalten, werden die Ergebnisse aus Georadar und Seismik für die Auswertung der Gravimetrie genutzt.

In den nächsten beiden Abschnitten führen weitere Kombinationen zur Ermittlung eines Parameters für das Georadar und zur Ermittlung der Porosität im Eis-/Schuttkörper. Natürlich wird auch im folgenden Kapitel, das den dynamischen Prozessen gewidmet ist, eine gemeinsame Betrachtung der beobachteten Eigenschaften des Blockgletschers Voraussetzung für deren Behandlung sein.

5.5.2 Berechnung des Eisvolumens

Die Bestimmung der Porosität des Eis-Schuttkörpers kann bei bekannter Dichte des Eis-Schuttkörpers und der Dichte des Schuttes direkt berechnet werden. Der Zusammenhang ist durch die Formel

$$d_{icedebris} = \phi \cdot d_{ice0} + (1 - \phi) \cdot d_{rock} \qquad \text{oder} \qquad \phi = \frac{(d_{icedebris} - d_{rock})}{(d_{ice0} - d_{rock})} \tag{5.15}$$

gegeben, in der d_{rock} die Dichte des Schuttmaterials (Festgestein), d_{ice0} die Dichte von Eis und ϕ die Porosität des Eis-/Schuttkörpers ist. In dieser Beziehung wird der Anteil an Luft vernachlässigt, da aufgrund der relativ hohen Eisgeschwindigkeit (3300 m/s) angenommen werden kann, daß dieser sehr gering ist. Die Dichte des Eis-/Schuttkörpers wurde bei der Auswertung der Gravimetrie bestimmt ($\sim$1.7 g/cm^3 im Mittel), allerdings ist die Dichte des Schuttmaterials noch unbekannt.

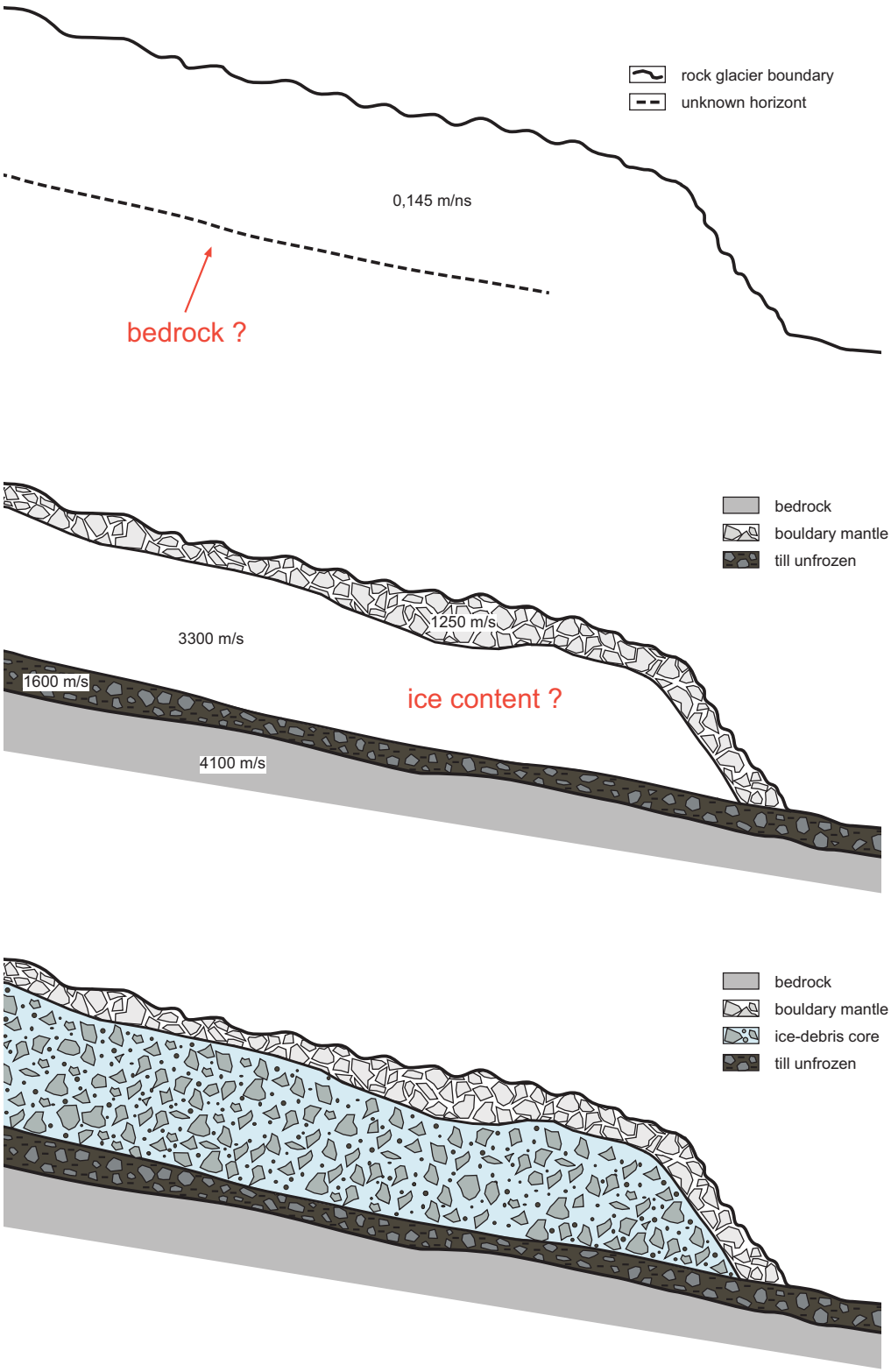

Abbildung 5.32: Schematische Darstellung der noch unbekannten Parameter, bzw. der schon erhaltenen Parameter nach Auswertung jeder Meßmethode. Bei dem letzten Modell ist zu berücksichtigen, daß durch die Gravimetrie nur die Gesamtdichten von Eis und Schutt ermittelt wurden. Daher ist auch eine andere Verteilung von Blöcken und Eis im Permafrostkörper möglich, und nicht nur eine homogene Verteilung, wie sie hier dargestellt ist.

Aus der geologischen Untersuchung ist bekannt das der Schutt ungefähr aus 30% Eklogit und 70% Amphibolit besteht. Aus diesem Verhältnis und den empirischen Werten für beide Gesteine (SCHÖN, 1996)[1], kann eine Dichte von 2.930 g/cm^3 für das Schuttmaterial im Permafrostkörper geschätzt werden. Der Eisgehalt für die beiden Profile ist in Abbildung 5.33 und Abbildung 5.34 dargestellt.

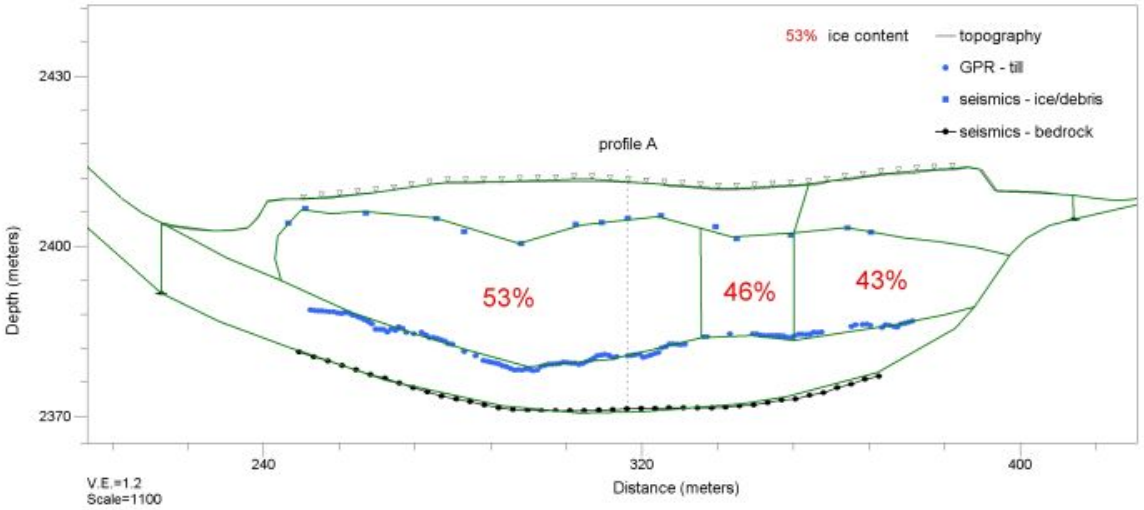

Abbildung 5.33: Darstellung des Eisanteils im Permafrostkörper im Profil B (146).

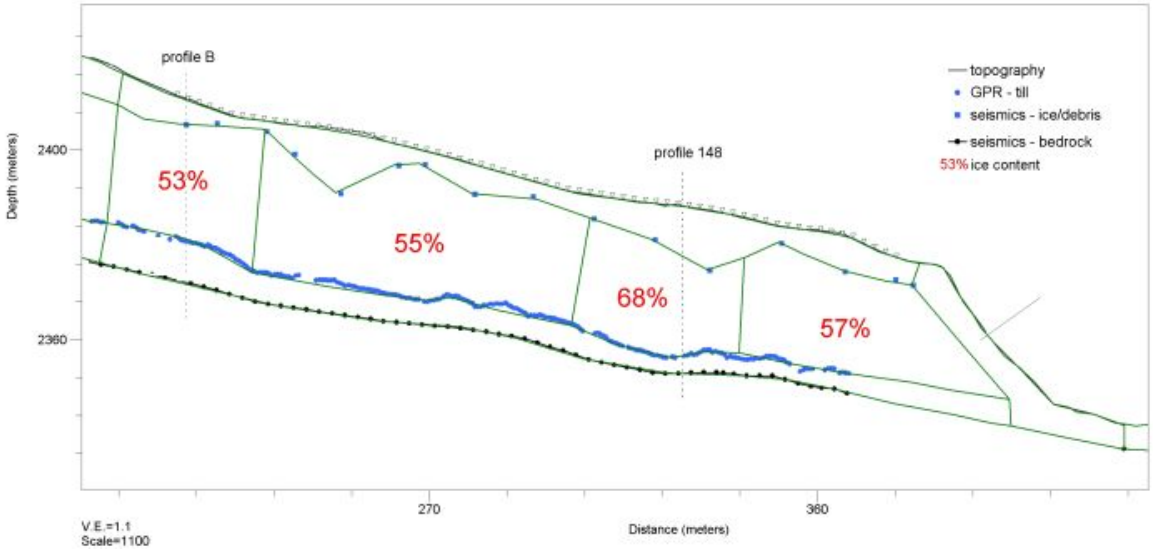

Abbildung 5.34: Darstellung des Eisanteils im Permafrostkörper im Profil A (147).

Der interessanteste physikalische Parameter ist der Eisanteil des Blockgletschers und die daraus abgeleiteten Volumina. Das Eisvolumen gibt uns Auskunft über die Dynamik des Blockgletschers, sowie den Einfluß von atmosphärischer Temperatur (Klimaveränderung) im Permafrostmilieu.

[1] Eklogit: 3.2-3.4 g/cm^3, Amphibolit: 2.8-3.1 g/cm^3

$Profil$	V	=	$V_{boulder}$	+	V_{core}	=	V_{ice}	+	V_{debris}
A (m^3)	6701		1578		5123		2940		2183
(%)	100		24		76		57		43
B (m^3)	4968		1560		3408		1699		1709
(%)	100		31		69		50		50

Tabelle 13: Übersicht über die ermittelten Volumina entlang der Profile A und B bei einer Profilbreite von 1 m.

Im weiteren kann auch durch das Eisvolumen auf die Entstehung und die Lebensdauer dieser Landschaftsformen geschlossen werden.

Die Berechnung des Eisvolumens, mit bekannter Porosität des Permafrostkörpers, ist über die einfache Beziehung

$$V_{core\_ice} = (h_{till} - h_{ice}) \cdot B \cdot \phi \tag{5.16}$$

möglich. Da die gravimetrische Auswertung nur entlang von 2D Profilen durchgeführt wurde, wird das Volumen in der obigen Formel nur für eine Profilbreite B von 1 m berechnet. Die Flächen der einzelnen Polygone wurden mit Hilfe des Programms AutoCAD[1] berechnet. Das Ergebnis des Eisgehaltes ist in der Tabelle 13 dargestellt.

5.5.3 Schätzung eines Parameters für die Elektromagnetik

Da die relative Dielektrizitätskonstante ε_r für Permafrost nach WEIHNACHT, 2000 zwischen 3 und 8 variieren kann, ist hier eine Einschränkung hilfreich. Hier wird kurz eine Vorwärtsmodellierung gezeigt, bei der die Schichtmächtigkeiten und die Porositäten der einzelnen Schichten vorgegeben werden. Aus den berechneten Laufzeiten wird dann die relative Dielektrizitätskonstante bestimmt. Als Schichtmächtigkeiten werden mittlere Mächtigkeiten von 6.5 m für den Blockmantel, und 23.5 m für den Eis-/Schuttkörper verwendet. Die Porositäten ergaben sich dabei aus der Seismik und der Gravimetrie.

Zur Abschätzung verwenden wir die Formel

$$v = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \cdot \varepsilon_r}} \qquad \text{mit} \qquad \mu_r \approx 1 \tag{5.17}$$

die für den hochfrequenten Bereich (z.B.: Georadar) gilt. In der Formel ist c die Lichtgeschwindigkeit in m/s, μ_r die relative magnetische Permeabilität und v die Geschwindigkeit des Mediums in m/s. Aus der Abschätzung ergibt sich ein ε_r=3.4 für den Blockmantel und ein ε_r=4.1 für den Eis-/Schuttkörper. Für die mittlere Geschwindigkeit beider Schichten ergibt sich ein v_{gpr}=0.150 m/ns. Die Abweichung dieses Wertes zum verwendeten Wert von 0.145 m/ns wird in der nachfolgenden Fehlerfortpflanzung vollständig berücksichtigt.

