

**Holozäne Landschaftsentwicklung und rezente
Permafrostverbreitung im Bereich des Frosnitzkeeses in der
Venedigergruppe, Hohe Tauern**

Masterarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science, MSc.

der Studienrichtung

Angewandte Physische Geographie und Gebirgsforschung

an der

Karl-Franzens-Universität Graz

vorgelegt von

Stefan Preßlaber, BSc

am Institut für Geographie und Raumforschung

Begutachter: MMag. Dr. Andreas Kellerer-Pirklbauer

Graz, 2021

Vorwort

Da ich in der Hochgebirgsregion Hohe Tauern aufgewachsen bin, habe ich mich bereits in jungen Jahren für die Natur zu interessieren begonnen. Vor allem die Berglandschaft meiner Heimat hat mich stets beeindruckt, weshalb ich in meiner Jugend meine Sommer mit Bergsteigen und meine Winter mit Skifahren verbracht habe. Nach einer abgeschlossenen Lehre als Maurer und zehnjähriger Berufserfahrung entschloss ich mich dazu, die Berufsreifeprüfung zu absolvieren und einen akademischen Weg an der Karl-Franzens-Universität Graz einzuschlagen. Im Rahmen eines Geographiestudiums wollte ich mehr über die Entwicklung von Landschaften und deren Naturprozesse erfahren. Nach meinem Bachelorabschluss war mein Verlangen nach Wissen jedoch noch nicht gestillt und so spezialisierte ich mich im Masterstudium, das nun in dieser Arbeit seinen Abschluss findet, auf den Fachbereich *Angewandte Physische Geographie und Gebirgsforschung*. Bei dieser Gelegenheit möchte ich mich bei Herrn MMag. Dr. Andreas Kellerer-Pirklbauer recht herzlich für die Betreuung dieser Arbeit, für unsere zahlreichen Gespräche und seine wertvollen Ratschläge sowie für die organisatorische Unterstützung der Feldarbeit bedanken. Mein besonderer Dank gilt außerdem Herrn Mag. Dr. Gernot Seier für seine Betreuung der photogrammetrischen Methodik und seiner kontinuierlichen Unterstützung.

Ein großes Dankeschön für die kraftraubende Feldarbeit in den Hohen Tauern gebührt außerdem meiner Freundin Katharina Stranimaier sowie meinen Freunden Jonathan Wiesmair, Bernhard Koch und Erwin Jesacher. Ohne euer enormes Engagement und Durchhaltevermögen wäre die Datenerhebung nie zustande gekommen, sowie auch nicht die unvergesslichen Abende auf der Badener Hütte. Ein großes Dankeschön gilt auch dem Nationalpark Hohe Tauern und dem Team der Badener Hütte. Am Zu- und Abtransport des Forschungsequipments waren Clemens Steiner, Bernhard Niederegger, Lea De Zordo, Cornelia Niederegger und Stefanie Slezina tatkräftig beteiligt und ich möchte mich hiermit auch bei ihnen vielmals bedanken. Ein herzliches Dankeschön gilt auch meinen Freunden, die mich während des Studiums stets ermutigt und motiviert haben. Mein ganz besonderer Dank gilt meiner Familie, insbesondere meinen Eltern und Katharina, die mich während des Studiums in allen Belangen stets tatkräftig unterstützt haben. Ohne euch wäre dieser Lebensabschnitt unerreichbar geblieben.

Zusammenfassung

Diese Arbeit beschäftigt sich mit der Landschaftsentwicklung seit Beginn des Holozäns sowie mit einer Abschätzung der rezenten Permafrostverbreitung im Gletschervorfeld des Frosnitzkeeses im Nationalpark Hohe Tauern. Das Frosnitzkees liegt in der Venedigergruppe ($47^{\circ} 4' 57''$ N, $12^{\circ} 24' 13''$ O). Der Beginn des Holozäns (Postglazial) vor etwa 11.700 Jahren bewirkte eine weitere Erwärmung des globalen Klimas, sodass sich die pleistozäne Gletscherausdehnung noch weiter deutlich verringert hat. In früheren Arbeiten von PATZELT und BORTENSCHLAGER konnten neun Gletscherhochstandsperioden in der Venedigergruppe seit Beginn des Holozäns chronologisch erfasst werden. Diese Arbeit erörtert die Genese der holozänen Landschaftsentwicklung im Bereich des Frosnitzkeeses. Die Oberfläche des Frosnitzkeeses und die Rekonstruktion der Gletschergeometrie der Kleinen Eiszeit konnten mit Hilfe zweier Ansätze abgeleitet werden. Um eine Abschätzung einer rezenten Permafrostverbreitung im Gletschervorfeld zu detektieren und zu charakterisieren, wurde ein geoelektrischer Methodenansatz (ERT) gewählt. Im Zuge dieser Arbeit wurde auch eine digitale Bildanalyse vom lateralen Moränenbereich (LMB) durchgeführt, um mögliche, mit Permafrost in Zusammenhang stehende Oberflächenveränderungen zu detektieren. Schlussfolgernd lässt sich feststellen, dass durch die angewandten Methoden einerseits Aspekte der Landschaftsentwicklung des Frosnitzkeeses seit Beginn des Holozäns dargelegt werden konnten. Andererseits wurden bei der Gletscherrekonstruktion nur teilweise realistische Ergebnisse erzielt. Durch die ERT-Messungen konnte möglicherweise Permafrost im Messgebiet LMB detektiert werden, die sich durch den Einsatz des bildanalytischen Ansatzes belegen ließ. Da im Arbeitsgebiet bisher noch keine expliziten Untersuchungen zu Permafrost in Sedimentkörpern durchgeführt wurden, wären weitere Permafrostuntersuchungen wertvoll.

Abstract

This master thesis discusses the Holocene landscape development as well as an estimation of the recent permafrost distribution in the proglacial area of the Frosnitzkees glacier in the Hohe Tauern National Park. The Frosnitzkees is located in the Venediger Mountains (47 ° 4' 57" N, 12° 24' 13" E) The onset of the Holocene (post-glacial) about 11,700 years ago caused a significant warming of the global climate, leading to a significant decrease in glacier extent. In earlier studies by PATZELT and BORTENSCHLAGER, nine glacier advance periods in the Venediger Group have been documented. The investigation of the genesis of the Holocene landscape development in the area of the Frosnitzkees. The surface of the Frosnitzkees and the reconstruction of the glacier geometry of the Little Ice Age could be derived using two approaches. For the detection and characterization of an estimate of recent permafrost spreading in the glacier forefield, a geoelectrical approach (ERT) had been chosen. In addition, a digital image analysis of the lateral moraine area (LMB) to detect possible surface changes associated with permafrost had been undertaken. In conclusion, it can be stated that by applying the above-mentioned methods, on the one hand, the landscape development of the Frosnitzkees since the onset of the Holocene could be presented. On the other hand, the 3D glacier reconstruction partly generated an unrealistic glacier surface of the Little Ice Age. Thanks to the ERT measurements, possible permafrost activities in the LMB measurement area could be detected, which, could be confirmed by applying the image analytics approach. Since no explicit research on permafrost in sedimentary bodies has been conducted in the selected work area so far, further research on permafrost would be required in the future.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	1
Zusammenfassung	2
Abstract	3
Abbildungsverzeichnis	6
Tabellenverzeichnis	7
Abkürzungsverzeichnis	8
1 Einleitung und Problemstellung	9
1.1 Theoretische Grundlagen	11
2 Arbeitsgebiet	13
2.1 Frosnitztal	13
2.2 Gletschervorfeld des Frosnitzkeeses	16
2.2.1 Geologie	18
2.2.2 Geomorphologie	19
2.3 Permafrost	20
2.4 Klima	22
3 Methodik	24
3.1 Literaturlaufbereitung und Analyse Holozäner Gletscherstände	25
3.2 Rekonstruktion der Gletschergeometrie	27
3.2.1 Rekonstruktion ehemaliger Gletscherstände anhand eines 2D-Modells	27
3.2.1.1 Workflow mit dem Excel-Tabellenkalkulationsprogramm.....	29
3.2.2 Rekonstruktion ehemaliger Gletscherstände anhand eines 3D-Modells	30
3.2.2.1 Workflow mit der Software ArcGIS	31
3.3 Geoelektrik.....	35
3.3.1 Grundlagen der Geoelektrik	36
3.3.1.1 Elektrodenkonfigurationen.....	38
3.3.1.2 Physikalische Materialeigenschaften	41
3.3.2 Lage der Messprofile	45
3.3.3 Auswertung der Daten	50
3.4 Digitale Bildanalyse.....	51
3.4.1 Grundlagen des bildanalytischen Ansatzes CIAS	51
3.4.2 Datengrundlage.....	53
3.4.3 Auswertung der Orthophotos	54

4	Ergebnisse	56
4.1	Landschaftsentwicklung im Bereich des Frosnitzkeeses seit Beginn des Holozäns	56
4.2	Rekonstruktion der Gletschergeometrie	63
4.2.1	Rekonstruktion des Frosnitzkeeses: 2D-Modell.....	63
4.2.2	Rekonstruktion des Frosnitzkeeses: 3D-Modell.....	65
4.3	Ergebnisse der Geoelektrik	69
4.3.1	Geoelektrikmessungen des Frosnitzkeeses.....	70
4.4	Ergebnisse der Bildanalyse	78
5	Diskussion	82
5.1	Landschaftsentwicklung im Bereich des Frosnitzkeeses seit Beginn des Holozäns	82
5.2	Rekonstruktion der Gletschergeometrie in 2D und 3D.....	85
5.3	Geoelektrik.....	87
5.4	Bildanalyse (CIAS).....	91
6	Fazit	92
7	Literaturverzeichnis.....	95