[1] AutoCAD v2000, Autodesk

6 Genauigkeitsabschätzung des geophysikalischen Modells

6.1 Einleitung

Da es bei der Auswertung verschiedene Größen (v_{till}, d_{rock}) gibt, die nicht direkt beobachtet werden können (siehe Abschnitt *Erweiterung des Modells: 4-Schichten Fall* und Abschnitt *Bestimmung der Porosität*), stellt sich die Frage, wie stark ihr Einfluß im geophysikalischen Modell ist. Interessant ist auch die Frage nach der Genauigkeit, die eine Beobachtung aufweisen muß, damit ein bestimmter Fehler nicht überschritten wird.
In dieser Arbeit wird dem Eisvolumen im Eis-/Schuttkörper das größte Interesse entgegengebracht. Daher werden wir im folgenden den Einfluß der beobachteten Größen auf das Eisvolumen behandeln. Zunächst werden alle Beobachtungen als Funktion des Eisvolumens dargestellt. Da eine Genauigkeitsabschätzung in 3D zu komplex ist, wird eine Vereinfachung durchgeführt, bei der eine typische vertikale Säule des Blockgletschers mit einer Einheitsbreite und -Länge von 1 m verwendet wird. Wie im folgenden zu lesen sein wird, ist auch diese Vereinfachung durch einen sehr komplexen Formelapparat ausgezeichnet. Für die Genauigkeitsabschätzung werden nun die Formeln 5.7, 5.8, 5.16, 5.15 und 5.4 miteinander verknüpft. Zusätzlich werden noch folgende Formeln eingebettet, um die Dichte in einen funktionalen Zusammenhang zu bringen.

$$dgz_{boulder} = 2\pi G \cdot 10^8 \cdot (2.67 - d_{boulder}) \cdot h_{ice}$$

$$dgz_{till} = 2\pi G \cdot 10^8 \cdot (2.67 - d_{till}) \cdot (h_{rock} - h_{till})$$

$$dgz_{icedebris} = 2\pi G \cdot 10^8 \cdot (2.67 - d_{icedebris}) \cdot (h_{till} - h_{ice})$$

$$dgz_{summe} = dgz_{boulder} + dgz_{till} + dgz_{icedebris} \tag{6.1}$$

Diese Gleichungen berechnen die Schwerewirkung der einzelnen Schichten als Bouguer-Platten. In der letzten Gleichung werden die Schwerewirkungen aufsummiert. Daraus kann man dann die Dichte des Eis-/Schuttkörpers $d_{icedebris}$ abschätzen (Formel 6.2) und dann für die Fehlerfortpflanzung verwenden.

$$d_{icedebris} = 2.67 - \frac{dgz_{summe} - 2\pi G \cdot 10^8 \cdot (2.67 - d_{boulder}) \cdot h_{ice}}{2\pi G \cdot 10^8 \cdot (h_{till} - h_{ice})} + \\ + \frac{(h_{rock} - h_{till}) \cdot (2.67 - d_{till})}{2\pi G \cdot 10^8 \cdot (h_{till} - h_{ice})} \tag{6.2}$$

Der endgültige funktionale Zusammenhang zwischen dem unbekannten Eisvolumen und den beobachteten Größen kann nun angegeben werden. Auf eine Darstellung der Gleichung wird aufgrund ihres Umfangs hier verzichtet (siehe Anhang, Abb. A.7, Seite 95). Eine Übersicht der beobachteten und unbekannten Größen ist in der Tabelle 14 dargestellt.

Beobachtungen

t_{gpr}	v_{gpr}	$v_{boulder}$	v_{ice}	v_{rock}	v_{till}	del_{rock}	del_{ice}	$d_{icedebris}$	d_{rock}
GPR	GPR	S	S	S	$\star$	S	S	G	$\star$

Unbekannte

h_{till}	h_{ice}	h_{rock}	$d_{boulder}$	d_{till}	n_{ice}	$V_{coreice}$

Tabelle 14: Übersicht der ermittelten Beobachtungen und der unbekannten Parameter des geophysikalischen Modells. Die unter den Beobachtungen stehenden Abkürzungen beschreiben die Methode der Datenerhebung. Die Buchstaben bedeuten dabei: GPR=Georadar, G=Gravimetrie, S=Seismik, $\star$ =aus anderen Beobachtungen geschätzt.

6.2 Genauigkeitsabschätzung

Nun wird dieser funktionale Zusammenhang nach den beobachteten Größen abgeleitet, quadriert und dann mit den Varianzen σ^2_{nn} multipliziert. Dies entspricht dem allgemeinen Varianzfortpflanzungsgesetz[1] nach Gauß[2]:

$$\Sigma_{yy} = A \cdot \Sigma_{xx} \cdot A^T \tag{6.3}$$

$$\text{mit} \quad A = \begin{pmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial n_1} & \frac{\partial f_1}{\partial n_2} & \cdots & \frac{\partial f_1}{\partial n_n} \\ \frac{\partial f_2}{\partial n_1} & \frac{\partial f_2}{\partial n_2} & \cdots & \frac{\partial f_2}{\partial n_n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial f_u}{\partial n_1} & \cdots & \cdots & \frac{\partial f_u}{\partial n_n} \end{pmatrix} \quad \text{und} \quad \Sigma_{xx} = \begin{pmatrix} \sigma^2_{11} & \sigma_{12} & \cdots & \sigma_{1n} \\ \sigma_{21} & \sigma^2_{22} & \cdots & \sigma_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \sigma_{n1} & \cdots & \cdots & \sigma^2_{nn} \end{pmatrix} \tag{6.4}$$

In der Σ_{xx} Matrix sind die Varianzen der Beobachtungen enthalten, in der A Matrix die Ableitungen nach den Beobachtungen. Die Dimension der A Matrix beträgt hier 8x10 (da auch die anderen unbekannten Größen von Interesse sind), wobei ihre abgeleiteten Größen sehr komplex sind. Als Ergebnis der Fehlerfortpflanzung erhält man die **Standardabweichungen aller Unbekannten**.

Das Ergebnis zeigt eine Standardabweichung von $\pm$16% für das Eisvolumen im Eis-/Schuttkörper. Aus der Variation der Eingangsgrößen (beobachtete Absolutgrößen und ihre Standardabweichungen) läßt sich nun die **Sensitivität des geophysikalischen Modells** abschätzen. Aus der Abschätzung ergibt sich, daß die seismische Geschwindigkeit der fluvio-glazialen Zwischenschicht (Moräne) sehr geringen Einfluß auf das Eisvolumen hat.
Empfindlich hingegen reagieren die Größen d_{rock}, del_{ice}, v_{gpr} und t_{gpr}. Die Standardabweichungen für t_{gpr}, v_{gpr}, v_{till} wurden mit $\pm$10%, für d_{rock} $\pm$6% vom Absolutbetrag angenommen. Die Größen del_{rock}, del_{ice} und $d_{icedebris}$ wurden mit 1.56 ms, 1.3 ms und 0.03 mGal ermittelt (siehe Kapitel *Inversion der Delayzeiten*, *Plus-Minus Methode* und *Driftkorrektur*). Für die seismischen Geschwindigkeiten v_{ice}, $v_{boulder}$ und v_{rock} wurde jeweils ein Wert von $\pm$70 m/s angenommen.

Bei der Bestimmung des Felshorizontes wird der, im Verhältnis zur Absolutgröße, große Fehler der del_{rock} ($\pm$21%) durch das Georadar recht gut abgefangen. Bei größeren Laufzeiten wird

[1] engl. covariance or error propagation

[2] C.F. Gauß 1777-1855; Eine Vertiefung der Fehlerrechnung ist bei Pelzer 1985; Mikhail, 1976; Koch, 1980 oder Reissmann, 1976 zu finden

	h_{till}	h_{ice}	h_{rock}	$d_{boulder}$	d_{till}	$d_{icedebris}$	n_{ice}	$V_{coreice}$
Einheit	m	m	m	g/cm^3	g/cm^3	g/cm^3	-	m^3
σ	4.2	1.8	4.1	0.026	0.047	0.124	0.0768	2.1
σ (%)	14	29	11	1	2	7	13	16
abs. Wert	30.1	6.2	35.7	1.84	1.95	1.75	0.578	13.8

Tabelle 15: Genauigkeitsangaben zu den berechneten und den beobachteten Größen.

die Genauigkeit der Delayzeit des Felsuntergrundes im Verhältnis zur Absolutgröße sehr schnell steigen (z.B.: größere Mächtigkeit). In der Tabelle 15 sind die Ergebnisse der Fehlerrechnung für jede unbekannte und beobachtete Größe dargestellt.

Von den abgeschätzten Größen d_{rock} und v_{till} zeigt nur die Dichte des Gesteins einen deutlichen Einfluß auf das Eisvolumen. Da bei dieser Größe auch die Standardabweichung unbekannt ist werden im folgenden 2 Varianten berechnet (mit $\sigma_{d_{rock}}$=0.15 bzw. 0.23 g/cm^3) bei denen diese Werte variiert werden. Bei jeder Variante wird den absoluten Größen der Beobachtungen der halbe Wert der jeweiligen Standardabweichung abgezogen. Danach werden die Veränderungen des Eisvolumens (in %) den beobachteten Größen gegenübergestellt (siehe Abb. 6.1).
Die Abbildung zeigt wieder die Haupteinflußgrößen v_{gpr}, t_{gpr} und del_{ice} ($\sigma_{d_{rock}}$=0.15 g/cm^3). Erhöht man $\sigma_{d_{rock}}$ auf 0.23 g/cm^3, so sind die Haupteinflußgrößen nun (nach dem Betrag gereiht) d_{rock}, v_{gpr}, t_{gpr} und del_{ice}. Dadurch sei gezeigt, wie notwendig bessere Abschätzungen des Parameters d_{rock} sind.

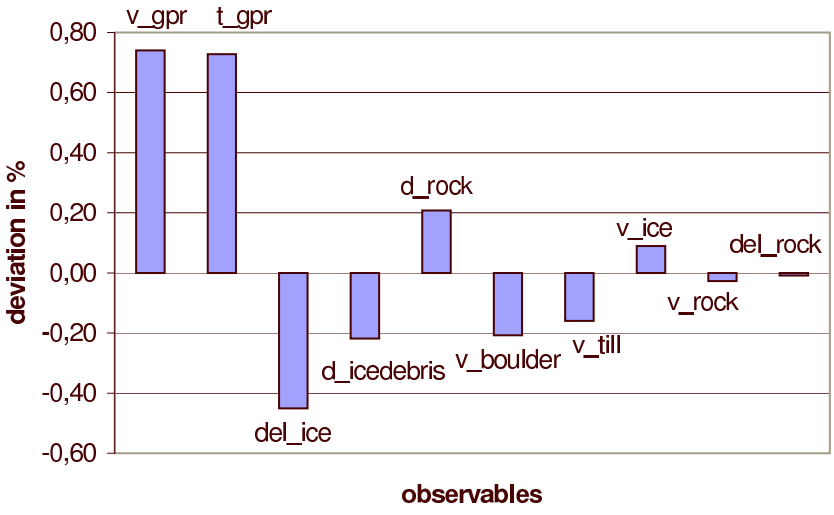

Abbildung 6.1: Einfluß der beobachteten Größen (X-Achse) auf die Änderung des Eisvolumens (Y-Achse). Die Standardabweichung für das Gestein wurde mit $\sigma_{d_{rock}}$=0.15 g/cm^3 gewählt.

Als Kontrolle wurden alle ermittelten Standardabweichungen auch über die numerische Fehlerfortpflanzung berechnet. Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß diese Fehlerrechnung nur für Blockgletscher gilt, die über eine ähnliche Geometrie verfügen, da die Geometrie sehr stark einfließt. Insbesondere wird hier auch vorausgesetzt, daß der Blockgletscher auf einer (Grund-) Moräne (bzw. fluvio-glazialer Zwischenschicht) liegt. Aus der Genauigkeitsabschätzung ist ersichtlich, daß die Genauigkeit des Eisvolumens im Eis-/Schuttkörper um so genauer wird, je größer der Permafrostkörper ist. Dieser recht einfache geometrische Zusammenhang findet sich also in der Fehlerrechnung wieder.

Aus der berechneten Kovarianzmatrix Σ_{yy} läßt sich auch der Korrelationskoeffizient berechnen. Dabei erfolgt eine Normierung der Varianzen, sodaß in der Spur der Korrelationsmatrix ρ nur Werte von Eins stehen:

$$\rho = \begin{array}{c} \\ h \\ h \\ h \\ d \\ d \\ d \\ n \\ V \end{array} \begin{array}{c} \begin{array}{cccccccc} h_{till} & h_{ice} & h_{rock} & d_{boulder} & d_{till} & d_{icedebris} & n_{ice} & V_{coreice} \end{array} \\ \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0.709 & 0 & 0 & 0.489 & -0.391 & 0.463 \\ & 1 & 0.136 & 0.225 & 0 & 0.071 & -0.057 & -0.534 \\ & & 1 & 0.031 & 0.16 & 0.817 & -0.655 & -0.060 \\ & & & 1 & 0 & -0.036 & 0.029 & -0.085 \\ & & & & 1 & 0.071 & -0.057 & -0.049 \\ & & & & & 1 & -0.801 & -0.162 \\ & & & & & & 1 & 0.436 \\ & & & & & & & 1 \end{pmatrix} \end{array} \tag{6.5}$$

Um genaue Aussagen über die Signifikanz der Korrelationen zu erhalten wäre ein statistischer Test eines Korrelationskoeffizienten notwendig. Trotzdem fallen eine stark positive Korrelation zwischen h_{rock} und h_{till}, h_{rock} und $d_{icedebris}$ und eine stark negative Korrelation zwischen n_{ice} und h_{rock}, n_{ice} und $d_{icedebris}$ auf.