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Übersichtskarte des Eisstromnetzes Würm-Hochglazial und die Lage des Frosnitztals und dessen Gletscherausdehnung im Gschnitz- und Egesen-Stadium.....	15
Abbildung 2: Das Untersuchungsgebiet Frosnitzkees und dessen Lage der ERT-Profile.....	17
Abbildung 3: Geologische Karte des Arbeitsgebiets.....	19
Abbildung 4: Permafrostverteilung im Bereich des Frosnitzkeeses auf Grundlage des Modells nach BOECKLI et al. (2012)	22
Abbildung 5: Temperatur und Gesamtniederschlag in den südlichen Hohen Tauern und am Sonnblick im Zeitraum 1818 bis 2005	24
Abbildung 6: Workflow der Rekonstruktion der Gletschergeometrie unter Verwendung von GlaRe	35
Abbildung 7: Prinzip der Widerstandsmessung mit einer Vierpunktanordnung	37
Abbildung 8: Messanordnung der Wenner- und Wenner-Schlumberger-Konfiguration	40
Abbildung 9: Messgebiet der ERT-Profile im LMB.....	47
Abbildung 10: Messgebiet der ERT-Profile im GZB.....	48
Abbildung 11: Messgebiet der ERT-Profile im SWB	49
Abbildung 12: Flächenhafte Bestimmung horizontaler Oberflächenverschiebungen durch Bildvergleiche zweier verschiedener Zeitaufnahmen	52
Abbildung 13: Ansicht der Software CIAS Oberflächenbewegung	55
Abbildung 14: Vergleich rekonstruierter Klimaschwankungen mit veröffentlichten Daten für Mitteleuropa.....	57
Abbildung 15: Kartierungsgebiet der postglazialen Moränen im Bereich des Frosnitzkeeses	58
Abbildung 16: Gletscheroberflächenprofile des Frosnitzkeeses um 1850 und Verlauf der Gletscherhauptströmungslinie.....	65
Abbildung 17: Gletschervorfeld und Gletscheroberfläche des Frosnitzkeeses um 1850	66
Abbildung 18: Gletschereisdicke des Frosnitzkeeses um 1850.....	67
Abbildung 19: Vergleich der Gletscheroberflächenprofile der 2D- und 3D-Rekonstruktion.....	68

Abbildung 20: ERT-Messprofile des lateralen Moränenbereichs (LMB-1, LMB-2, LMB-3, LMB-4)	72
Abbildung 21: ERT-Messprofile des Gletscherzungenbereichs (GZB-1, GZB-2, GZB-3, GZB-4)	75
Abbildung 22: ERT-Messprofile des südwestlichen Hangbereichs (SWB-1, SWB-2, SWB-3).....	77
Abbildung 23: Oberflächenbewegung im Teilarbeitsgebiet (2) von den längeren Zeiträumen	80
Abbildung 24: Oberflächenbewegung im Teilarbeitsgebiet (2) vom kürzeren Zeitraum.....	81

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Chronologische Gliederung der Gletscherschwankungen des alpinen Postglazials	26
Tabelle 2: Gletscherrekonstruktions-Tools von GlaRe	31
Tabelle 3: Klassifizierung geoelektrischer Verfahren.....	36
Tabelle 4: Zusammenhang zwischen Materialeigenschaften und geophysikalischen Eigenschaften	41
Tabelle 5: Zusammenfassung der spezifischen Widerstandswerte	44
Tabelle 6: Übersicht über die Charakteristika der einzelnen ERT-Profile im Gletschervorfeld.....	46
Tabelle 7: Auflistung der verwendeten Orthophotos für die digitale Bildanalyse	54
Tabelle 8: Gletscherausdehnung des Frosnitzkeeses um 1850	69

Abkürzungsverzeichnis

AD	<i>Anno Domini</i> (nach Christus Geburt)
ALS	Airborne Laserscanning
ArcGIS	Geoinformationssystem-Softwareprodukte des Unternehmens ESRI
BC	<i>Before Christ</i> (vor Christus Geburt)
BP	<i>Before Present</i> (vor heute) – Altersangaben, die auf der Radiokohlenstoffdatierung beruhen
¹⁴ C-Datierung	Radiokohlenstoffdatierung
CIAS	Correlation Image Analysis System Software
DGM	Digitales Geländemodell
DHM	Digitales Höhenmodell
ERT	<i>Electrical resistivity tomography</i> (Geoelektrische Widerstandstomographie)
GI	Gletscherinventar
GIS	Geographisches Informationssystem
GlaRe	<i>Glacial Reconstruction</i> (Gletscherrekonstruktion) – verwendete Software für 3D Gletscherrekonstruktion
GZB	Arbeitsgebiet „Gletscherzungenbereich“
Jhd.	Jahrhundert
LIA	<i>Little Ice Age</i> (Kleine Eiszeit)
LMB	Arbeitsgebiet „lateraler Moränenbereich“
m/s	Meter pro Sekunde
m ü. A.	Meter über Adria
Pa	Pascal
RES2DINV	2D Geophysical Inversion Software
RMS-Fehler	root-mean-squared error (Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung)
SWB	Arbeitsgebiet „südwestlicher Hangbereich“
ohm.m	Ohmmeter

1 Einleitung und Problemstellung

Der Rückzug der großen würmeiszeitlichen Gletschern begann in den Alpen während des Alpenen Spätglazials, das vor ca. 19.000 bis 18.000 Jahren begann, und endete vor rund 11.700 Jahren (VAN HUSEN 1987). Der Gletscherrückgang geschah nach dem Erreichen des Maximums der letzten Vergletscherung vor ca. 24.000 Jahren (KALTENBRUNN & PREUSSER 2015) aufgrund mehrerer wechselnden warmen Abschnitten (Interstadialen) und kalten Abschnitten (Stadialen) in denen drei offensichtliche Zustandsveränderungen der Gletscher stattfanden: schneller Rückzug der Gletscher, stagnierender Zustand und kleinere Gletschervorstöße. Verantwortlich für diese Gletscherschwankungen war die Veränderung des globalen Klimas, das im europäischen-atlantischen Bereich vor etwa 20.000 Jahren noch anders war als heute (MAISCH 1982; KERSCHNER 2009; HEBBELN & VOGT 2014). In der aktuellen Warmzeit, dem Holozän (seit ca. 11.700 Jahren), stellt sich das Klima auf gegenwärtige Verhältnisse ein. Innerhalb dieser Epoche sind kurze Abschnitte von kleineren Klimaschwankungen zu erkennen, welche durch Datierungsmethoden nachgewiesen werden konnten (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973). Die Kleine Eiszeit war eine solche Klimaschwankung im Alpenraum, die von der Mitte des 14. bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts andauerte (PREUSSER 2019). In dieser kühleren Periode waren die vergletscherten Flächen doppelt so groß wie heute (FISCHER et al. 2015; BUCKEL 2018). Aufgrund dieser Gletschervorstöße entwickelten sich in Tälern und Karen vermehrt auffällige Geländeformationen, sogenannte Moränensysteme, welche kartiert sowie klimageschichtlich interpretiert werden können (SCHUSTER et al. 2015).

U. a. der Arbeit von ABERMANN et al. (2013) sowie den Gletscherberichten des Österreichischen Alpenvereins ist zu entnehmen, dass sich die Tiroler Gletscher seit dem letzten Hochstand der Kleinen Eiszeit, bis heute sehr stark zurückgezogen haben, besonders an der Südabdachung der Hohen Tauern. Während des Holozäns wird der hochalpine Raum in den Hohen Tauern von kalt-humiden Klimabedingungen beeinflusst, die das Landschaftsbild durch verschiedene morphologische Prozesse überformen (KLINGE & LEHMKUHL 1998). Bedeutende Prozesse im hochalpinen Raum, die durch den Klimawandel ausgelöst bzw. begünstigt werden, sind vor allem der Gletscherschwund und die Permafrostdegradation. Ausgelöst durch diese Prozesse entsteht eine Vielzahl von Folgeprozessen, wie zum Beispiel vermehrter Steinschlag, Felsstürze, Bergstürze sowie auch Murgänge (HAEBERLI 1996). Im Gletscherbericht von 2018/19 ist festgehalten, dass im Nationalpark Hohe Tauern ein weiterer Folgeprozess im Bereich der Pasterze stattfindet.

Durch den Rückzug und flächigen Zerfall der Gletscherzunge entstand und vergrößerte sich der vorgelagerte Pasterzensee (LIEB & KELLERER-PIRKLBAUER 2020). Aufgrund dieser Naturprozesse verändert sich auch laufend das Landschaftsbild in solchen hochalpinen Gletschergebieten und derartige Prozesse können sich in weiterer Folge zu Naturgefahren entwickeln, die eine Gefahr für Menschen und deren Nutzung des Raumes darstellen können (WAGNER & SUDA 2006).

Während der Gletscherschwankungen, die sich seit Beginn des Holozäns vollziehen, ist bis heute ein landschaftlicher Formenschatz entstanden. Vor allem gestaffelte Moränensysteme zählen zu den größeren Landschaftsformen im Bereich des Gletschervorfeldes des Frosnitzkeeses und sind somit augenscheinlich gut erkennbar, vor allem das vermeintliche Moränensystem von 1850 (PATZELT 1973). Durch die Untersuchung solcher Moränensysteme können dementsprechend vergangene Gletscherhochstandsperioden sowie die gegenwärtige Klimageschichte rekonstruiert werden (KINZL 1949; SLUPETZKY 1994). Ein gegenwärtiger sowie aktueller landschaftsprägender Faktor im Hochgebirge ist Permafrost. Das Auftauen von Permafrostkörpern kann im Hochgebirge zu einer Destabilisierung von Sedimenten und Festgestein führen, das in steilem Gelände ins Tal stürzen kann (LIEB 2010).