An dieser Stelle sei darauf aufmerksam gemacht, daß in dieser Genauigkeitsabschätzung nur **zufällige Fehler** behandelt werden. Systematische Fehler (z.B.: Modellfehler) bleiben in dieser Abschätzung unberücksichtigt.

7 Erkenntnisse über die Dynamik

7.1 Bewegungsvektoren

Aus Bewegungsvektoren lassen sich wichtige Aussagen über die Dynamik des Blockgletschers ableiten. In den nächsten Abschnitten werden die folgenden Fragen behandelt. Wie groß sind die minimalen und maximalen Bewegungsraten? Wird Permafrost am Inneren Reichenkar akkumuliert? Wieviel Eis kann pro Jahr ungefähr abschmelzen? Wie groß sind die Längsverformungen im Meßgebiet? Aus welchen Bewegungsmechanismen setzen sich die Verschiebungen des Blockgletschers zusammen? Wie lange kann der Blockgletscher noch Kriechen?

7.1.1 Horizontale Verschiebungen

Zunächst betrachten wir die horizontalen Verschiebungen und ihre zeitlichen Änderungen. Die aus den GPS Beobachtungen stammenden Bewegungsdaten der Jahre 1998, 2000, 2001, 2002, 2003 und 2004 zeigen eine deutliche Zunahme der mittleren Horizontalgeschwindigkeit im Meßgebiet. Eine mittlere Horizontalgeschwindigkeit von 2.2 m/Jahr und eine mittlere Höhenänderung von 0.49 m/Jahr können für diesen Zeitraum angegeben werden. (siehe Abbildung 4.15 auf Seite 41)

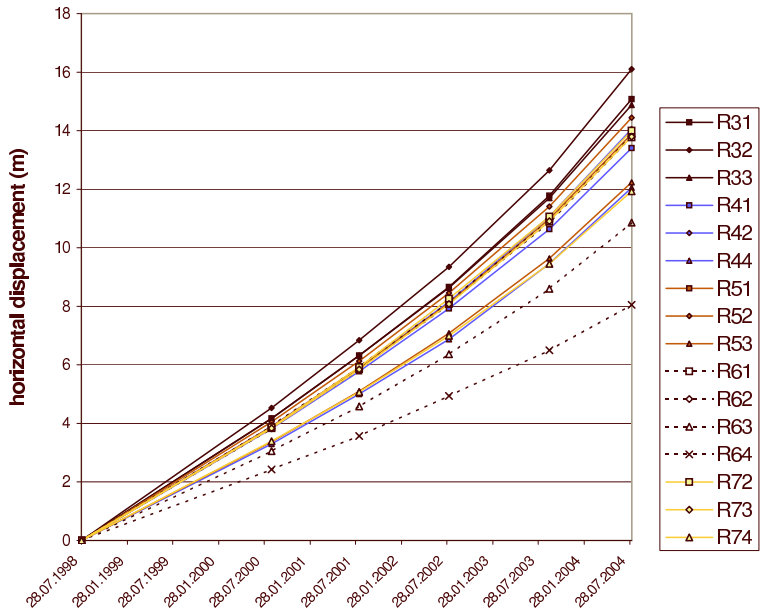

Abbildung 7.1: Die akkumulierten Bewegungsvektoren zwischen 1998 und 2004.

In Abbildung 7.1 sind die akkumulierten horizontalen Verschiebungen der einzelnen Punkte zwischen 1998 und 2004 dargestellt. An allen Meßpunkten ist erkennbar, daß die Bewegungsvektoren in ihrem Betrag zunehmen (Beschleunigung des Blockgletschers). Vergleicht man den Vorstoß der Blockgletscherzunge (∼30 m) aus den Luftbildaufnahmen der Periode 1990-2003 mit den mittleren Bewegungsraten aus den GPS Beobachtungen, so zeigt sich eine gute Übereinstimmung. Interessant ist auch die Beschleunigung des Blockgletschers in der Periode 1954-1990 von ∼0.7 m/Jahr auf ∼2.2 m/Jahr in der Periode 1990-2003. Für die Periode 2003-2004 können mittlere horizontale Verschiebungen von 2.7 m/Jahr angegeben werden.

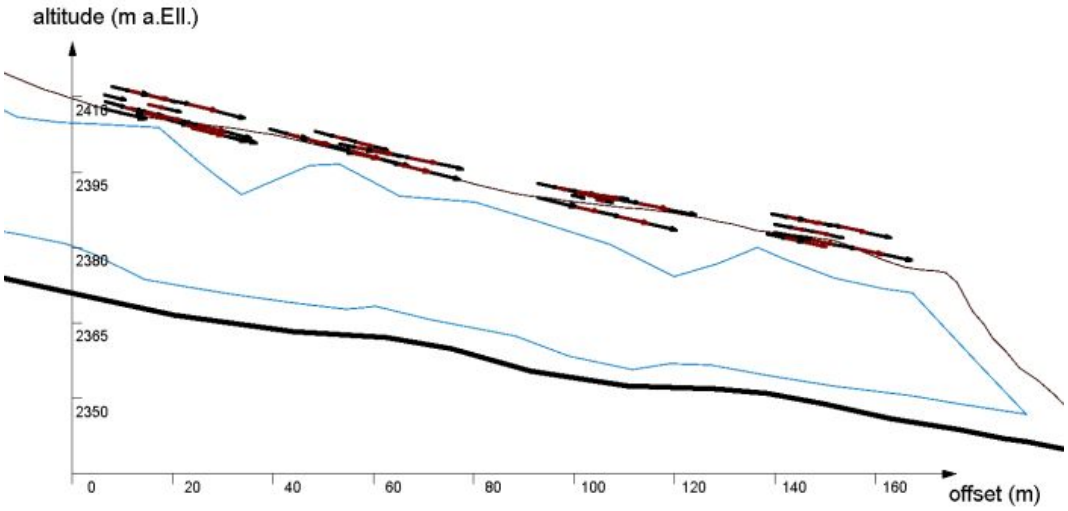

Abbildung 7.2: Darstellung der Verschiebungen im Querprofil (A) von 1998-2004. Die Vektoren sind für jede zweite Beobachtung in einer anderen Farbe und in ihrer Länge doppelt solange dargestellt.

Die Verschiebungen des Blockgletschers wurden bisher im jährlichen Abstand gemessen und deren Ergebnisse gezeigt. Unbeantwortet bleibt nun die Frage nach der jahreszeitlichen Abhängigkeit der Verschiebungen. Dafür wurde im Sommer 2002 eine Langzeitmessung an den Punkten R31, R52, R72 durchgeführt. Die Verschiebungen weisen Beträge von ca. 6 mm/Tag auf. Extrapoliert man diesen Wert auf die Dauer von einem Jahr, so erhält man eine Verschiebung von ca. 2.2 m/Jahr. Da auch die jährlichen Messungen dieses Ergebnis aufweisen, kann angenommen werden, daß sich der Blockgletscher unabhängig von den Jahreszeiten gleichförmig bewegt.

Interessant ist, daß die jahreszeitlichen Abflußschwankungen, die vor der Stirn des Blockgletschers gemessen werden, keinen (kurzfristigen) Einfluß auf die Bewegung des Blockgletschers zeigen (siehe Abb. 4.12 auf Seite 37). Die Abflußdaten können auch von KRAINER & MOSTLER, 2000 entnommen werden.

7.1.2 Emergenzwinkel und Höhenänderungen

Um die Frage zu behandeln ob der Permafrostanteil des Blockgletschers zunimmt oder abschmilzt werden die Höhenänderung und die Emergenzwinkel der Bewegungsvektoren näher betrachtet. Die Darstellung der Emergenzwinkel (Abb. 7.2) zeigt, daß die Bewegungsvektoren in die Oberflächenrichtung bzw. ein wenig in den Blockgletscher zeigen. Dadurch kann es **keinen Zuwachs von Eis im Eis-/Schuttkörper** geben der die Beschleunigung des Blockgletschers erklären würde. Dieses Verhalten entspricht eher dem des Eisverlustes im Eis-/Schuttkörper. Auffallend ist, daß die Vektoren gerade eben dort eintauchen, wo die Seismik einen dickeren Blockmantel ermittelt hat.

7.1.3 Längsverformungen

Um nun den Bewegungsmechanismus modellieren zu können ist es wichtig zu wissen ob es starke Extensionen oder Kompressionen gibt. Dazu werden nun die Längsverformungen betrachtet. Eine Erklärung für die Abnahme der Eismächtigkeit wäre zum Beispiel eine Extension des Blockgletschers. Dies kann allerdings durch die berechneten Längsverformungen, die zwischen 1998 und 2004 beobachtet wurden, nicht bestätigt werden. Aus der abgebildeten Längsverformung (Abb. 7.3) läßt sich keine Längsspannung als signifikant feststellen. Zur Darstellung des Diagramms wurden die akkumulierten Bewegungsvektoren auf ein lokales Koordinatensystem (X-Achse ca. Fallrichtung) projiziert, das durch einen Ausgleich der Beobachtungsstandpunkte berechnet wurde. Die Erkenntnis, daß keine Längsverformungen beobachtet werden konnten, läßt uns bei der nachfolgenden Modellierung einen einfacheren Ansatz wählen.

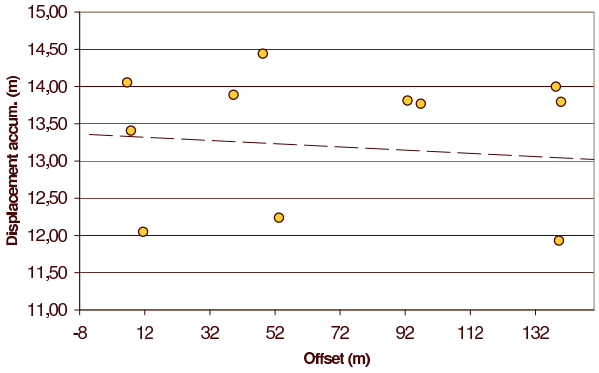

Abbildung 7.3: Darstellung der Längsverformung über den akkumulierten Verschiebungen und dem lateralen Offset. Die strichlierte Linie ist über k=-0.00216 und d=13.34424 definiert.

Berechnet man den Submergenzwinkel zwischen der mittleren Höhenänderung und der mittleren Oberflächenneigung, so erhält man eine Information über den Verlust von Eis im Permafrostkörper. Dieser Verlust kann mit einem Wert von ca. 10 cm/Jahr angegeben werden. Ähnliche Werte wurden bei LAMBIEL & DELALOYE, 2004 erhalten. Aus dieser Abschätzung kann man Aussagen über die Dauer der zukünftigen dynamischen Prozesse des Blockgletschers treffen. Wann wird dieser zu einem inaktiven oder zu einem fossilen Blockgletscher werden?

7.2 Bewegungsmechanismus

Im folgenden Kapitel werden die interne Deformation und das basale Gleiten als Bewegungsmechanismus betrachtet. In einem Modell werden Verformungsraten berechnet und den gemessenen Bewegungsraten gegenübergestellt. Im folgenden wird die Frage behandelt, ob sich die Dynamik des Reichenkar Blockgletschers mit einem Bewegungsmechanismus alleine oder einer Kombination aus mehreren Mechanismen beschreiben läßt.

7.2.1 Interne Deformation

Zunächst betrachten wir die interne Deformation, da wir ein Modell aufstellen wollen, das uns die Verformungsraten des Blockgletschers berechnet. Dazu berechnen wir zuerst die Größe der internen Deformation. Ausgehend vom Flußgesetz nach GLEN, 1955 (siehe Glg. 2.2) wird diese Beziehung für Blockgletscher erweitert.

Dazu wird die Gleichung 2.2 durch die Auflast τ_0 erweitert und läßt Scherkräfte nur im Eis wirken. Daher multipliziert man noch mit der Porosität ϕ, die den Eisanteil beschreibt. Zum Schluß ist dann nur mehr über die Schichtdicke des Eis-/Schuttkörpers zu integrieren, und man erhält:

$$v = \phi \cdot 2 \cdot A \int_0^{dh_{icedebris}} \left(\tau_0 + \frac{g \cdot d_{icedebris} \cdot y \cdot sin\,(\alpha)}{1000} \right)^n dy \tag{7.1}$$

$$\text{mit der Auflast} \qquad \tau_0 = \frac{g \cdot d_{bould} \cdot dh_{boulder} \cdot sin\,(\alpha)}{1000} \tag{7.2}$$

Die Parameter n und A wurden wie für Eis (als Newton'sche Flüssigkeit) mit n=3 und A variierend festgelegt. Da die Eistemperatur des Permafrostkörpers unbekannt ist, werden im folgenden mehrere Varianten mit unterschiedlichen Viskositätsparametern berechnet.

In der Formel 7.1 beschreiben d_{bould} und $d_{icedebris}$ die Dichte, g die Schwerebeschleunigung, α die Neigung, τ_0 die Auflast des Blockmantels und $dh_{icedebris}$ und $dh_{boulder}$ die Schichtdicken.

Zur Ermittlung der Neigung wurde durch einen Ausgleich durch die Punkte der Oberfläche, der Eisschuttoberkante und der Eisschuttunterkante die Neigungen berechnet und miteinander verglichen. Da zwischen allen drei Varianten nur eine minimale Abweichung von $\pm 1°$ vorlag, wurde die mittlere Oberflächenneigung von 11.17° für weitere Berechnungen gewählt.

Für unterschiedliche Werte des Viskositätsparameters A berechnet die Gleichung 7.1 die in Tabelle 16 dargestellten Verformungsraten in m/Jahr.

Das Modell zeigt eine starke Abhängigkeit zwischen der Verformungsrate und dem Viskositätsparameter. Dieser ist wiederum sehr stark von der Temperatur im Eiskörper abhängig (vor allem in der Tiefe des Scherhorizonts). Im folgenden werden die Auswirkungen der einzelnen Varianten erläutert.

Temp.	v_{Modell}	A $\frac{1}{s \cdot kPa^3}$	Bemerkung	$v_{beobachtet}$	Meßperiode
0 °C	1.65 m/J	5.6 E-15	Raymond 1980, Nye 1953; empirisch	2.7 m/J	2003-2004 GPS
0 °C	2.74 m/J	9.3 E-15	Budd & Jacka 1989; in situ	2.7 m/J	2003-2004 GPS
0 °C	2.00 m/J	6.8 E-15	mittlerer Wert	2.7 m/J	2003-2004 GPS
-0.02 °C	1.41 m/J	4.8 E-15	Glen 1955	2.7 m/J	2003-2004 GPS
-2 °C	0.71 m/J	2.4 E-15	aus Modell bestimmt	0.7 m/J	1954-1990 Luftb.

Tabelle 16: Übersicht über die aus dem Modell ermittelten Verformungsraten bei unterschiedlicher Temperatur und Viskositätsparameter.

A=9.3E-15: Der Parameter A stammt aus Labortests bei einer Eistemperatur von 0°C. Die beobachtete Bewegungsrate kann vollkommen durch die **interne Deformation** beschrieben werden. Da nun kein Gleiten vorausgesetzt wird und der Viskositätsparameter schon einen maximalen Betrag hat, kann die zukünftige Bewegungsrate des Blockgletschers nur mehr im Rahmen der Meßgenauigkeit dieser Arbeit zunehmen.

A=5.6E-15: Der Parameter A stammt aus Beobachtungen bei einer Eistemperatur von 0°C. Die beobachtete Bewegungsrate von 2.7 m/Jahr (in der Periode 2003-2004) kann durch interne Deformation nicht mehr alleine beschrieben werden. Hier stellt sich die Frage ob es einen signifikanten Unterschied zwischen den Beobachtungen und den Modellberechnungen gibt, oder ob diese innerhalb von Meßfehlern liegen. Um diese Frage zu beantworten wurde eine numerische Fehlerfortpflanzung für die interne Deformation berechnet. Dabei erhält man eine Standardabweichung von $\pm$0.47 m/Jahr für die Verformungsrate. Aus einem statistischen Test (bei einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95%) ergibt sich, daß ein signifikanter Unterschied vorliegt, und es daher nahe liegt, daß ein **zweiter Bewegungsmechanismus** (z.B.: basales Gleiten) zusätzlich wirkt.

A>4.8E-15: Der Parameter A hat Viskositätswerte, die für Eistemperaturen von -0.02°C und kälter gelten. Ein **zweiter Bewegungsmechanismus** wird gefordert.

7.2.2 Basales Gleiten

Als weiterer Bewegungsmechanismus bietet sich das basale Gleiten[1] an, welches hier einen Betrag zwischen 0.7 und 1.3 m/Jahr aufweisen könnte. Nun stellt sich die Frage, welches Material ein basales Gleiten ermöglicht, und die beschleunigenden Bewegungsraten erklärt. Die Georadar Messungen forderten einen Horizont mit sehr hoher Leitfähigkeit, wie Sand, Ton, Schluff oder Wasser. Da der Blockgletscher auf einer fluvio-glazialen Zwischenschicht liegt sind Ton, sowie Wasser (Blockgletscherquelle) ausreichend vorhanden. Interessant ist, daß das **Gleiten** hier **unabhängig von der jahreszeitlichen Schwankung des Abflusses** auftritt, da die Quelle im Winter versiegt.

Offenbar gibt es einen langzeitlichen Trend, der den Blockgletscher beschleunigt. Aus der saisonalen Unabhängigkeit ergibt sich, daß die Gleitschicht auch im Winter durchnäßt und ungefroren sein muß. Aufgrund des heftig abschmelzenden Kargletschers oberhalb des Blockgletschers könnte die Gleitschicht zusätzlich durchfeuchtet werden. Eine andere (oder zusätzliche) Möglichkeit ist, daß der Blockgletscher immer mehr auf die „rutschige“ fluvio-glaziale Ablagerung fließt und dadurch an Geschwindigkeit zunimmt.

[1] engl. basal sliding

8 Diskussion und Schlußfolgerung

8.1 Erkundung der internen Struktur

In den Georadarbildern (Profil 147 und 148) ist ein Reflektor (R1) deutlich zu erkennen. Dieser Reflektor wurde später (durch die Ergebnisse der Seismik) der Unterkante des Permafrostkörpers zugewiesen. Der höhere der beiden im Georadarbild (Profil 146) sichtbaren Horizonte (R2) könnte als Schutthalde (an der westlichen Seite des Blockgletschers) interpretiert werden. Der Blockgletscher dürfte in diesem Bereich eine ältere Schutthalde überfahren haben.

Aus der Genauigkeitsabschätzung ergab sich, daß die beiden Parameter des Georadars, die Delayzeit der Eisoberkante und die Dichte des Schutts im Permafrostkörper die maßgeblichen Größen bei der Ermittlung des Eisanteils sind. Diese Information ist nicht ganz überraschend, da der Permafrostkörper genau durch diese Größen am meisten beeinflußt wird. Die geometrische Abgrenzung erfolgt durch die Delayzeit del_{ice} (=Oberkante Permafrostkörper) und beiden Georadarparamtern v_{gpr} und t_{gpr} (=Unterkante Permafrostkörper). Über den Parameter d_{rock} wird letztendlich der Eisanteil im Eis-/Schuttkörper berechnet.

Aus diesem Grund sollte z.B. die mittlere Wellengeschwindigkeit der Radarwellen durch Multi-Offset Messungen bestimmt werden. Zusätzliche Georadaraufnahmen vor der Stirn des Blockgletschers könnten zu einer Genauigkeitssteigerung der Seismik in diesem Bereich führen, und Informationen zur Abschätzung der seismischen P-Wellen Geschwindigkeit der fluvio-glazialen Zwischenschicht liefern. Wie stark sind die Felsreflexionen vor der Stirn, bzw. sind dort welche zu beobachten?

Eine weitere Hilfe wären Genauigkeitsabschätzungen für andere Geometrien (z.B.: ohne Grundmoräne, mit gefrorener Grundmoräne, ..) und Genauigkeitsabschätzungen, die einen einfacheren Formelapparat verwenden (Näherungen).

Trotz der geophysikalischen und geologischen Untersuchungen bleiben weiterhin viele Fragen offen bzw. können deswegen erst konkret gestellt werden. Wie verändern sich der Eis-/Schuttkörper und seine physikalischen Parameter während eines Jahres? Wie ändern sich die seismischen Laufzeiten in mehreren Epochen (Monitoring). Wie verändern sich der Luft- und Wassergehalt und welchen Anteil haben sie im Eis-/Schuttkörper? Warum ist die P-Wellen Geschwindigkeit der am Eis refraktierten Welle relativ gering, und warum sind andererseits die Bewegungsraten recht hoch?

8.2 Dynamische Prozesse

HAEBERLI, 1985 schätzt, daß ungefähr 30% der horizontalen Oberflächenbewegung auf Gleiten oder Sedimentdeformation an der Permafrostbasis zurückzuführen sind. Diese Abschätzung würde für den untersuchten Blockgletscher ungefähr zutreffen. Eine Zunahme der Bewegungsraten wird beim Reichenkar Blockgletscher entweder durch das basale Gleiten und/oder der internen Deformation erreicht. Dabei könnten Abflußerhöhungen in wenigen Jahren eine Änderung des Gleitens ermöglichen. Denkbar ist daher ein Zusammenhang zwischen der MAAT und den zunehmenden Abflußmengen.

Eine andere Möglichkeit, die größer werdenden Bewegungsraten zu erklären, ist eine Erhöhung des Anteils an interner Deformation. Wenn sich z.B. der Eisanteil erhöht nimmt die Verformungsrate zu. Da dies nicht beobachtet wird, kann sich daher nur die Temperatur im Permafrostkörper erhöhen und so eine Änderung des Viskositätsparameters A verursachen. Andererseits verliert der Permafrostkörper immer mehr seines Eisanteils, wodurch sich die interne Deformation letztendlich verringert. Aus Bohrungen kann zum Beispiel eine Änderung der Temperatur von 0.13°C (in 30 m Tiefe) während einer Periode von 13 Jahren entnommen werden (siehe Abb. 3.3 auf Seite 24).

Der Reichenkar Blockgletscher wird in dieser Arbeit als temperierter Blockgletscher modelliert. Wie beschrieben, können ein langfristig stärkerer Abfluß und/oder ein anderer Untergrund (z.B. Moräne) das Gleiten beeinflussen. Natürlich muß es aber dann auch eine minimale Bewegungsrate von (hier) ca. 0.7-1.3 m/Jahr geben.

Sowohl das Gleiten als auch die interne Deformation können also in Zusammenhang mit der Klimaänderung als Ursache der größeren Bewegungsraten gebracht werden (HAEBERLI et al., 1997, 1999). Die Temperaturabhängigkeit des Gleitens und der internen Deformation sind noch nicht näher untersucht, daher müssen bei zukünftigen Modellen beide in Betracht gezogen werden.

Für eine **Zunahme der Bewegungsraten** gibt es also folgende Erklärungen:

- Erhöhung des basalen Gleitens
- Erhöhung der internen Deformation
- Erhöhung des Anteils an basalem Gleiten und interner Deformation

Für den Fall, daß das basale Gleiten durch erhöhten Wassergehalt an der Gleitschicht und die interne Deformation durch eine Erhöhung der Eistemperatur zunehmen, kann letztlich eine Verknüpfung zwischen der MAAT und der Zunahme der Bewegungsraten hergestellt werden. Eine andere Erklärung für diese Zunahme kann auch in einer Abkopplung des unteren Teils vom mittleren Teil des Blockgletschers liegen.

Eine Ausdehnung des Permafrostkörpers im mittleren Teil ist aufgrund der hohen Bewegungsraten (bis zu 6 m/Jahr!) und der steilen Topographie sehr wahrscheinlich. Dort könnten sich die entstehenden Spalten mit Blockwerk füllen und die auffallend unruhige Eisoberfläche bilden (siehe Abb. 5.30 und 5.31 auf Seite 70). Dies würde allerdings nur die beschleunigte Bewegung des Reichenkars erklären, nicht aber die (beinahe gleichzeitige) Zunahme der Bewegungsraten, die seit 1990 auch bei anderen Blockgletschern in den Alpen beobachtet wurden (ROER, 2005).

Eine Zunahme der internen Deformation durch eine gute Wärmeleitung (des kompakten Permafrostkörpers) wäre überraschend. Vorstellbar wäre allerdings ein relativ rascher Wärmetransport der durch Wasserkanäle im Eis-/Schuttkörper ausgebildet sein kann und der bis in die Tiefe der Scherzone wirkt. Die niedrige P-Wellen Geschwindigkeit der am Eis refraktierten Welle könnte ein Hinweis auf einen Wasserfilm zwischen den Blöcken und dem Eis sein (BARSCH, 1996; MUSIL, 2002; ARENSON & HOELZLE, 2002). Bei Temperaturen knapp unter 0°C ändert sich möglicherweise die Rheologie des Permafrostkörpers.

Denkbar ist auch eine langfristige Reaktion der Blockgletscher auf den Temperaturanstieg am Anfang des 20. Jahrhunderts. Eine Auswirkung dieses Anstiegs könnte sich durch die schlechte Wärmeleitung an der Permafrostbasis erst viele Jahre später ausgewirkt haben. Die rheologische Reaktion auf die Erwärmung würde dann zu einer Erhöhung der Verformungsraten bei der internen Deformation führen. Eine kurzfristige Reaktion auf die Erwärmung scheint auch möglich zu sein, da sich viele Blockgletscher nahezu gleichzeitig schneller bewegen, obwohl sie unterschiedliche interne Strukturen, Geometrien und Höhenlagen aufweisen (Gleiten?). Hier würde dann ein anderer Wärmeaustausch stattfinden (z.B. durch Wasserkanäle).

Aktuelle Untersuchungen von KÄÄB & REICHMUTH, 2005 zeigen beim Gruben und Suvretta Blockgletscher unterschiedliche Bewegungsmechanismen an der Blockgletscherstirn. Dabei ist anzunehmen, daß die interne Struktur des Blockgletschers, vor allem aber der Eisanteil (bzw. Wassergehalt) und dessen Temperatur ausschlaggebend sind. Zusätzlich dazu wird die Kenntnis über den Anteil an interner Deformation und basalem Gleiten notwendig sein!

9 Zusammenfassung

Im Rahmen des FWF-Projekts „Dynamik aktiver Blockgletscher“ (# P 15218) werden im Sommer 2004 geophysikalische Untersuchungen am Reichenkar Blockgletscher durchgeführt. Als Methoden kamen das Georadar, die Refraktionsseismik und die Gravimetrie zum Einsatz. Um die komplexe Struktur zu erkunden, ist es notwendig, die Ergebnisse der Verfahren miteinander zu verknüpfen. Für die gravimetrische Auswertung war zusätzlich der geologische Aufbau des Meßgebietes (bzw. der Einzugsbereich des Schutts) in das geophysikalische Modell mit einzubeziehen.
Für die dynamischen Erkenntnisse ist es unerläßlich, geophysikalische, geologische, geomorphologische und geodätische Informationen miteinander zu kombinieren. Dazu werden die Geometrie und der physikalischen Aufbau (interne Struktur), sowie Beobachtungen an der Oberfläche benötigt (z.B.: Bewegungsmessungen, Abflußmessungen, ..).