Die vorliegende Masterarbeit befasst sich mit der Rekonstruktion der Gletscherhochstandsphasen des Frosnitzkeeses und der daraus entstehenden Landschaftsentwicklung seit dem Beginn des Holozäns. Als Hauptquelle dienen die Arbeiten von BORTENSCHLAGER & PATZELT (1969), PATZELT (1973) und PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973), in denen die vergangenen Gletscherhochstandsperioden in der Venedigergruppe dokumentiert wurden. Für die Rekonstruktion der Gletschergeometrie seit dem letzten Hochstand der Kleinen Eiszeit am Frosnitzkees werden zwei Ansätze von BENN & HULTON (2010) und PELLITERO et al. (2016) verfolgt, die im Kapitel 3.2 näher erläutert werden. Ein weiterer Fokus dieser Arbeit liegt auf der Untersuchung der Permafrostverbreitung im Gletschervorfeld des Frosnitzkeeses. Für die Untersuchungen zur Permafrostverbreitung und Permafrostdynamik wurde der Methodenansatz der Geoelektrik (ERT) sowie ein bildanalytischer Ansatz hinsichtlich der Oberflächenbewegungen gewählt. Weiters wurden ein digitales Geländemodell (DGM) und mehrere optische Fernerkundungsdaten (Orthophotos) analysiert, um unterschiedliche Landschaftsformen in den Teilarbeitsgebieten zu klassifizieren und visuell darzustellen. Demnach soll mit dieser Arbeit ein Beitrag zur

aktuellen Forschung im Nationalpark Hohe Tauern geleistet und nachstehende Ziele verfolgt werden:

- (1) die Rekonstruktion der Entgletscherungsgeschichte, die für die gegenwärtige Landschaftsentwicklung des Gletschervorfeldes während des Holozäns verantwortlich ist auf Basis früherer Arbeiten,
- (2) die Rekonstruktion der Gletschergeometrie in 2D (Profil) und 3D (Gletscheroberfläche) zu verschiedenen Zeitpunkten seit der letzten Maximalvereisung um 1850 und
- (3) die Untersuchung der Permafrostverbreitung durch geoelektrische Messungen und der Permafrostdynamik durch digitale Bildanalysen von Oberflächenbewegungen im proglazialen Bereich

Abgeleitet aus der Problemstellung und der Zielsetzung der Arbeit ergeben sich folgende Forschungsfragen:

- Wie hat sich das Landschaftsbild im Bereich des Frosnitzkeeses im Holozän bis zur Kleinen Eiszeit verändert?
- Kann die Ausdehnung und Geometrie (in 2D und in 3D) des Frosnitzkeeses während des letzten Hochstandes in der Kleinen Eiszeit mit Hilfe verschiedener Gletschermodellierungsansätze relativ plausibel rekonstruiert werden?
- Ist im Gletschervorfeld des Frosnitzkeeses aufgrund der aktuellen klimatischen Bedingungen mit der Neubildung und Erhaltung von Permafrost zu rechnen?
- Inwieweit lässt sich im Bereich von Lateralmoränen des Frosnitzkeeses rezentes permafrostbedingtes Schuttkriechen erfassen und quantifizieren?

1.1 Theoretische Grundlagen

Das Arbeitsgebiet befindet sich in einem proglazialen Bereich, der seit dem Ende der Kleinen Eiszeit um 1850 eisfrei ist. Der Begriff Proglazial ist demnach ein Synonym für das Gletschervorfeld (VEHLING 2016). In Bezug auf das Grundverständnis der Thematik dieser Masterarbeit werden im Folgenden Grundbegriffe und Definitionen erläutert, die sich mit der Landschaftsentwicklung im hochalpinen Raum auseinandersetzen. Innerhalb des alpinen Hochgebirges liegt das Gletschervorfeld des Frosnitzkeeses, welches das Arbeitsgebiet dieser Arbeit darstellt, und sich deutlich von den umliegenden Niederungen unterscheidet. Bei diesen Unterscheidungsindikatoren handelt es sich unter anderem um die Geologie, die

Geomorphologie und das Klima (SCHULTZ 2010). Eine passende Definition zur wissenschaftlichen Eingrenzung des Begriffs Hochgebirge führt bis dato teilweise zu einer terminologischen Diskussion innerhalb der Geographie (NÜSSER 2010). Nach MIEHE & BURGA (2004) unterscheidet sich der Begriff Hochgebirge von Hügelländern oder Mittelgebirgen dadurch, dass mindestens ein Landschaftsgürtel durchstoßen wird, beispielsweise der Waldgürtel. Laut TROLL (1955) besitzt ein Hochgebirge gewisse Merkmale wie das Aufragen über die Waldgrenze, das Vorhandensein glazialer Formen aus dem Pleistozän (Beginn vor 2,6 Millionen Jahren) sowie deren aktuelle periglaziale Morphodynamik.

Der wissenschaftliche Fachbegriff Gletschervorfeld (engl. *glacier forefield*) wurde in der frühen Nachkriegszeit vom österreichischen Geographen KINZL (1949) in die Fachliteratur eingeführt. Das Gletschervorfeld definiert ein Gebiet, das von den zurückweichenden Gletschern um 1850 eisfrei geworden ist, de facto freigegebenes Neuland. Der Begriff Moräne bezeichnet somit eine morphologische Form, die durch heterogene Materialablagerungen vom Gletscher herbeigeführt wurde. Diese Schuttbildungen können sich unter, auf sowie in, an oder vor dem Gletscher befinden (WILHELM 1975). Aufgrund des derzeitigen Gletscherschwundes in den Alpen handelt es sich also um ein Gebiet, dessen Fläche sich ständig vergrößert (BRAUN 2009). Der Begriff periglazial wurde ursprünglich verwendet, um die klimatischen und geomorphen Bedingungen von nicht glazialen Gebieten zu beschreiben. Aus heutiger Sicht bezieht sich die Definition periglazial auf ein breiteres Spektrum kalter klimatischer Bedingungen, unabhängig von ihrer räumlichen und zeitlichen Nähe zu einem Gletscher. In diesen periglazialen Gebieten spielen Frostprozesse eine signifikante Rolle für die Entwicklung von Permafrost, Frostverwitterung sowie frostbedingte Massenbewegungen. Diese Gebiete können, müssen aber kein Permafrost besitzen, jedoch werden sie durch Frostprozesse dominiert (VAN EVERDINGEN 1998). Des Weiteren wird den Begriffen proglazial und paraglazial hinsichtlich der Prozessualität der Landschaftsentwicklung im alpinen Hochgebirge ein fundamentaler Stellenwert zugeschrieben. Nach CHURCH & RYDER (1972) wird der proglaziale Bereich, wie bereits erwähnt, dem Gletschervorfeld gleichgestellt und in erster Linie als räumliche Dimension definiert. Der paraglaziale Prozessbereich besitzt hingegen eine zeitliche Komponente, mit Hilfe welcher geomorphologische und hydrologische Prozesse durch die ehemalige Vergletscherung bestimmt werden (BALLANTYNE 2002).

2 Arbeitsgebiet

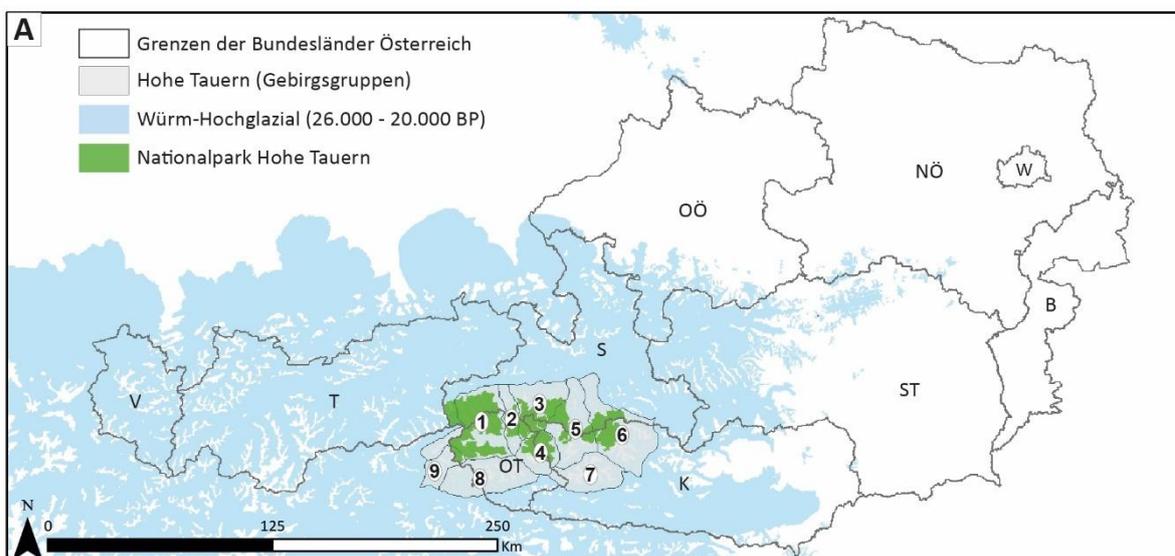
Das Arbeitsgebiet im Gletschervorfeld des Frosnitzkeeses befindet sich in den Zentralalpen Österreichs, bzw. etwas detaillierter in der Hochgebirgsregion der Hohen Tauern. Die Hohen Tauern, welche zugleich auch den größten Nationalpark im gesamten Alpenraum beherbergen, sind auf die drei österreichischen Bundesländer Salzburg, Kärnten und Tirol aufgeteilt sowie ein geringer Umfang in Südtirol (Italien) der sich im Westen der Hohen Tauern befindet (KELLERER-PIRKLBAUER 2008; NATIONALPARK HOHE TAUERN 2016). Die Hohen Tauern decken eine Fläche von ca. 6.000 km² ab und gliedern sich in folgende Gebirgsgruppen: von Westen nach Osten sind die Venedigergruppe, Granatspitzgruppe, Glocknergruppe, Goldberggruppe und die Ankogelgruppe anzutreffen. Im Süden grenzen daran die Rieserfernergruppe, Villgratner Berge, Schobergruppe und die Kreuzeckgruppe (siehe Abbildung 1 (A)). Die Venedigergruppe ist die nordwestlichste Gebirgsgruppe in der Hochgebirgsregion der Hohen Tauern und erstreckt sich über Tirol (Osttirol) und Salzburg, sowie über die Südtiroler Provinz Bozen. Der Hauptkamm dieser Gebirgsgruppe liegt in einer großen Höhenlage, die eine gute Voraussetzung für viele Gletscher in diesem Gebiet bedeutet (BREININGER 1984; GRASSLER 1984; KELLERER-PIRKLBAUER 2008). Der Nationalpark Hohe Tauern, indem sich das Arbeitsgebiet befindet, besitzt eine Gesamtfläche von 1.856 km² und wird unterteilt in Kernzone, Außenzone und, zu einem geringen Teil, in Sonderschutzgebiete. Der Nationalpark Hohen Tauern besitzt eine West-Ost-Erstreckung von ca. 100 km und eine Nord-Süd-Erstreckung von ca. 40 km (siehe Abbildung 1 (A, B)). Die Seehöhe misst zwischen etwa 1.000 m ü. A. und 3.798 m ü. A., wobei letztere Höhenangabe zugleich den höchsten Berg Österreichs, den Großglockner, bezeichnet (NATIONALPARK HOHE TAUERN 2016).