Der im Georadarbild 147 und 148 deutlich erkennbare Reflektor ist zunächst keiner Schichtgrenze zuzuordnen (R1, Abb. 5.5 und 5.6). Die beobachteten Reflexionen legen einen Übergang vom Permafrostkörper auf ein sandig, toniges, wassergesättigtes Substrat nahe. Für die Zeit/Tiefenumrechnung wurde ein Wert von 0.145 m/ns für die mittlere Wellengeschwindigkeit aus der Literatur ermittelt, da aus den Daten keine direkte Bestimmung möglich war.
Die Refraktionsseismik ergab zunächst ein 3-Schicht Modell mit folgenden P-Wellen Geschwindigkeiten: ein direkte Welle des Blockmantels mit 1250 m/s, eine vom Eis refraktierte Welle mit 3300 m/s und eine vom Fels refraktierte Welle mit 4100 m/s. Die Eis-Laufzeiten wurden entlang von 2D Profilen mit der Plus-Minus Methode, und die Fels-Laufzeiten über eine 3D Inversion ausgewertet. Vor der Auswertung der Fels-Laufzeiten war eine Reduktion der Eis-Laufzeiten notwendig. Die ermittelten Delayzeiten für den Fels, sowie der deutliche Reflektor im Radargramm führten zu einer Erweiterung des Modells auf 4 Schichten. Als zusätzliche Schicht wurde eine fluvio-glaziale Zwischenschicht (Geschwindigkeitsinversion!) mit einer P-Wellen Geschwindigkeit von $\sim$1600 m/s eingeführt.

Aus der Kombination der Ergebnisse von Seismik und Georadar ergibt sich somit folgender Schichtaufbau:

- Ein 3-12 m mächtiger Blockmantel, der in seiner Mächtigkeit stark variiert.
- Darunter ein im Mittel 24 m mächtiger Permafrostkörper.
- Eine nicht gefrorene fluvio-glaziale Zwischenschicht mit einer mittleren Schichtdicke von 6 m.
- Geklüfteter Gneis als Felsuntergrund.

Aus der nun bekannten Geometrie des Blockgletschers und den aus den seismischen Geschwindigkeiten berechneten Dichten (für den Blockmantel und die fluvio-glaziale Zwischenschicht) konnte ein gravimetrisches Modell erstellt werden. Dabei wurde nur mehr durch Variation der Dichte im Eis-/Schuttkörper die Abweichung zwischen dem Modell und den beobachteten Schweredaten minimiert. Aus der Dichte des Eis-/Schuttkörpers wurde der Eisanteil (über die Porosität) im Permafrostkörper bestimmt. Er variiert zwischen 40 und 70%, im Mittel beträgt sein Wert ca. 58% und die Dichte im Mittel 1.75 g/cm^3.

Entlang der Profile A und B können folgende Volumina angegeben werden (siehe Tabelle 13 auf Seite 75):

- Gesamtvolumen
- Volumen des Blockmantels
- Volumen des Eis-/Schuttkörper
- Eisvolumen im Permafrostkörper
- Schuttvolumen im Permafrostkörper

Die Genauigkeitsabschätzung zeigte, daß die geschätzte seismische Geschwindigkeit der fluvioglazialen Zwischenschicht wenig Einfluß auf das Eisvolumen hat. Einen großen Einfluß haben allerdings die Georadarparameter (v und t), die Eisdelayzeit und die Dichte des Gesteins im Eis-/Schuttmantel.

Aus den Bewegungsmessungen und den Abflußmessungen lassen sich keine kurzfristigen Einflüsse (etwa innerhalb eines Jahres) auf die Bewegungsrate des Blockgletschers ableiten. Er bewegte sich (in der Periode von 1998 bis 2003) im Mittel mit ca. 2.2 m/Jahr auf einer fluvioglazialen Ablagerung. In den letzten 6 Jahren wurde die Bewegung deutlich schneller. Derzeit (2005) kann für den Stirnbereich eine mittlere Geschwindigkeit von ca. 2.7 m/Jahr angegeben werden.

Im Meßbereich gibt es keine signifikanten Längsverformungen. Aus den schwach eintauchenden Bewegungsvektoren (bzw. Emergenzwinkeln) ergibt sich, daß es keinen Zuwachs im Permafrostkörper geben kann. Aus einem Modell der internen Deformation als Bewegungsmechanismus kann derzeit (2005) keine Aussage gemacht werden, ob basales Gleiten tatsächlich erforderlich ist. Aus den Berechnungen sprechen allerdings zwei von drei verwendeten Viskositätsparametern für einen weiteren Bewegungsmechanismus.

A Anhang A

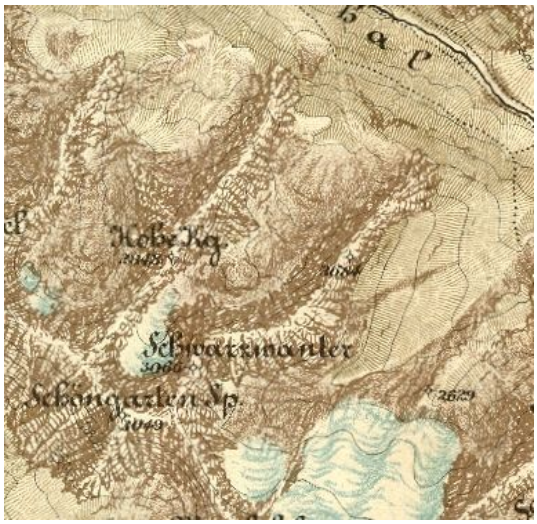

Abbildung A.1: Alpenvereinskarte aus dem Jahr 1877, Alpenverein, Sektion Innsbruck 2005

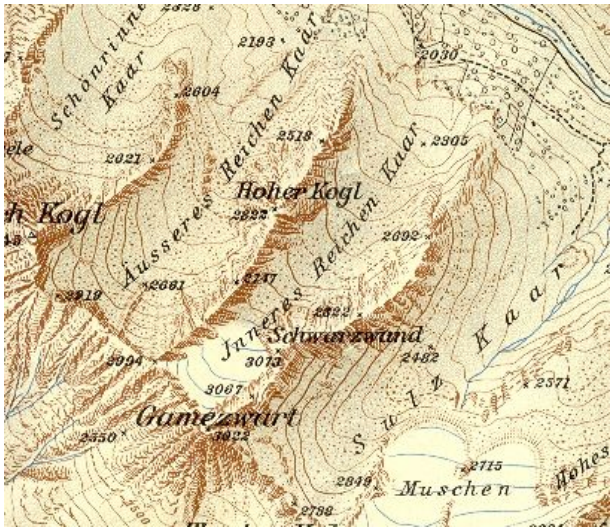

Abbildung A.2: Alpenvereinskarte aus dem Jahr 1896, Alpenverein, Sektion Innsbruck 2005

Abbildung A.3: Alpenvereinskarte aus dem Jahr 1937, Alpenverein, Sektion Innsbruck 2005

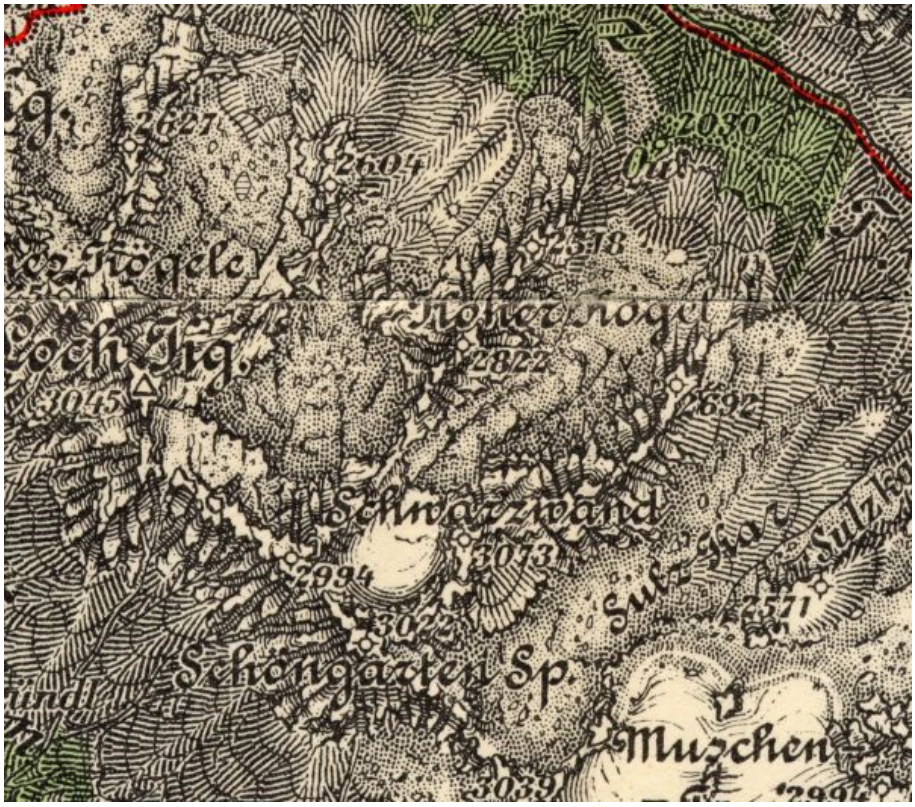

Abbildung A.4: Wanderkarte aus dem Jahr 1954, M 1:50000, Stand der Gletscher 1888, ©BEV

Abbildung A.5: Luftbild aus dem Jahr 1954, ©BEV - 2005, Vervielfältigung mit Genehmigung des BEV - Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, EB 2005/01325.

Abbildung A.6: Orthophoto aus dem Jahr 2003 (Sept.), mit Genehmigung vom Land Tirol / tiris.

$$V_core_eis := \left[\left(v_mittel\cdot\frac{t_gpr}{2}\right) - \left(eis_del\cdot\frac{v_boulder}{1000\cos\left(\operatorname{asin}\left(\frac{v_boulder}{v_eis}\right)\right)}\right)\right]\cdot F_Breite \;\bullet$$

$$\bullet\;\left[\left[2.67 - \frac{dgz_summe - \left[2\cdot\pi\cdot G_wert\cdot 1000\cdot 100000\cdot\left[\left[2.67 - [[1 - (-0.175\cdot\ln(v_boulder) + 1.56)]\cdot 2.670]\right]\cdot\left(eis_del\cdot\frac{v_boulder}{1000\cos\left(\operatorname{asin}\left(\frac{v_boulder}{v_eis}\right)\right)}\right)\right]\right] + }{2\cdot\pi\cdot G_}\right.\right.$$

$$\frac{\left[\left[\left[\left(v_mittel\cdot\frac{t_gpr}{2}\right) + \frac{v_till\cdot\left[(fels_del) - \frac{\left[\left(v_mittel\cdot\frac{t_gpr}{2}\right) - \left(eis_del\cdot\frac{v_boulder}{1000\cos\left(\operatorname{asin}\left(\frac{v_boulder}{v_eis}\right)\right)}\right)\right]\cdot 1000\cos\left(\operatorname{asin}\left(\frac{v_eis}{v_fels}\right)\right)}{v_eis}\right]}{1000\cdot\cos\left(\operatorname{asin}\left(\frac{v_till}{v_fels}\right)\right)}\right] - \left(v_mittel\cdot\frac{t_gpr}{2}\right)\right]\cdot[2.67 - [[1 - (-0.175\cdot\ln(v_till) + 1.56)]\cdot 2.670]]\right]\right]\right]}{wert\cdot 1000\cdot 100000\cdot\left[\left(v_mittel\cdot\frac{t_gpr}{2}\right) - \left(eis_del\cdot\frac{v_boulder}{1000\cos\left(\operatorname{asin}\left(\frac{v_boulder}{v_eis}\right)\right)}\right)\right]} - d_fels\right]$$

$$(d_eis0 - d_fels)$$

Abbildung A.7: Funktionaler Zusammenhang zwischen dem Eisvolumen und den beobachteten Größen.

B Lebenslauf

Persönliche Daten

Name:	Hausmann Helmut
Adresse:	1100 Wien, Hertha Firnbergstraße 11/2/16
E-mail:	e9725346@gmx.at
Datum/Ort der Geburt:	18.08.1977, Wien
Nationalität:	Österreich

Ausbildung

Volksschule (Piaristen), 1080 Wien	1984-1987
Realgymasium, 1080 Wien, Albertgasse 18-22	1987-1992
HBLA für Forstwirtschaft, 2540 Gainfarn	1992-1997
Studium der Geodäsie und Geoinformation (1. Studienabschnitt), TU-Wien	1997-2003
Studium der Geodäsie und Geophysik (2. Studienabschnitt), TU-Wien	seit 2003
Diplomand am Institut für Geodäsie und Geophysik	seit 09/2004

Berufliche Erfahrung

Praktikant bei der Forstverwaltung in Kl. Leopoldsdorf, ÖBF	05/95-07/95
Praktikant bei der Forstverwaltung in Kl. Leopoldsdorf, ÖBF	07/96
Praktikant beim Vermessungsbureau Vana, 4810 Gmunden	07/98-08/98
Hard-und Software Techniker bei Kreml & Co. GmbH.	01/2000-09/2001
Projektassistent am Institut für Geodäsie und Geophysik: Feldarbeit und Auswertung vom Reichenkar Blockgletscher (Seismik, GPR und Gravimetrie)	seit 07/2004

Fremdsprachen

Englisch, gute Kenntnise

EDV Kenntnise

Gute Programmierkenntnisse in Visual Basic, Basic, Turbo Pascal, HTML und Latex. Besondere Kenntnisse in Office- und Bildanwendungen (Freehand, Dreamweaver, Photoshop, Mathcad, Derrive), Besondere Kenntnises mit Windows Betriebssystemen (autom. Installation, Sicherheitseinstellungen), Grundlagen der Software ProMAX 2D, Oasis Montaj (+GMSYS), Matlab, Geosi.

Sonstige Kenntnise bzw. Bescheinigungen

Sprengausweis im Rahmen von 80 Stunden
Führerschein für PKW
Sonderpilotenschein für Paragleiter
Gute Naturkenntnisse (Bergsteigen, Forstwirtschaftsschule)

C Abbildungsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis

2.1 Böschungsblockgletscher am Prins Karls Forland, Svalbard, BARSCH, 1996. . . . 7
2.2 Oberflächenstruktur des Blockgletschers Cerro Negro, Las Bronces, BARSCH, 1996. . . . 7
2.3 Schematische Darstellung der Beziehung zwischen Gipfelhöhe, Schneegrenze und Permafrostuntergrenze (KERSCHNER, 1982.) . . . 9
2.4 Temperaturprofil und Aufbau der Auftauschicht, Permafrost Task Report, 2003. 10
2.5 Reduktion der effektiven Normalspannungen σ' auf den Permafrostspiegel infolge des Niederschlags. Links: trocken; rechts: mit Hangwasser, PERMOS 1. Jahresbericht 1999/2000. . . . 11
2.6 Schematische Darstellung der dynamischen Prozesse. . . . 13
2.7 Die mittlere Fließgeschwindigkeit der Steine in Linie 2 verglichen mit den Jahresmitteln der Lufttemperatur der Station Obergurgl von 1951 bis 1998, SCHNEIDER, 1999. . . . 13
2.8 Das Bild zeigt das Phänomen Thermokarst in einer Moräne beim Lac de Fully, Glaziologische Kommission der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften (GK/SANW). . . . 15
2.9 Schematische Darstellung eines Blockgletschers im aktiven, inaktiven und fossilen Stadium, IKEDA & MATSUOKA, 2002. . . . 15
3.1 Allgemeine Elektrodenanordnung bei der Vier-Punkte Methode. . . . 21
3.2 Horizontale Verschiebungsraten vom Pontresina-Schafberg Bohrloch 2/1990 (1993-1999), PERMOS 1.Jahresbericht 1999-2000. . . . 24
3.3 Entwicklung des Temperatur-Tiefen-Profil im Bohrloch 2/1987 am Murtèl-Corvatsch zwischen 1987 und 2000, PERMOS 1. Jahresbericht 1999/2000. . . . 24
3.4 Exposition der Blockgletscher in den Niederen Tauern (Gesamtzahl 487), UNTERSWEG, 1995. . . . 27
4.1 Der aktive Blockgletscher im Inneren Reichenkar, Juli 2004 . . . 29
4.2 Abstieg aus dem Inneren Reichenkar, Juli 2004. . . . 30
4.3 Die nordwestliche Flanke des Blockgletschers, Juli 2004. . . . 30
4.4 Aufschluß von massivem Gletschereis, das unter einer ca. 2 m mächtigen Schuttbedeckung freigelegt wurde. (ca. 100 m nördlich der Depression), KRAINER, 2000. . . . 31
4.5 Der Frontwall des Blockgletschers, Juli 2004. . . . 31

4.6 Orthophoto des Meßgebietes aus dem unteren Teil des Blockgletschers. Gut sichtbar sind die Fließstrukturen des aktiven Blockgletschers und der Abflußkanal der Blockgletscherquelle. Im oberen Teil des Bildes ist der fossile Blockgletscher zu sehen. Orthophoto aus dem Jahr 2003 (Sept.), mit Genehmigung vom Land Tirol / tiris. . . . 31
4.7 Luftbild aus dem Jahr 1990. Das gelb umrandete Gebiet kennzeichnet den Bereich der geophysikalischen Messungen, ©BEV - 2005, Vervielfältigung mit Genehmigung des BEV - Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, EB 2005/01325. . . . 32
4.8 Orthophoto aus dem Jahr 2003 (Sept.), mit Genehmigung vom Land Tirol / tiris. . . . 32
4.9 Geomorphologische Karte, KRAINER & MOSTLER, 2004. . . . 34
4.10 Temperaturverlauf an der Basis der winterlichen Schneedecke im Winter 1997/1998, KRAINER & MOSTLER, 2000. . . . 36
4.11 Temperaturverlauf in der Schuttlage des Blockgletschers im Bereich der Zunge in 40 und 90 cm Tiefe im Sommer 1997. Weiters sind die Temperatur (im Tagesmittel) und der Niederschlag der Station Obergurgl eingeblendet, KRAINER & MOSTLER, 2000. . . . 36
4.12 Das Abflußverhalten, gemessen unterhalb der Blockgletscherquelle, von den Jahren 1999, 2000, 2002, 2003 und 2004, KRAINER & MOSTLER, nicht publiziert. . . . 37
4.13 GPS Beobachtungen mit den Geräten von Leica und Ashtec. . . . 39
4.14 Veränderung der Lage des Punktes R52 während der Dauermessung im Jahr 2002. Die beiden auffälligen Anstiege im Diagramm sind auf Probleme in der Spannungsversorgung zurückzuführen, KRAINER & MOSTLER, 2003. . . . 40
4.15 Die horizontalen Verschiebungsvektoren der Meßpunkte zwischen 1998 und 2004. In Blau dargestellt sind die Höhenänderungen für diesen Zeitraum. Die Bewegungsvektoren sind für jede aufeinanderfolgende Periode in der Farbe Schwarz oder Braun abgebildet. Verwendet wurden die Daten von KRAINER & MOSTLER, 2003. . . . 41
5.1 Übersicht über die Lage und Richtung der drei GPR-Profile. . . . 43
5.2 Meßanordnung im Feld, KRAINER, 2004. . . . 43
5.3 Das Georadar Profil 147 läßt auch mit konstanter Verstärkung einen Reflektor bei 400 ns erkennen. . . . 44
5.4 Georadar Profil 146, mit Bandpassfilter. . . . 45
5.5 Georadar Profil 147, mit Bandpassfilter und Verstärkung der Amplituden. . . . 46
5.6 Georadar Profil 148, mit Bandpassfilter und AGC. . . . 46
5.7 Georadar Profil 147 mit Bezug auf die Topographie, AGC, Bandpassfilter. . . . 48
5.8 Schematische Darstellung des Reflektors im Längsprofil. Der im Georadarbild 147 und 148 deutlich erkennbare Reflektor ist zunächst nicht der Schichtgrenze zwischen Fels und Permafrostkörper zuzuordnen (R1, Abb. 5.5 und 5.6). Die beobachteten Reflexionen legen einen Übergang vom Permafrostkörper auf ein sandiges, toniges bzw. wassergesättigtes Substrat nahe (mit hoher relativen Dielektrizitätskonstante). . . . 48

5.9 Übersicht der Anordnung von Geophonen und Schüssen. . . . 49
5.10 Auslegung der zu detonierenden Sprengschnur, Juli 2004. . . . 49
5.11 Schuß 40 auf alle Geophone bei Sortierung nach absolutem Offset. Auffällig sind die kurzen Laufzeiten der Geophone die außerhalb des Blockgletschers liegen. Gut erkennbar sind die Ersteinsätze der P-Welle. . . . 51
5.12 Common Offset Stapelung von allen Wellen die durch den Blockgletscher gehen (im Wellenfeld). Dieselben Daten sind in Abb. 5.13 als *Stapelung* der gepickten Laufzeiten dargestellt. . . . 52
5.13 Interpretation der Laufzeiten für das seismische Modell. Die abgebildeten Wellentypen bzw. deren Laufzeiten entsprechen jenen aus der Tabelle 12. . . . 52
5.14 Modell der Refraktionsseismik zu Beginn der Auswertung (3-Schicht Fall). . . . 53
5.15 Sortierte Hin- und Rücklaufzeiten für die Refraktierte Welle vom Eis, Profil A. . . . 55
5.16 Sortierte Hin- und Rücklaufzeiten für die Refraktierte Welle vom Eis, Profil B. . . . 55
5.17 Delayzeiten für die Refraktierte vom Eis und vom Fels (oben), Profil A . . . 56
5.18 Delayzeiten für die Refraktierte vom Eis und vom Fels (oben), Profil B . . . 56
5.19 Startmodell für die Delayzeiten der 3D Inversion von der Fels-Refraktierten. . . . 57
5.20 Geschwindigkeiten für den Felsrefraktor nach der Inversion. . . . 59
5.21 Delayzeiten für den Felsrefraktor nach der Inversion. . . . 59
5.22 Das endgültige erweiterte seismische Modell (für vier Schichten). . . . 60
5.23 Basisstation A im Inneren Reichenkar (an der Spitze des Stockes). . . . 62
5.24 Übersicht der Meßstationen. . . . 62
5.25 Modellierung der Drift an den Basisstationen A und B des ersten Meßtages. Die Basisstationen A sind blau, die Basisstationen B gelb gefüllt. Der Wert Null auf der X-Achse entspricht dem Zeitpunkt 14:30. . . . 64
5.26 Abweichungen der Meßwerte nach der Driftkorrektur (für den ersten Meßtag). . . . 65
5.27 Ermittlung des Polynomgrades für den ersten Meßtag. . . . 65
5.28 Bouguer Anomalie mit regionalem Trend und Höhenschichten als Kontur. . . . 67
5.29 Lokale Bouguer Anomalie mit Höhenschichten als Kontur. Die gelb gefüllten Kreise geben die Lage der Stationen am Blockgletscher an. Die blau gefüllten Quadrate sind die Stationen außerhalb des Blockgletschers, die zur Ermittlung des regionalen Trends verwendet wurden. . . . 69
5.30 Dichtemodell am Profil B mit den ermittelten Horizonten aus dem Georadar und der Seismik. . . . 70
5.31 Dichtemodell am Profil A mit den aus der Seismik und dem Georadar bestimmten Horizonten. . . . 70

5.32 Schematische Darstellung der noch unbekannten Parameter, bzw. der schon erhaltenen Parameter nach Auswertung jeder Meßmethode. Bei dem letzten Modell ist zu berücksichtigen, daß durch die Gravimetrie nur die Gesamtdichten von Eis und Schutt ermittelt wurden. Daher ist auch eine andere Verteilung von Blöcken und Eis im Permafrostkörper möglich, und nicht nur eine homogene Verteilung, wie sie hier dargestellt ist. 73
5.33 Darstellung des Eisanteils im Permafrostkörper im Profil B (146). 74
5.34 Darstellung des Eisanteils im Permafrostkörper im Profil A (147). 74
6.1 Einfluß der beobachteten Größen (X-Achse) auf die Änderung des Eisvolumens (Y-Achse). Die Standardabweichung für das Gestein wurde mit $\sigma_{d_{rock}}$=0.15 g/cm^3 gewählt. 78
7.1 Die akkumulierten Bewegungsvektoren zwischen 1998 und 2004. 80
7.2 Darstellung der Verschiebungen im Querprofil (A) von 1998-2004. Die Vektoren sind für jede zweite Beobachtung in einer anderen Farbe und in ihrer Länge doppelt solange dargestellt. 81
7.3 Darstellung der Längsverformung über den akkumulierten Verschiebungen und dem lateralen Offset. Die strichlierte Linie ist über k=-0.00216 und d=13.34424 definiert. 82
A.1 Alpenvereinskarte aus dem Jahr 1877, Alpenverein, Sektion Innsbruck 2005 . . 91
A.2 Alpenvereinskarte aus dem Jahr 1896, Alpenverein, Sektion Innsbruck 2005 . . 91
A.3 Alpenvereinskarte aus dem Jahr 1937, Alpenverein, Sektion Innsbruck 2005 . . 92
A.4 Wanderkarte aus dem Jahr 1954, M 1:50000, Stand der Gletscher 1888, ©BEV 92
A.5 Luftbild aus dem Jahr 1954, ©BEV - 2005, Vervielfältigung mit Genehmigung des BEV - Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, EB 2005/01325. 93
A.6 Orthophoto aus dem Jahr 2003 (Sept.), mit Genehmigung vom Land Tirol / tiris. 94
A.7 Funktionaler Zusammenhang zwischen dem Eisvolumen und den beobachteten Größen. 95

D Tabellenverzeichnis

Tabellenverzeichnis

1 Interpretation der Tomographie Auswertung des Muragl Blockgletschers, nach MUSIL, 2002. . . . 16
2 Typische mittlere Wellengeschwindigkeiten eines aktiven Blockgletschers. . . . 17
3 Modellparameter der Gravimetrie des Murtèl-Corvatsch Blockgletscher, Vonder MÜHLL & KLINGELE, 1994. . . . 17
4 Seismische Geschwindigkeiten des Dösener Blockgletschers (Stirn in 2380 m Höhe über der Adria), SCHMÖLLER & FRUHWIRTH, 1996. . . . 18
5 Seismische Geschwindigkeiten des Blockgletschers im Ralftal (NW Ganot), westl. Schobergruppe, BUCHENAUER, 1990 (Stirn liegt in 2520 m). . . . 19
6 P-Wellen Geschwindigkeit für den Blockmantel und den Permafrostkörper aktiver Blockgletscher. Die Impulsarten (Imp.) werden mit H für Hammerschlag, SS für Sprengstoff und DS für detonierende Sprengschnur abgekürzt, erweiterte Tabelle von BARSCH, 1996. . . . 20
7 Typische Seismische Geschwindigkeiten und ihre Zuordnung zu den einzelnen Schichten eines Blockgletschers, erweiterte Tabelle von BARSCH, 1996. . . . 21
8 Typische spez. Widerstände für die Geoelektrik, Erweiterte Tabelle von BARSCH, 1996. . . . 22
9 Übersicht über die horizontalen Oberflächengeschwindigkeiten pro Jahr am äußeren Hochebenkar, KAUFMANN, 1996. . . . 26
10 Übersicht über die horizontalen Oberflächengeschwindigkeiten pro Jahr am Dösener Blockgletscher zwischen 1954 und 1993, PATKA & HEILAND, 1996. . . . 26
11 BTS-Messungen der Tiefstwerte zwischen 1997 und 2000, KRAINER & MOSTLER, 2000. . . . 38
12 Angaben zu den verwendeten Wellentypen und den aus ihnen abgeleiteten Größen; BG=Blockgletscher, A=außerhalb des Blockgletschers, dir.=direkte, refr.=refraktierte. . . . 53
13 Übersicht über die ermittelten Volumina entlang der Profile A und B bei einer Profilbreite von 1 m. . . . 75
14 Übersicht der ermittelten Beobachtungen und der unbekannten Parameter des geophysikalischen Modells. Die unter den Beobachtungen stehenden Abkürzungen beschreiben die Methode der Datenerhebung. Die Buchstaben bedeuten dabei: GPR=Georadar, G=Gravimetrie, S=Seismik, $\star$ =aus anderen Beobachtungen geschätzt. . . . 77
15 Genauigkeitsangaben zu den berechneten und den beobachteten Größen. . . . 78
16 Übersicht über die aus dem Modell ermittelten Verformungsraten bei unterschiedlicher Temperatur und Viskositätsparameter. . . . 84