2.1 Frosnitztal

Das Frosnitztal liegt im osttiroler Teil der Venedigergruppe am zentralen Hauptkamm der Ostalpen und ist ein Seitental des Tauerntales im Gemeindegebiet Matri in Osttirol. Das Frosnitztal besitzt im unteren Talbereich einen Kerbtalcharakter, der obere Bereich ähnelt einem Trogtal. Der Talanfang beginnt bei der Ortschaft Gruben auf 1.246 m ü. A., beim Zusammenfluss des Frosnitzbachs und des Tauernbachs und verläuft Richtung Nordwesten. Der Anfangsbereich des Tales ist sehr eng und weist ein tief eingeschnittenes Bachbett mit steilen Ufern auf. Weiter taleinwärts fließt der Frosnitzbach durch eine bewaldete Schlucht. Das Längsprofil des Tales, das nicht immer gleichmäßig verläuft, ist stufenweise und weist

an manchen Stellen eine Senkung des Talbodens auf. Das Tal erweitert sich wieder bei der Zedlacher Alm (1.842 m ü. A.). Im weiteren Verlauf verengt sich das Tal wieder und das Gefälle des Baches verstärkt sich. Ein großer Talkessel, der von angrenzenden Gebirgszügen umgeben wird, präsentiert sich im Bereich der Endmoräne des Frosnitzkeeses. Aufgrund zahlreicher instabiler Hangbereiche, besonders die ufernahen Bereiche, ist dieses Tal sehr häufig von Rutschungen betroffen (VETTER 1927; AVIFAUNA NATIONALPARK HOHE TAUERN 2007).

Die spätglazialen Gletschervorstöße in der Venedigergruppe sowie auch im Frosnitztal, haben landschaftliche Spuren hinterlassen. Aufgrund der Klimaschwankungen haben sich die eiszeitlichen Gletscher in den Hohen Tauern in den tieferen Alpentälern vorgeschoben, um ein Vielfaches weiter als beim Hochstand um 1850. SENARCLENS VON GRANCY (1942) hat in seiner Arbeit Kartenskizzen der Moränen späteiszeitlicher und jüngerer Gletschervorstöße in den Alpen angefertigt, unter anderem auch in der Venedigergruppe, die als stärkste vergletscherte Gebirgsgruppe in den Hohen Tauern gilt. Der Kartenausschnitt des Frosnitztals (siehe Abbildung 1 (C)) zeigt das Ausmaß der möglichen Gletscherausdehnung der Älteren Dryas im Gschnitz-Stadium vor ca. 17.000 – 16.000 Jahren (HEMMING 2004; IVY-OCHS et al. 2006) und der Jüngeren Dryas im Egesen-Stadium vor ca. 12.700 Jahren (WALKER et al. 1999). Im Vergleich zu den spätglazialen Gletschervorstößen besaßen die Gletscher im Würm-Hochglazial ein bei weitem größeres Ausmaß, wobei die Eismassen in die Täler der Isel, Drau, Moll und Lieser strömten und als Draugletscher bis ins östlichste Kärnten reichten (siehe Abbildung 1 (A)). Zahlreiche Spuren von Eisschliff und Moränenrelikte sind in diesen Alpentälern erkennbar (SENARCLENS VON GRANCY 1942).



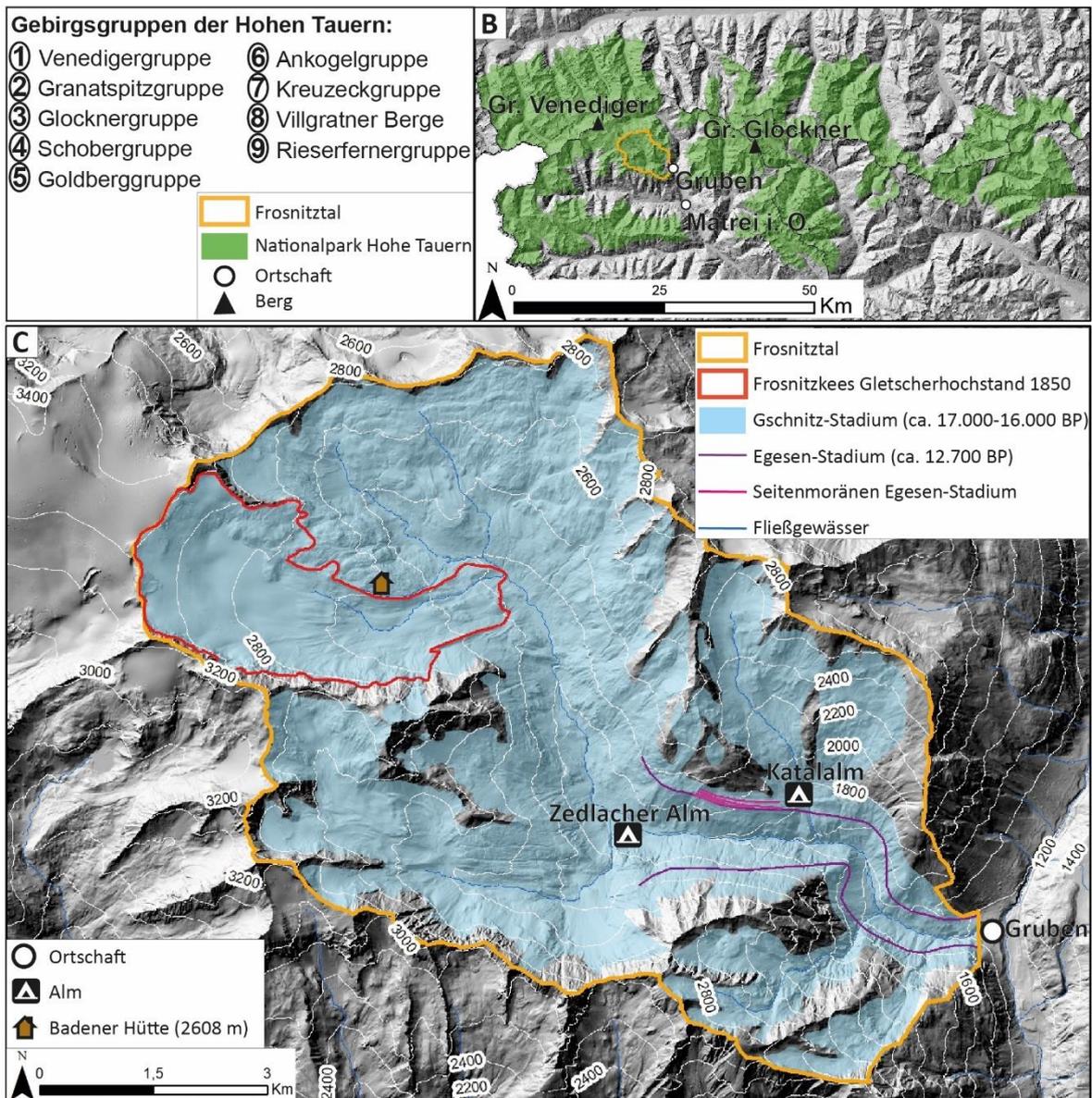


Abbildung 1: Übersichtskarte des Eisstromnetzes Würm-Hochglazial und die Lage des Frosnitztals und dessen Gletscherausdehnung im Gschnitz- und Egesen-Stadium. (A) Das Eisstromnetz zur Zeit der letzten großen Vereisung (Würm-Hochglazial) sowie die Lage der Gebirgsgruppen der Hohen Tauern und des Nationalparks Hohe Tauern in Österreich (Eisstromnetz Würm-Hochglazial EHLERS et al. 2011; Hohe Tauern GRASSLER 1984; Nationalpark Hohe Tauern LAND TIROL). (B) Lage des Frosnitztals im Nationalpark Hohe Tauern (DGM (10 m) LAND TIROL – data.tirol.gv.at; Nationalpark Hohe Tauern LAND TIROL). (C) Überblick der eiszeitlichen Gletscherausdehnung im Frosnitztal sowie der Gletscherhochstand um 1850 am Frosnitzkees (DGM (5 m) LAND TIROL – data.tirol.gv.at; Gletscherausdehnung im Gschnitz- (das Gletscherende war damals unterhalb von Gruben; nicht eingezeichnet) und Egesen-Stadium (Gletscherende im Bereich von heutigen Gruben) nach SENARCLENS VON GRANCY 1942; Gletscherhochstand 1850 PATZELT 1973 und FISCHER et. al 2015; Fließgewässer BMLRT 2020).

2.2 Gletschervorfeld des Frosnitzkeeses

Das Frosnitzkees ist einer von neun heute noch existierenden Gletschern in der Venedigergruppe und weist eine östliche Exposition auf. Um den Gletscherhochstand der Kleinen Eiszeit darzustellen, wurden die freizugänglichen Daten der österreichischen Gletscherinventare (GI) für diese Arbeit herangezogen. Die Inventare umfassen fünf Gletscherhochstände. Allgemein sind die Gletscherstände Grundlage für weitere Untersuchungen der Massenbilanz und Volumenänderung, die besonders für lokale hydrologische Fragen relevant sind (FISCHER et al. 2015; BUCKEL & OTTO 2018). In Abbildung 2 ist das Gletschervorfeld des Frosnitzkeeses dargestellt sowie der ehemalige Gletscherhochstand um 1850 (GI LIA) und der Gletscherstand 2015 (GI4). Der Endmoränenbereich der Gletscherabgrenzung um 1850 wurde gemäß der Geländekartierung von PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) angepasst. Aufgrund der globalen Klimaerwärmung in diesem Zeitraum ist der Gletscher um fast drei km² geschrumpft (FISCHER et al. 2015; LIEB & KELLERER-PIRKLBAUER 2019). Weiters ist auf dem Orthophoto von 2018 deutlich erkennbar, dass sich das Frosnitzkees vom GI4 deutlich zurückgezogen und somit weiter an Fläche verloren hat. Im Gletschervorfeld wurden für diese Masterarbeit zwei Teilarbeitsgebiete definiert: das erste Gebiet befindet sich im Endmoränenbereich, in dem die postglazialen Moränen der ehemaligen Gletschervorstöße ermittelt werden sollen. Das zweite Gebiet befindet sich im lateralen Moränenbereich, welches das erste Messgebiet der ERT-Messungen darstellt. In diesem Bildabschnitt werden die Oberflächenbewegungen verschiedener Zeiträume durch eine digitale Bildanalyse untersucht. Mehrere ERT-Profile werden in drei unterschiedlichen Gebieten gemessenen (siehe Abbildung 2).

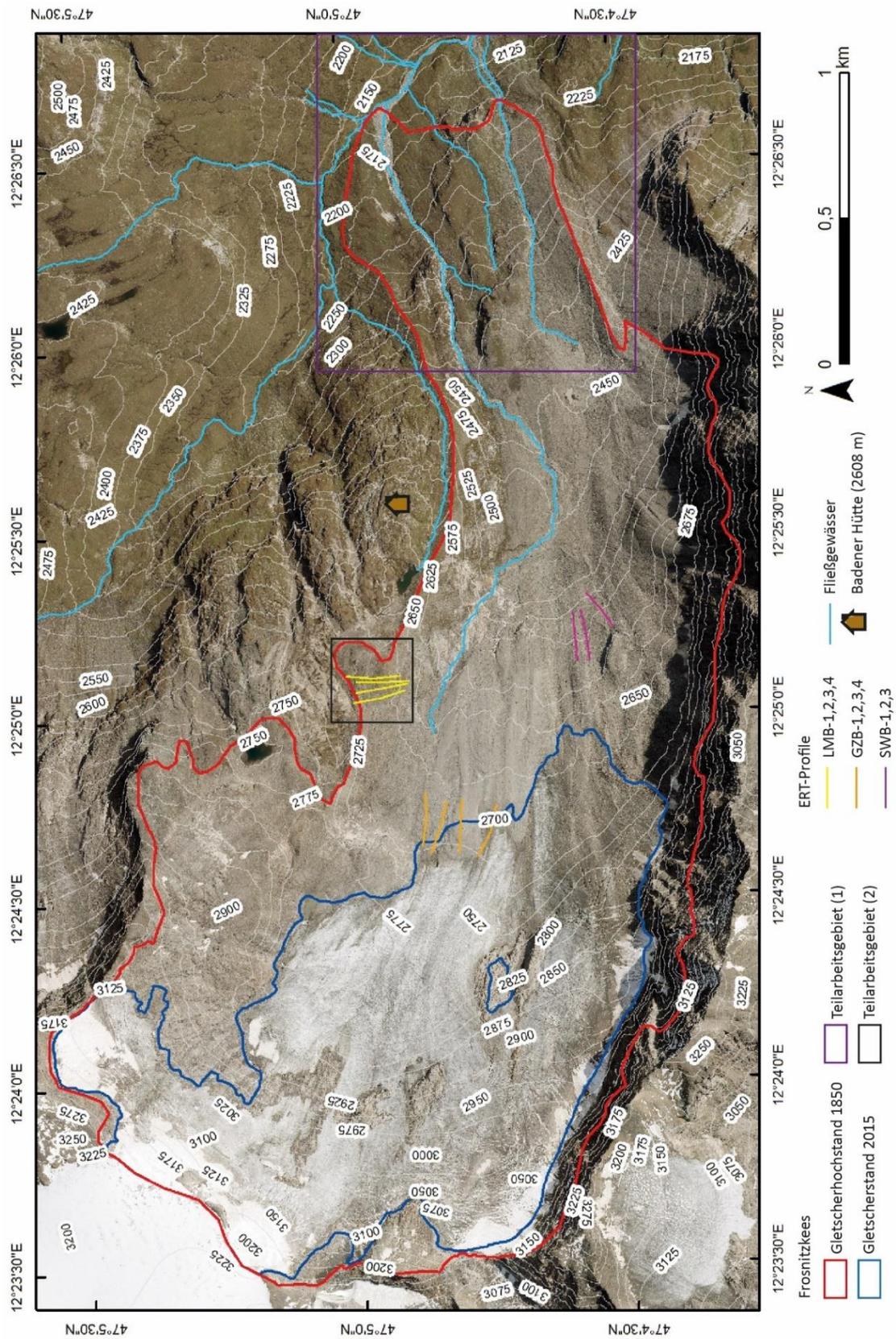


Abbildung 2: Das Untersuchungsgebiet Frosnitzkees und dessen Lage der ERT-Profil (Orthophoto 2018 LAND TIROL; Gletscherhochstand 1850 PATZELT 1973 und FISCHER et. al 2015; Gletscherstand 2015 BUCKEL & OTTO 2018; Fließgewässer BMLRT 2020).

2.2.1 Geologie

Das Untersuchungsgebiet liegt aus geologischer Sicht im sogenannten Tauernfenster, wobei es sich um eine geologische Bezeichnung einer Region in den Zentralalpen Österreichs handelt (EXNER 2005). Im Tauernfenster sind die tiefsten strukturellen Einheiten der Ostalpen aufgeschlossen. Das europäische Grundgebirge und dessen Bedeckung liegen unter den penninischen ozeanischen und den kontinentalen ostalpinen Einheiten (KRAINER 2015). Durch den starken Druck der Südalpen gegen das Ostalpin kam es im Neogen zur Heraushebung des Tauernfensters. Dabei glitten die ostalpinen Deckeneinheiten zum größten Teil nach Westen und Osten ab und wurden durch unterschiedliche Erosionsprozesse die Gesteinseinheiten des Penninikums freigelegt (KRAINER 2015). Das Tauernfenster erstreckt sich mit einer Länge von ca. 160 km von der Brennerfurche im Westen bis zur Katschbergfurche im Osten. Diese Formation besitzt eine Breite von ca. 30 km und umfasst die Gebirgsgruppen: Hohe Tauern, Zillertaler Alpen und Tuxer Alpen (TOLLMANN 1977).

Das Penninikum und Subpenninikum stellen westalpine Gesteinseinheiten im Tauernfenster dar. Diese bestehen aus mehreren Einheiten mit unterschiedlicher paläogeographischer Zugehörigkeit, die im Zuge der alpinen Orogenese als tektonische Decken übereinander geschoben wurden. Durch weitere Deformationsereignisse wurde der Deckenbau erfasst, verfaltet und teilweise durch Scherzonen verformt. Aufgrund seiner Antiklinalstruktur ist das Tauernfenster zwiebelschalenartig aufgebaut, wobei sich die strukturell höheren Einheiten an den Rändern befinden (TOLLMANN 1976; SCHUSTER et al. 2015). Die Gesteine der Venedigerdecke formen die tektonisch tiefste Einheit im Tauernfenster, die sich aus den Gesteinen des Zentralgneises, der Prägranitischen Serie und einer mesozoischen Sedimentbedeckung zusammensetzt (RAITH et al. 1980). Die Prägranitische Serie besteht aus Glimmerschiefern, Albitblastenschiefern mit Amphibolit- und Eklogitlinsen, Migmatiten, Orthogneisen und Serpentiniten. Die Gesteinsarten wurden während der variszischen Orogenese in der Phase der jüngeren Hälfte des Paläozoikums metamorph überprägt. (RAITH et al. 1980; ZIMMERMANN & FRANZ 1989).

Laut der geologischen Karte von FRANK et al. (1987) 1:50.000, Blatt 153 wird das Arbeitsgebiet flächenmäßig vor allem durch eiszeitliche bzw. quartäre Ablagerungen geprägt. Dazu gehören hauptsächlich Schwemmkegel, Schuttkegel, Hangschutt und Moränen. In Abbildung 3 sind die Gesteinseinheiten des Arbeitsgebiets in einer geologischen Karte dargestellt, die nach FRANK et al. (1987) digitalisiert wurde. Da auf der

Karte auch die Lage der ERT-Profile ersichtlich ist, gilt es anzumerken, dass die Gletscherausdehnung auf der geologischen Karte zu dieser Zeit dementsprechend größer war als heute und die Profile auf einer eisfreien Oberfläche gemessen wurden.