Literatur

[1] ACKERT R. P., *A rock glacier/debris-covered glacier system at Galena Creek*, Absaroka Mountains, Wyoming: Geografiska Annaler, v. 80A, p. 267-276, 1998

[2] ARENSON L., SPRINGMAN S., *Slope stability and related problems of Alpine permafrost.*, Proceedings of the International Workshop on Permafrost Engineering. Longyearbyen, Svalbard, 2000

[3] ARENSON L., HOELZLE M., *Borehole Deformation Measurements and Internal Structure of Some Rock Glaciers in Switzerland*, Permafrost and Periglacial Processes, Volume 13, Issue 2 p117-135, 2002

[4] AKI K., RICHARDS P.G., *Quantitative Seismology - Theory and Methods*, Libary of Congress Cataloging in Publication Data, Volume 2, Inverse Problems in Seismology, p 675-711, 1980

[5] ARIC K., BRÜCKL E., *Ergebnisse der seismischen Eisdickenmessungen im Gebiet der Stubaier Alpen (Daunkogelferner), der Venedigergruppe (Schlatenkees und Untersulzbachkees) und der Silvrettagruppe (Vermunt-Gletscher)*, 1987

[6] BARSCH D., *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*, Springer Series in Physical Environment, 1996

[7] BARSCH D., *Rock glaciers and ice-cored moraines*, Geogr. Ann. 53A, 203-206, 1971

[8] BARSCH D., *Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen*, Zeitschr. Gletscherk. u. Glazialgeol. 9, 143-167, 1973

[9] BARSCH D., *Permafrost Creep and Rockglaciers*, Permafrost and Periglacial Processes 3, 175-188, 1992

[10] BARSCH D., HELL G., *Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Murtél I, Oberengadin, Schweizer Alpen*, Zeitschr. Gletscherk. u. Glazialgeol. 11, 111-142, 1975

[11] BAUER A., KELLERER-PIRKLBAUER A., AVIAN M., KAUFMANN V. *Five years of monitoring the front slope of the highly active Hinteres Langtalkar rock glacier using terrestrial laser scanning: A case study in the Central Alps, Austria.*, 2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, 2005

[12] BEHM M., *Erstellung eines 3D-Modells der Ostalpen mit refraktionsseismischen Daten*, Diplomarbeit, TU-Wien, Auswertung und Modellierung, 2002

[13] BERGER J., KRAINER K., MOSTLER W., *Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria)*, Quaternary Research 62: 233-242, 2004

[14] BERTHLING I., ETZELMÜLLER B., EIKEN T. and SOLLID J.L., *The Rock Glaciers on Prins Karls Forland: Corrections of Surface Displacement Rates*, Permafrost and Periglacial Processes 14, 291-293, 2003

[15] BERTHLING I., ETZELMÜLLER B., *Rock Glaciers on Prins Karls Forland. II: GPR Soundings and the Development of Internal Structures*, Permafrost and Periglacial Processes, Volume 11, Issue 4, p 357-369, 2000

[16] BESCHEL R.E., *Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen*, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 1, 152-61, 1950

[17] BIRKELAND P.W., *Soils and geomorphology (2nd edition)*, New York, Oxford University Press, 430 p, 1999

[18] BROTTKA K., *Entwicklung numerischer Modellierungs- und Inversionsalgorithmen für die Gravimetrie*, Freiberg, 2003

[19] BUCHENAUER H. W., *Gletscher- und Blockgletschergeschichte der westlichen Schobergruppe (Osttirol)*, Marburger Geogr. Schr., 117, 276 S., 30 Abb., 45 Tab., 16 Beil., Marburg., 1990

[20] CLARK D.H., STEIG E.J., et al. *Old ice in rock glaciers may provide long-term climate records.*, Eos, Transactions, American Geophysical Union 77, 217, 221-222, 1996

[21] CLARK D.H., CLARK M.M., et al. *Debris-Covered Glaciers in the Sierra Nevada, California, and Their Implications for Snowline Reconstructions.*, Quaternary Research 41, 139-153, 1994

[22] CLARK D.H., STEIG E.J., et al. *Genetic variability of rock glaciers.*, Geografiska Annaler 80 A(3-4), 175-182, 1998

[23] CHESI G., GEISSLER S., KRAINER K., MOSTLER W., WEINOLD T. *5 Jahre Bewegungsmessungen am aktiven Blockgletscher Inneres Reichenkar (westlichen Stubaier Alpen) mit der GPS-Methode*, XII. Int. Geodätische Woche Obergurgl, 201-205, 2003

[24] CHENG G., *The mechanism of repeated-segregation for the formation of thick layered ground ice.*, Cold Regions Science and Technology, Vol. 8, p 57-66, 1983

[25] CORTE A.E., *Rock glaciers*, Biuletyn Peryglacjalny, no. 26, p 174-197, 1976

[26] CORTE A.E., *Central Andes rock glaciers: applied aspects.*, In Giardino, J. R., Shroder, J. F. and Vitek, J. D. (eds), (Rock glaciers), Boston, Allen and Unwin, 289-302, 1987

[27] DEGENHARDT J.J., GIARDINO, J.R., JUNCK, M.B. *GPR survey of a lobate rock glacier in Yankee Boy Basin, Colorado, USA*, Ground Penetrating Radar in Sediments, Geological Society London, Spec. Publ. 211, 167-179, 2003

[28] DEGRO T., *Zur Interpretation gravimetrischer und magnetischer Feldgrößen mit Hilfe von Übertragungsfunktionen.*, Dissertation, TU Clausthal, 1986

[29] DORNBUSCH U., GIARDINO, J.R., JUNCK, M.B. *Beispiele spätglazialer und rezenter Gletscherstände, Gletschertypen, Schneegrenzen und Gletscherablagerungen in der Silvretta- und Verwallgruppe, erarbeitet über Gelände-, Luft- und Kartenanalyse*, Wissenschaftl. Hausarbeit, 2003

[30] EVIN M., ASSIER, A., *Glacier et glaciers rochex dans le Haut-Vallon du Loup (Haute-Ubaye, Alpes du Sud, France)*, Zeitschrift Gletscherkd. Glazialgeol. 19, 27-41, 1983

[31] FIGL T., *Die Quartärgeologie des hinteren Sulztales in den westlichen Stubaier Alpen (Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Blockgletscher*, Innsbruck, Univ, Diplomarbeit, 2004

[32] FINSTERWALDER S., *Begleitworte zur Karte des Gepatschferners*, Zeitschrift für Gletscherkunde, Band 16, S. 20-41, 1928

[33] FRANK W., HÖCK V., MILLER C., *Metamorphic and tectonic history of the central Tauern Window.*, In: FLÜGEL, H.W., FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps, 34-54. - Deuticke, Wien., 1987

[34] FRISCHLING R. F., *Die Bestimmung der Eisdicke des Wurtenkees mit Georadar und Gravimetrie*, Diplomarbeit, TU-Wien, 2003

[35] GARDNER J. S., BAJEWSKY I. *Hilda rock glacier stream discharge and sediment load characteristics, Sunwapta pass area, Canadian Rocky Mountains*, in Giardino, Shroder, Vitek (Rock glaciers), p 161-175, Boston, 1987

[36] GÖDEL S., *Geohydrologie der Blockgletscher im Hochreichhart-Gebiet (Sekauer Tauern, Steiermark)*, Unpubl. Diplomarbeit, Univ. Wien, 1993

[37] GÖTZE H-J., *Application of three - dimensional interactive modeling in gravity and magnetics*, Geophysics, Vol. 53, p 1096-1108, 1988

[38] HAEBERLI W., PATZELT G., *Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Ötztaler Alpen*, Z. Gletscherkd. Glazialgeol., Bd. 18, H. 2, S. 127-150, Innsbruck, 1982

[39] HAGEDORN J. G., *The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections*, Geophys. Prosp., Vol. 7, S. 179-181, 1959

[40] HEILAND R. *Blockgletscher Monitoring - Neubestimmung des Kontrollnetzes am Dösner Blockgletscher*, diploma thesis, Austrian National Libary, Graz, 1996

[41] HOINKES G., THÖNI, M. *Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units.*, In: Premesozoic geology in the Alps (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 485-494, Springer, Berlin, 1993

[42] HÖLLERMANN P. *Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe. Studien aus europäischen und nordamerikansichen Hochgebirgen.*, Bonner Geographische Abhandlung, Heft 67, 1983

[43] ISAKSEN K., STRAND R, *Composition, Flow and Development of Two Tongue-Shaped Rock Glaciers in the Permafrost of Svalbard*, Permafrost and Periglacial Processes, Volume 11, Issue 3, p 241-257, 2000

[44] JOHNSON J.P., NICKLING W.G., *Englacial temperature and deformation of a rock glacier in the Kluane Range, Yukon Territory, Canada*, Canadian Journal of Earth Sciences, 16, 2275-2283, 1979

[45] JOL H.M., BRISTOW C.S., *GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide*, Ground Penetrating Radar in Sediments, Geological Society London, Spec. Publ. 211, 9-27, 2003

[46] JUEN I., *Blockgletscheranalysen im hintersten Ultental*, Diplomarbeit, 1999

[47] KÄÄB A., REICHMUTH T., *Advance Mechanisms of Rock Glaciers*, Permafrost and Periglac. Process. 16, 187-193, 2005

[48] KÄÄB A., WEBER M., *Development of Transverse Ridges on Rock Glaciers: Field Measurements and Laboratory Experiments*, Permafrost and Periglac. Process. 15, 379-391, 2004

[49] KAUFMANN V., *Geomorphometric monitoring of active rock glaciers in the austrian alps*, 4th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography, Karlstad, 1996

[50] KAUFMANN V., LADSTÄDTER R., *Quantitativ analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: Two case studies in the Austrian Alps*, Poster, IPA, 2003

[51] KAUFMANN V., LADSTÄDTER R., KIENAST G., LIEB G.K. *Documentation of the creep process of Weissenkar rock glacier (Central Alps, Austria)*, Poster, 2nd European Conference on Permafrost, 2005

[52] KEARY P., BROOKS M., HILL I. *An Indroduction to Geophysical Exploration*, Third Edition, Blackwell Science, Oxford, 2002

[53] KELLER F. *Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost*, Mitteilungen der VAW/ETH Zürich 127, 1994

[54] KERSCHNER H., BERKTOLD E. *Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, nördliche Stubaier Alpen, Tirol.*, Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie 17, 125-134, 1982

[55] KING L., *Permafrostuntersuchungen in Tarfala (Schwedisch-Lappland) mit Hilfe der Hammerschlagseismik*, Zeitschr. Gletscherk. u. Glazialgeol. 12, 187-204, Innsbruck, 1976

[56] KING L., *Qualitative und quantitative Erfassung von Permafrost in Tarfala (Schwedisch-Lappland) und Jotunheimen (Norwegen) mit Hilfe geoelektrischer Sondierungen*, In: Barsch, D. (Hrsg.), Experimente und Messungen in der Geomorphologie, Z. Geomorphol. Suppl. 43, 139-160, 1982

[57] KING L., FISCH W., HAEBERLI W., WAECHTER H.P., *Comparison of resistivity and radio-echo soundings on rockglacier permafrost*, Zeitschr. Gletscherk. u. Glazialgeol. 23, 77-97, 1987

[58] KOCH K.R., *Parameterschätzung und Hypothesentests in linearen Modellen*, Dümmler, Bonn, 1980

[59] KRAINER K., MOSTLER W., *Aktive Blockgletscher als Transportsysteme für Schuttmassen im Hochgebirge: Der Reichenkar Blockgletscher in den westlichen Stubaier Alpen*, Geoforum Umhausen-Band 1, p 28-43, Innsbruck, 2000

[60] KRAINER K., MOSTLER W., *Reichenkar rock glacier: a glacier derived debris-ice system in the Western Stubai Alps, Austria*, Permafrost and Periglacial Processes 11, 267-275, 2000a

[61] KRAINER K., MOSTLER W., SPAN, N. *A glacier-derived, ice-cored rock glacier in the western Stubai Alps (Austria): Evidence from ice exposures and ground penetrating radar investigation*, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 38(1), 21-34, 2002

[62] KRAINER K., MOSTLER W., BERGER J., *Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria)*, Elsevier, 2003

[63] KRAINER K., MOSTLER W., *Hydrology of active rock glaciers; Examples from the Austrian Alps* Arctic, Antarctic, and Alpine Research 34(2), 142-149, 2002

[64] KRAINER K., MOSTLER W., *Der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar, Gößnitztal (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern, Österreich)* Wiss. Mitt. Nationalpark Hohe Tauern 6, 139-168, 2001

[65] KRAINER K., MOSTLER W., *Blockgletscher - Gefrorener Schutt im Hochgebirge* Schwaben Alpin 3/2003 (Zeitschrift der Sektion Schwaben des DAV), 19-20, Stuttgart, 2003

[66] KRAINER K., *Blockgletscher als Wasserspeicher und Transportmedium für Verwitterungsschutt* 1. Österr. Sedimentologen-Workshop, Seewalchen, p. 6 (Abstract), 1996

[67] KRAUS K., *Photogrammetrie*, Grundlagen und Standardverfahren, Band 1, 1997

[68] LADSTÄDTER R., KAUFMANN V., *Studying the movement of the Outer Hochebenakr rock glacier: Aerial vs. ground-based photogrammetric methods*, 2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, 2005