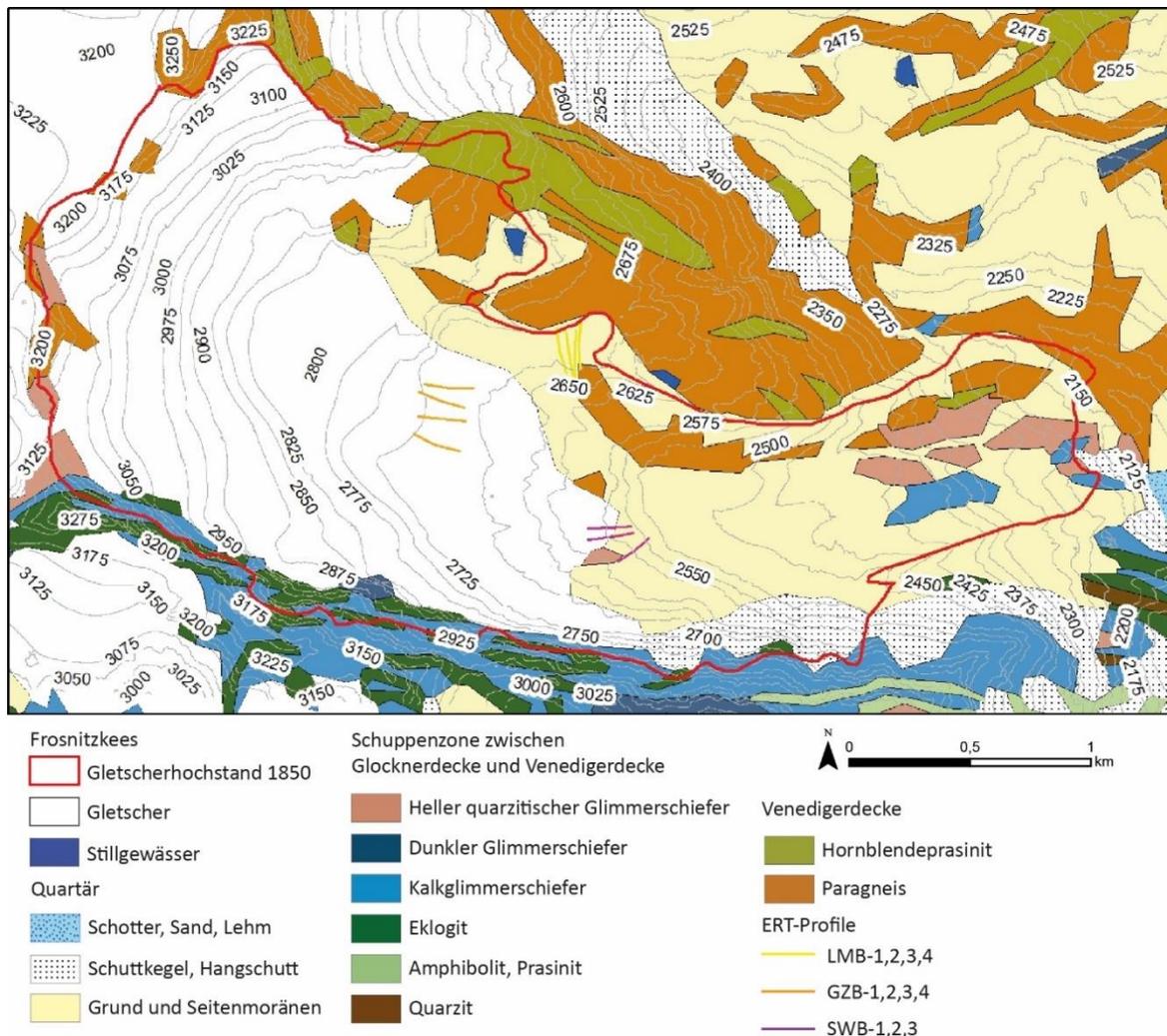


Abbildung 3: Geologische Karte des Arbeitsgebiets (verändert nach FRANK et al. 1987; Gletscherhochstand 1850 nach PATZELT 1973 und FISCHER et al. 2015).

2.2.2 Geomorphologie

Das Arbeitsgebiet befindet sich, im Hochgebirge der südlichen Hohen Tauern und ist von typischen geomorphologischen Formen, wie zum Beispiel Moränen oder Schutthalden geprägt. Die vertikale Erstreckung beträgt über 1.100 Höhenmeter, welche im Teilarbeitsgebiet (1) die abgelagerten Moränen (ca. 2.100 m ü. A.) der Venediger Schwankung darstellen, bis hin zum obersten Gletscherrand des Frosnitzkeeses (3.241 m ü. A.). Aufgrund der vorangegangenen Gletschervorstöße im Spätglazial bzw. Postglazial wurden diese Formen geschaffen und prägen weiterhin das Landschaftsbild im Frosnitzal. Dementsprechend beeinflussen gegenwärtige ablaufende natürliche Prozesse wie Sturz- und Rutschungsprozesse die glaziale und periglaziale Höhenstufe in einem gewissen Maß.

Das Gletschervorfeld wird durch die umliegenden Berge und Höhenzüge begrenzt, die sich in Form von scharfen Graten und spitzen Gipfeln hervorheben. Unterhalb des Gletscherhochstandes von 1850 hat sich in einem schwächer reliefierten Gelände ein langgezogener Schwemmkegel gebildet, in dem der Frosnitzbach fließt. Dieser Kegel ist von glazialfluvialen Ablagerungen unterschiedlicher Kornfraktionen bedeckt und wurde von Erosionsrinnen des Gletscherbachs durchbrochen. Insgesamt befinden sich seit dem neuzeitlichen Gletscherhochstand um 1850, unterhalb dessen Gletschervorfeldes, acht postglaziale Moränen unterschiedlicher Gletschervorstöße des Holozäns (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973). Die Thematik, inwieweit sich diese Moränen definieren lassen bzw. wann sie abgelagert wurden, wird in Kapitel 3.1 gesondert behandelt. Die 1850er-Endmoräne wurde größtenteils erodiert, die lateralen Moränen des Gletschers sind hingegen zum Teil noch hoch aufgeschoben. Besonders der obere orographisch linke Bereich der lateralen Moräne zeigt eine halbovale Ausbuchtung (siehe Abbildung 2, Teilarbeitsgebiet (2)). PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) geben an, dass der Gletscher die laterale Moräne im Teilarbeitsgebiet (2) mehrmals durchbrochen und sich somit ein gestaffeltes Moränensystem abgelagert hat. Auf der orographisch rechten Seite des Gletschervorfeldes herrscht aufgrund der angrenzenden steilen Felswände eine starke geomorphologische Dynamik, die von aktiven Steinschlagereignissen und Felsstürzen herrührt. Aufgrund dessen hat sich über Jahre hinweg ein mächtiger Schuttkörper entwickelt. Weiters weisen vereinzelte Felsformationen im Gletschervorfeld Gletscherschliffspuren auf.

2.3 Permafrost

Ein weiterer Fokus dieser Arbeit liegt auf dem Auffinden von Permafrostkörpern im Untergrund des Frosnitzkeeses mittels eines geophysikalischen Ansatzes. Zudem gilt es, diese zu detektieren und in Verbindung mit einem bildanalytischen Ansatz zu belegen. Dieses Unterkapitel beschreibt nachfolgend die Bildungsfaktoren und Ausbreitung von Permafrost in den österreichischen Alpen. Für den Begriff Permafrost finden sich in der Literatur zahlreiche Definitionen. HAEBERLI & KING (1987) beschreiben Permafrost unter anderem als Lithosphärenmaterial, das mindestens ein Jahr lang Temperaturen unter 0 °C aufweist. In einer weiteren Definition bezeichnen VAN EVERDINGEN (1998) und FRENCH (2007) Permafrost als Locker- und Festgestein sowie Bodenmaterial, das mindestens über zwei aufeinander folgende Jahre hinweg kryotische Bedingungen aufzeigt, also Temperaturen unter 0 °C. Permafrost ist also ein klimatisch bedingtes Phänomen mit den entscheidenden Charakteristika Temperatur und Zeit, die in Klimazonen der Hohen

Breiten als auch im Hochgebirge auftreten (VAN EVERDINGEN 1998; KUTZBACH et al. 2015). Nach EBOHON & SCHROTT (2008) sind ca. 1.600 km² (2 % der Staatsfläche) in den österreichischen Alpen von Permafrost unterlagert. BOECKLI et al. (2012) geben eine Fläche von 1.557 km² an, die durch die Auswertung eines statistischen Modells APMOD (engl. *Alpine-wide Permafrost MODel*) hergeleitet wurde. Die Permafrostverbreitung kann in den Alpen in Zonen unterschieden werden, so tritt Permafrost bei einer mittleren Jahrestemperatur von ca. -6 °C bis -8 °C kontinuierlich (3.000 bis 3.500 m ü. A.) und bei 0 °C bis -1 °C diskontinuierlich (2.500 m ü. A.) auf. Sporadischer Permafrost besitzt hingegen ein spezielles Mikroklima und kann bei einer Seehöhe von 2.000 m ü. A. auftreten (LIEB 1996; KRAINER 2007).

Die Permafrostuntergrenze liegt, je nach Exposition, in den alpinen Randbereichen auf einer Seehöhe von über 2.400 m und in den Zentralalpen über 2.500 m (LIEB 1998; KRAINER 2015). Durch die Kenntnis des Wärmehaushalts der Bodenoberfläche und des Untergrunds sowie topographischer Gegebenheiten kann die Existenz und Mächtigkeit von Permafrost bestimmt werden (WILLIAMS & SMITH 1991). Dabei spielen die Parameter Lufttemperatur und solare Einstrahlung eine entscheidende Rolle. Während sich die Lufttemperatur mit zunehmender Höhe verändert, ist die Einstrahlung grundsätzlich von der Exposition und Hangneigung abhängig (ETZELMÜLLER et al. 2001). Ein weiterer Faktor bei der Genese von Permafrost ist die winterliche Schneedecke, die je nach Mächtigkeit, Zeitpunkt und Dauer einen kühlenden oder wärmenden Effekt des Untergrunds bewirkt (FRENCH 2007). Aufgrund der Sommerjahreszeit kommt es zu einer Bodenerwärmung, die das Auftauen der obersten Schicht des Permafrostkörpers zur Folge hat. In den Alpen reicht die Auftautiefe der obersten Bodenschicht von wenigen Zentimetern bis zu einigen Metern. Welche Tiefe die Auftauschicht (engl. *active layer*) besitzt, ist von mehreren Faktoren, wie Seehöhe, Schneedeckeneigenschaft, Untergrundeigenschaft sowie Hangausrichtung, abhängig (KELLERER-PIRKLBAUER & AVIAN 2012).

In der Studie von BOECKLI et al. (2012) wurde ein empirisch-statistisches Modell (APMOD) verwendet, das auf alpenweiten Permafrostbeobachtungen basiert. Ziel dieser Arbeit war es, die Erstellung einer Alpen Permafrost Index Map (APIM), die den gesamten Alpenraum abdeckt. Anhand dieses Modells konnte auch die Permafrostverteilung im Arbeitsgebiet dargestellt werden (siehe Abbildung 4). Die verwendeten Variablen des Modells sind mittlere jährliche Lufttemperatur, potenzielle Sonneneinstrahlung und Niederschlag. Um Modellvorhersagen für topografische und geomorphologische

Bedingungen zu treffen, wurden weiters Offset-Terme angewendet, die auf Grundlage von Literaturrecherchen basieren. In der Abbildung 4 lässt sich erkennen, welche Bereiche im Gletschervorfeld vermutlich von Permafrost betroffen sind. Insbesondere die Bereiche indem sich die ERT-Profile befinden weisen eine hohe Wahrscheinlichkeit von Permafrost auf. Anzumerken ist, dass der GZB, indem sich die ERT-Profile (GZB-1, 2, 3, 4) befinden, nicht vom Gletscher bedeckt waren. Um weiterführende Informationen und Details über das Modell (APMOD) zu erhalten, wird auf BOECKLI et al. (2012) verwiesen.

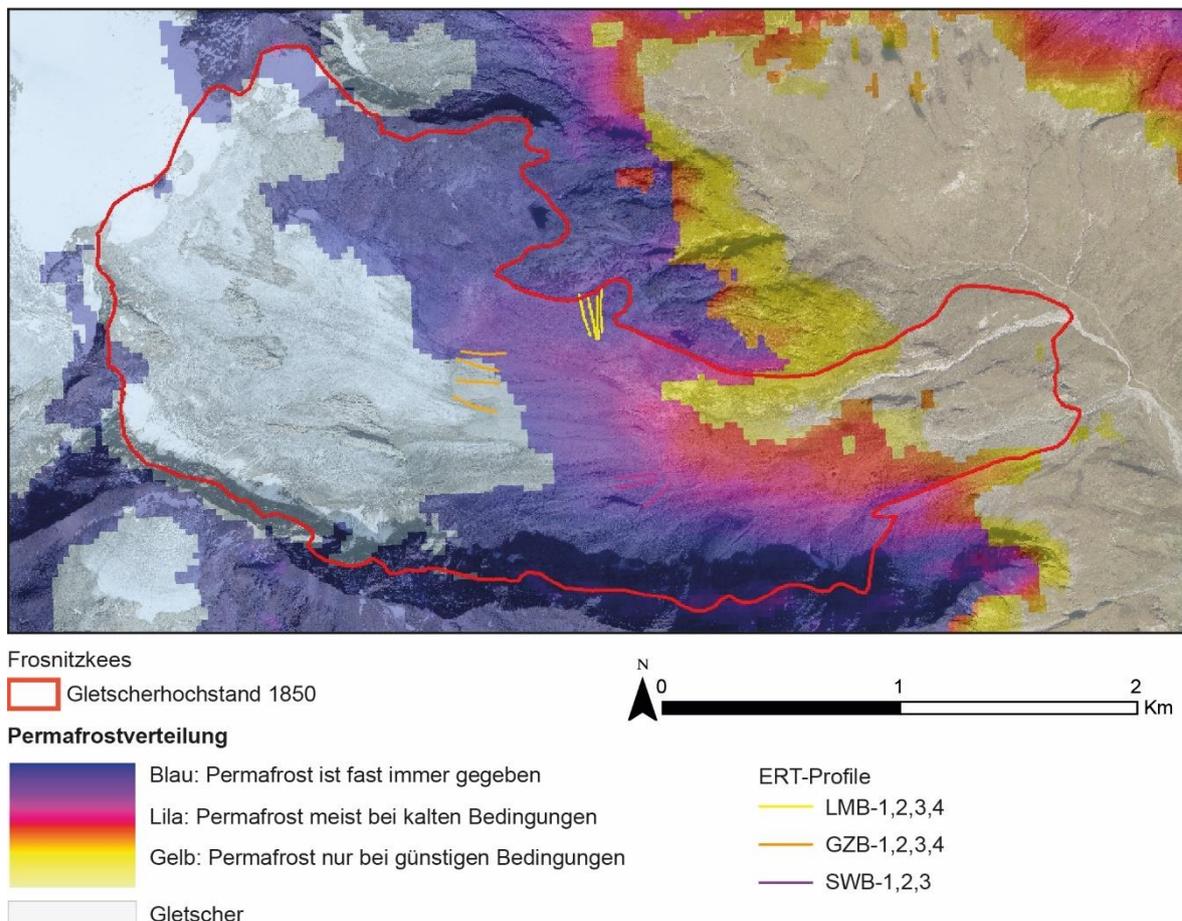


Abbildung 4: Permafrostverteilung im Bereich des Frosnitzkeeses auf Grundlage des Modells nach BOECKLI et al. (2012) (Gletscherhochstand 1850 PATZELT 1973 und FISCHER et al. 2015; Orthophoto 2018 LAND TIROL).

2.4 Klima

Das Klima eines Ortes beschreibt die an diesem Ort vorherrschenden meteorologischen Bedingungen. Mit Hilfe von statistischen Verfahren können langjährige Wetterbeobachtungen errechnet werden. Die WMO (engl. *World Meteorological Organisation*) schreibt diesbezüglich einen mindestens dreißigjährigen Beobachtungszeitraum vor (HÄCKEL 1999). Allgemein ist das Wetter und Klima in Österreich von beständigen Nordwestströmungen geprägt, die sich aus kalter und feuchter

Atlantikluft zusammensetzen (FORMAYER & KROMP-KOLB 2009). Des Weiteren herrscht ein deutliches Temperaturgefälle von Westen nach Nordosten. Die Hauptursache für das regional sehr unterschiedliche Klima im Raum Österreich stellen die Alpen dar, die ein bedeutendes Hindernis für diese atlantische Luftströmung darlegen. Insbesondere die Hohen Tauern bildet eine solche natürliche Barriere für den inneralpinen Raum und wird durch unterschiedliche ausgeprägte Leewirkungen aufgrund von Staulagen im Nordwesten beeinflusst. Dies spiegelt sich vor allem in den Niederschlagsmengen wider, denn die nördlichen Hohen Tauern sind niederschlagsreicher als die südlichen Gebiete. Grundsätzlich sind die südlich gelegenen Regionen des Alpenhauptkammes, aufgrund von abgeschwächten Südwestlagen, stärker kontinental geprägt und somit trockeneren Klimaverhältnissen ausgesetzt. Daraus entsteht ein typisches Regional- und Lokalklima, das durch eine bestimmte Strahlungslage geprägt ist (SCHIECHTL & STERN 1985; HARFLINGER & KNEES 1999).

Die Lage des Frosnitztals in den südlichen Hohen Tauern ist von einem Hochgebirgsklima geprägt, das in den Alpen bei einer Seehöhe von etwa 1.000 m beginnt (LOEWY 1932). Da ein großer Höhengradient in den Hohen Tauern vorherrscht, lässt sich das Arbeitsgebiet durch einen arktischen Klimacharakter beschreiben, der eine kurze frostfreie Zeit und hohe Niederschlagswerte aufweist (PITSCHMANN et al. 1974). Um die Klimaelemente Temperatur und Niederschlag im Bereich des Untersuchungsgebietes darzulegen, wurden historische Klimadaten von HISTALP herangezogen, die die mittlere Jahrestemperatur und den jährlichen Gesamtniederschlag zeigen. Das HISTALP-Projekt von AUER et al. (2007) enthält eine Datenbank für den Großalpenraum und wird von 13 Ländern im Alpenraum unterstützt. In dieser Datenbank werden die wichtigsten meteorologischen Variablen, wie zum Beispiel monatliche Daten zu Temperatur, Druck, Niederschlag, Sonnenschein und Bewölkung, homogenisiert und analysiert. Die monatlichen Niederschlagszeitreihen reichen bis ins Jahr 1800 zurück, die Temperatur- und Luftdruckreihen sogar bis ins Jahr 1760.

Das linke Diagramm in Abbildung 5 zeigt den Verlauf der mittleren Jahrestemperatur (Jänner bis Dezember) von 1818 bis 2005 der südlichen Hohen Tauern (Seehöhe 2.000 m ü. A., grün) und vom Sonnblick (Seehöhe von 3.100 m ü. A., violett). Das rechte Diagramm stellt den jährlichen Gesamtniederschlag der zwei Gebiete dar (Zeitraum von 1800 bis 2005). Die mittlere Jahrestemperatur der südlichen Hohen Tauern ist seit Beginn der Aufzeichnung um fast einen Grad gestiegen und betrug im Jahr 2005 ca. 2 °C. Auf dem Sonnblick ist die Temperatur ebenfalls um diesen Wertebereich angestiegen, aber in einem deutlich

niedrigeren Temperaturbereich. Die Lufttemperatur im Jahresmittel ist hauptsächlich von der Seehöhe abhängig. Zusätzlich spielen auch noch regionale Unterschiede bezüglich der Lage sowie die Einflüsse klimatischer Sonderlagen eine Rolle. Beim Gesamtniederschlag (siehe Abbildung 5) unterscheiden sich die beiden Messungen hinsichtlich der Niederschlagsmenge deutlich voneinander. Betrachtet man die Niederschlagskurve des gesamten Zeitraums von 1800 bis 2005, so fallen am Sonnblick um ca. 1.000 mm mehr Niederschlag als in den südlichen Hohen Tauern. Die Niederschlagsverteilung der Hohen Tauern wird durch deren Seehöhe sowie regionale Faktoren bestimmt, wozu unter anderem auch deren Luv- oder Leelage sowie die Wirkung des Alpenhauptkammes als Wetterscheide zählen.