[69] LAMBIEL C., DELALOYE R., *Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps*, Permafrost and Periglacial Processes 15, S.229-241, 2004

[70] LAMBIEL C., Baron R., Monnet R., *Measuring rock glacier surface velocities with real time kinematics GPS (Mont Gelé area, western Swiss Alps)*, In: Haeberli, W. & D. Brandová, Abstracts of the 8th International Conference on Permafrost, S.89-90., 2003

[71] LIEB K, *Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich*, Institut für Geographie der Karl-Franzens Universität, Graz, 1996

[72] LOKE M. H., *Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys*, 2001

[73] KUHN M., SPAN N., FISCHER A., MASSIMO M., BUTSCHEK M., *Radarmessungen der Eisdicke österreichischer Gletscher*, Innsbruck, 2005

[74] MASSIMO Ines, *Aktive Blockgletscher im hinteren Gößnitztal*, diploma thesis, Austrian National Libary, Innsbruck, 2001

[75] MIKHAIL E.M., *Observations and least squares*, Dun-Donnelley, New York, 1976

[76] MÜLLER H., *Dichtemodell der Sackungsmasse Gradenbach*, Diplomarbeit, TU-Wien, 2005

[77] MUSIL M., *Inverting seismic and georadar data with applications to the Muragl rock glacier*, PhD, Institute for Geophysics, Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, No. 14581, 191, 2002

[78] MUSIL M., MAURER HR., HORSTMEYER H., NITSCHE FO., Vonder MÜHLL D.,*High-resolution seismic measurements on an Alpine rock glacier*, In Expanded Abstracts, 5th Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society, European Section, Budapest, Hungary, 1999

[79] NORIKAZU M., ATSUSHI I., TAKESHI D., *Morphometric Analysis of Solifluction Lobes and Rock Glaciers in the Swiss Alps*, Permafrost and Periglac. Process. 16, 99-113, 2005

[80] PATKA G., *Blockgletscher Monitoring im Dösner Tal*, diploma thesis, Austrian National Libary, Graz, 1997

[81] PACHMAJER M., *Verbreitung und Genese von Blockgletschern*, Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt am Main, 1996

[82] PATERSON W.S.B., *The Physics of Glacier*, 2nd Edition, 1980

[83] PELZER H., *Geodätische Netze in Landes- und Ingenieurvermessung 2*, Theoretische Grundlagen, p 3-90, 1985

[84] PICCOLRUAZ C., *Zur Quartärgeologie des Kaunergrates im Bereich östlich des Gepatsch-Stausees in den westlichen Ötztaler Alpen (Tirol); unter besonderer Berücksichtigung der Blockgletscher*, Innsbruck, Univ, Diplomarbeit, 2004

[85] POTTER N., *Ice-Cored Rock Glacier*, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. Geological Society of America Bulletin 83, 3025-3058, 1972

[86] REISSMANN G., *Die Ausgleichungsrechnung*, Grundlagen und Anwendung in der Geodäsie, 5. Auflage, VEB Verlag für Bauwesen, Berlin, 1976

[87] RENNERT R., *Geoökologische Untersuchungen zur Bodengefrornis an der Untergrenze des alpinen Permafrostes unter Einsatz von Hammerschlagseismik, Geoelektrik und Bodentemperaturmessungen*, Bayreuth, Universität, Dissertation 1991

[88] ROBERTSSON J.O.A., *A numerical free-surface condition for elastic/viscoelastic finite-difference modeling in the presence of topography*, Geophysics, 61, 1921-1934, 1996

[89] ROER I., *Rockglacier kinematics in a high mountain system*, Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Dissertation, 2005

[90] SCHMÖLLER R., FRUHWIRTH R., *Komplexgeophysikalische Untersuchungen auf dem Dösener Blockgletscher (Hohe Tauern, Österreich)*, Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich, Graz, Band 33, 1996

[91] SCHNEIDER B., *Die Bewegungsmessungen am Blockgletscher im äußeren Hochebenenkar*, diploma thesis, Austrian National Libary, Innsbruck, 1999

[92] SCHÖN J.H., *Physical Properties of rocks*, Handbook of geophysical exploration volume 18, 1996

[93] SHRODER J. F., BISHOP M. P., et al., *Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan.*, Geografiska Annaler 82A(1), 17-31, 2000

[94] STÖTTER J., *Veränderungen der Kryosphäre in Vergangenheit und Zukunft sowie Folgeerscheinungen - Untersuchungen in ausgewählten Hochgebirgsräumen im Vinschgau (Südtirol)*, Habilitationsschrift an der Fakultät für Geowissenschaften der LMU München, 1994

[95] TALWANI M., WORZEL JL., LANDISMAN M., *Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone*, Journal of Geophysical Research, 64, 49-61, 1959

[96] TORGE W., *Gravimetry*, Theory of the Gravity Field, Walter de Gryter, 1989

[97] UNTERSWEG T., *Die Quellen der Blockgletscher in den Niederen Tauern*, Graz, Amt d. Steiermärkischen Landesregierung, Landesbaudirektion, 1995

[98] Vonder MÜHLL D., KLINGELE E., *Gravimetrical investigation of ice rich permafrost within the rock glacier Murtèl-Corvatsch*, Permafrost and Periglacial Processes, 5(1), 13-24, 1994

[99] Vonder MÜHLL D., SCHMID W., *Geophysical and photogrammetrical investigations of rock glacier Muragl I*, Engadin, Swiss Alps. Sixth International Conference on Permafrost, Beijing, Proceedings, 1, 654-659, 1993

[100] Vonder MÜHLL D., STUCKI T., HAEBERLI W., *Borehole-temperature in alpine permafrost: a ten year serie*, 7th International Confernce on Permafrost (Yellowknife, 23-27 June 1998) Collection Nordicana 57, 1089-1095, Université Laval, Quebec, 1998

[101] Vonder MÜHLL D., *Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins*, Mitt. Versuchsanst. Wasserbau, Hydrol., Glaziol. ETH Zürich 122, 1993

[102] Vonder MÜHLL D., *Evidence of intrapermafrost groundwater flow beneath an active rock glacier in the Swiss Alps*, Permafrost and Periglacial Processes. 3 (2). 169-173, 1992

[103] Vonder MÜHLL D., HOLUB P. *Borehole Logging in Alpine Permafrost, Upper Engadin, Swiss Alps.*, Permafrost and Periglacial Processes 3, 125-132, 1992

[104] WAHRHAFTIG C., COX A. *Rock glaciers in the Alaska Range.*, Geological Society of America Bulletin 70, 383-436, 1959

[105] WASHBURN A.L., *Geocryology: a Survey of Periglacial Processes and Environments.*, Edward Arnold, London, 1979

[106] WEIHNACHT B., *Georadaranwendung im Permafrost zur Charakterisierung der Auftauschicht*, Diplomarbeit, 2000

[107] WHALLEY W.B., MARTIN H.E. *Rock glaciers:II models and mechanisms.*, Progress in Physical Geography 16(2), 127-186, 1992

[108] WHALLEY W.B., PALMER C.F. *A glacial interpretation for the origin and formation of the Marinet Rock Glacier, Alpes Maritimes, France.*, Geografiska Annaler 80(3-4), 221-236, 1998

[109] WORSCHE G., *Bewegungsmessungen am Dösener Blockgletscher 1999*, Graz, Techn. Univ., Diplomarbeit, 2000

Index

3-Schichten Modell, 51
4-Schichten Modell, 60

Abflußverhalten, 38
Akima Splines, 68
Aktive Schicht, 10
Amphibolit, 30
Ausgleich, 64
Auswertestrategie, 42

basale Gleiten, 14, 85, 87
Basisstation, 62
Bewegungsraten, 39, 40, 80
Bjerhammer, 57
Blockgletscher
  Ölgrube, 4, 20, 25
  Val Sassa, 24
  Außenbergler Joch, 26
  Bergler Joch, 26
  Birkafjellet, 17
  Breitenlehner Jöchl, 25
  Cerro Negro, 7
  Dösener, 4, 16–18, 20, 23
  Definition, 6
  Dos Lenguas, 20
  Dugla, 20
  El Paso, 20
  El Salto, 22
  Forlandet, 17
  Gößnitztal, hinteres, 12
  Galena Creek, 20
  Geschichte, 7
  Gruben, 20, 22, 23, 26, 88
  Hiorthfjellet, 17, 22
  Hochebenkar, äußeres, 13, 20, 25, 26
  Kaiserbergtal, 4, 20
  Langtalkar, hinteres, 4, 25
  Lingten, 20
  Macun, 26
  Macun 1, 19
  Madleinkopf, 26
  Morenas Coloradas, 22
  Muragl, 16, 17, 20, 22
  Murtèl 1, 17, 22–24, 26
  Murtèl-Corvatsch, 7, 17, 20, 24
  Nuptse, 20
  Prins Karls Forland, 7, 17
  Ralftal, 19, 20
  Reichenkar, inneres, 5, 17, 20
  RG2, Yukon, 24
  Schafberg, 24
  Surrogate/Yankee Boy, 17
  Suvretta, 22, 88
  Val Sassa, 26
  Weissenkar, 25
Blockgletscherquelle, 38
Blockmantel, 51, 81
Bohrlochmessung, 23
Bouguer Anomalie, 67
BTS-Messungen, 37

Common Offset Stack, 50, 54

Damped Least Squares, 57
Delayzeit, 57, 58
Delayzeitinversion, 53, 54
Delayzeitzerlegung, 53
Dendrogeomorphologie, 28
Dichtemodell, 70
Dichtezuordnung, 68
Dielektrizitätskonstante, 16, 46, 75
Diffraktionshyperbeln, 45
direkte Welle, 51

Eigenwerte, 57
Eigenwertverhältnis, 58
Eisanteil, 74
Eisoberkante, 51, 55
Eisvolumens, 75
Eklogit, 30
elektrische Leitfähigkeit, 39
Exposition, 27

Fehlerfortpflanzung, 77
  numerisch, 84
Fehlerfortpflanzungsgesetz, 77
Fehlerrechnung, 79
Felsoberkante, 51
Felsuntergrund, 53
Flechten, 28
fluvio-glaziale Ablagerungen, 60

Full-Waveform Algorithmus, 19

Genauigkeitsabschätzung, 79
Geoelektrik, 21
Geologie, 33
Geophon, 49
Georadar, 5
Gleiten, 85
Gleitschicht, 85
GPS, 39
Gravimeter, 62
Gravimetrie, 5, 17
Grundwasserfluß, 26

horizontale Langsamkeit, 56
horizontale Verschiebungen, 80
Hydrologie, 38

Indikator, 4
Interceptzeit, 53
interne Deformation, 14, 83, 87
Inversion der Delayzeiten, 57
Iteration, 58

Kargletscher, 29, 33
Klimaänderung, 87
Klimaveränderung, 4, 14, 74
Kombination der Meßergebnisse, 72
Konzept der Auswertung, 42
Korngrößenverteilung, 10
Korrelationskoeffizient, 79
Kovarianzfunktion, 58
Kovarianzmatrix, 79

Längsverformung, 25, 82
Laufzeiten
    Fels, 71
Lichenometrie, 28
Loben, 33
Lotzeiten, 47
Low Velocity Zone, 60

MAAT, 14, 87
Matlab Programm, 57
Maxwellgleichung, 23
Migration, 47
Minimum Curvature Gridding, 68
Moore-Penrose Pseudoinverse, 57
Morphologie, 33

Näherungswerte, 56
Newton'sche Flüssigkeit, 12, 83
Niedriggeschwindigkeitszone, 18, 60

PACE, 7
Pegelmeßstelle, 38
Permafrost, 6, 11
Permafrostkörper, 25, 74
Permafrostspiegel, 11
PERMOS, 7
Photogrammetrie und Fernerkundung, 27
physikalischen Parameter, 42
Plus-Minus Methode, 54
Polynom, 64
Porosität, 75
ProMAX, 50

Radargramm, 44
Reflektivität, 46
Reflexionshyperbeln, 45
Reflexionskoeffizient, 46
Reflexionsseismik, 19
Refraktierten Welle, 51
Refraktionsseismik, 5, 18, 19, 49
Regionaler Trend, 67
Regularisierung, 65
Resolution-Matrix, 58
RTK, 39

Scheingeschwindigkeiten, 51
Scherkräfte, 83
Schuß/Geophon Sortierung, 53
Schweremessung, 62
    absolut, 62
    atmosphärische Korrektur, 65
    Breitenkorrektur, 65
    Driftkorrektur, 64
    Freiluftanomalie, 66
    Freiluftgradient, 65
    Gezeitenkorrektur, 65
    Höhenkorrektur, 65
    Massenkorrektur, 66
    Normalschwere, 66
    relativ, 62
Seismik
    Delayzeit, 58
    Drift, 50
    Geschwindigkeitsfunktion, 54

Gridpunkt, 54
Inversion, 54
Laufzeiten, 54
Minuszeit, 54
Näherungswerte, 54, 56
Pluszeit, 54
Reduktion der Delayzeiten, 58
Refraktorgeschwindigkeit, 58
Signalprozessing, 50
Typische P-Wellen Geschw., 18
unruhigen Refraktor, 55
Seismogramm, 49
Sensitivität des geophysikalischen Modells, 77
Singuläres Gleichungssystem, 56
Singular Value Decomposition (SVD), 57
Sprengschnur, 49
SRC/RCV Gather, 53
Standardabweichung, 64, 77
Startmodell, 58

Temperaturverhalten der Schuttlage, 35
TEXAN's, 49
Tomographie, 51

Undulation, 66

Varianzfortpflanzungsgesetz, 77
Verformungsraten, 83
vertikaler Geschwindigkeitsgradient, 19, 57, 58
Viskositätsparameter, 83

Wellenfeld, 53
Wellentypen, 51

zufällige Fehler, 79