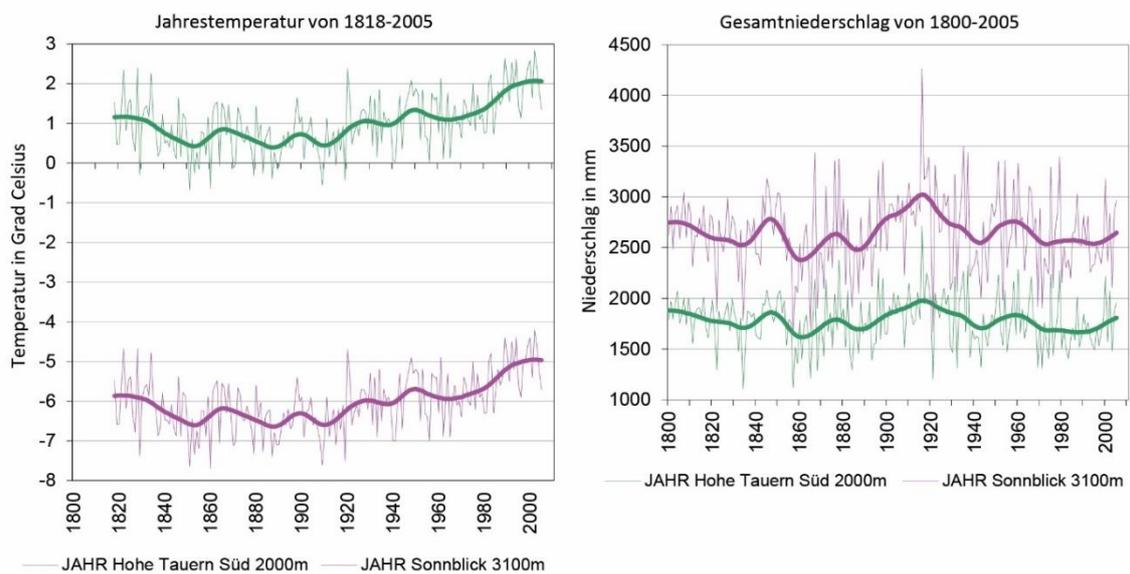


Abbildung 5: Temperatur und Gesamtniederschlag in den südlichen Hohen Tauern und am Sonnblick im Zeitraum 1818 bis 2005 (verändert nach ZAMG 2020).

3 Methodik

In Kapitel 3.1 wird der theoretische Teil dieser Arbeit, präsentiert. Die Publikationen von BORTENSCHLAGER & PATZELT (1969), PATZELT (1973) und PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973), die sich speziell auf die vergangenen Gletscherhochstandsperioden in der Venedigergruppe seit dem Spätglazial beziehen, bilden die Basis, um die Entwicklungsgeschichte der Entgletscherung des Frosnitzkeeses seit dem Holozän in einem GIS darzustellen. Zur Ableitung der Gletscheroberfläche des Frosnitzkeeses sowie für die Rekonstruktion der Gletschergeometrie der Kleinen Eiszeit werden zwei weitere Ansätze von BENN & HULTON (2010) und PELLITERO et al. (2016), die in Kapitel 3.2 erläutert werden, herangezogen. Zudem werden GIS-Analysen eines ALS-

Datensatzes (DGM) sowie optischer Daten (Orthophotos) durchgeführt, um die benötigten geomorphologischen Hinweise für Kapitel 4.1 und 4.4 zu erlangen. Kapitel 3.3 befasst sich mit der Datenerhebung der Feldarbeit in Hinblick auf die Permafrostuntersuchung im Arbeitsgebiet. Mittels eines geophysikalischen Ansatzes wurden durch geoelektrische Messungen oberflächennahe Bodencharakteristika entlang von Profilen erhoben. Um die Resultate der ERT-Messungen zu untermauern sowie mögliche Oberflächenbewegungen festzustellen, wurde zusätzlich ein digitaler bildanalytischer Ansatz verfolgt, der in Kapitel 3.4 dargelegt wird.

3.1 Literaturlaufbereitung und Analyse Holozäner Gletscherstände

Lange Zeit wurden die neuzeitlichen Gletscherstände für die größten nacheiszeitlichen sowie nachwärmezeitlichen Gletscherstände gehalten, da die älteren vorneuzeitlichen Moränen selten erhalten und morphologisch unauffällig waren (KINZL 1949). Demzufolge ist die neuzeitliche Hochstandsperiode im Ablauf der postglazialen Gletschergeschichte der Alpen ein bedeutsames, aber kein außergewöhnliches Ereignis. Die Gletscher in der Venedigergruppe haben im Zeitraum zwischen 1600 und 1850 AD mehrere große Vorstöße erfahren. Aufgrund dieser neuzeitlichen Hochstände wurden Moränen abgelagert, die das Gletschervorfeld begrenzen. Diese Landschaftsformen unterscheiden sich durch Formfrische und geringen Bewuchs deutlich von anderen Landschaftsformen, wie zum Beispiel Schutthalden oder Blockgletscher und stellen eine auffallende morphologische Erscheinung im alpinen Raum dar (PATZELT 1973).

Durch die Untersuchungen von PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) in der Venedigergruppe, die unter anderem mit Hilfe der Radiokarbonmethode, auch Radiokohlenstoffdatierung (^{14}C -Datierung) genannt, durchgeführt wurden, konnte der chronologische Ablauf der postglazialen Gletscher- und Klimageschichte deutlich detaillierter abgeleitet werden. Aufgrund dieser Erkenntnisse konnte festgestellt werden, dass die Gletscher vor rund 9.500 Jahren BP, im frühen Postglazial, neuzeitliche Hochstände erreicht und dieses Ausmaß in mindestens acht zeitlich abgrenzbaren Vorstoßperioden nie mehr überschritten haben. Eine Vielzahl von Berichten, Beobachtungen, Karten- und Bilddokumenten wurde von Gernot Patzelt analysiert, um weitere Informationen über die Gletscher in der Venedigergruppe zu erlangen. Daher befasst sich die Arbeit von PATZELT (1973) speziell mit den räumlichen sowie zeitlichen Abgrenzungen der neuzeitlichen Hochstandsperioden, die durch die Analyse zahlreicher Bodenprofile festgestellt wurden.

Die Studie „Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe“, durchgeführt von PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973), begann im Herbst 1963 mit dem Ziel, eine wenn möglich lückenlose Chronologie der postglazialen Gletscherschwankungen zu generieren. Mitunter wurden an künstlich freigelegten Aufschlüssen Bodenuntersuchungen und stratigraphische Untersuchungen durchgeführt und 25 Radiokarbonatdatierungen sowie sechs Pollenprofile aus gletschernahen Moren verwendet, um die postglazialen Moränen von sechs Talgletschern der Venedigergruppe zeitlich einzuordnen. Um sich eingehender mit den Datierungsergebnissen und weiteren ausführlichen Details zu dieser Untersuchung zu beschäftigen, wird an dieser Stelle auf BORTENSCHLAGER & PATZELT (1969), PATZELT (1973) und PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) verwiesen. Zudem sei darauf hingewiesen, dass von PATZELT (1973) und PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) eine geomorphologische Kartierung des postglazialen Moränensystems erstellt wurde, um die Datierungsergebnisse landschaftlich besser interpretieren zu können. Folglich wurde in dieser Masterarbeit eine geomorphologische Kartierung des Teilarbeitsgebiets (1) erstellt, die mit der Software ArcGIS umgesetzt wurde. Grundsätzlich handelt es sich bei einer geomorphologischen Kartierung um eine räumliche Abgrenzung von Anriss-, Transit- und Ablagerungsbereichen sowie Hangbewegungsindikatoren (ZANGERL et al. 2008). Darüber hinaus wurde auf Grundlage nach OTTO & SMITH (2013) und der Luftbildinterpretation vom Nationalpark Hohe Tauern im Jahr 2015 (LAND TIROL) ein Kartierungsschlüssel entwickelt. In Tabelle 1 sind die postglazialen Gletscherschwankungen nach PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) chronologisch aufgelistet und werden zu einem späteren Zeitpunkt, in Kapitel 4.1, näher erläutert.

Tabelle 1: Chronologische Gliederung der Gletscherschwankungen des alpinen Postglazials (verändert nach PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973; PATZELT 1977).

Nr.	Gletscherschwankungen	Bezeichnung der Moränen	Alter der Moränen
1.	Neuzeitliche Gletscherhochstandsperiode	N1; N2; N3	17., 18. Jhd. und um 1850 AD
2.	Große Gletscherstände im Spät- und Hochmittelalter	-	15 Jhd. und 12./13. Jhd. AD
3.	Gletscherstände während der ersten nachchristlichen Jahrhunderte	M	2. Jhd. – ca. 6. Jhd. AD
4.	Hochstandsperiode im ersten vorchristlichen Jahrtausend	SA	2900 – 2300 BP
5.	Löbenschwankung	L	3500 – 3100 BP
6.	Rotmooschwankung	R	5300 – 4500 BP

7.	Frosnitzschwankung	F	6600 – 6000 BP
8.	Venedigerschwankung	V	8700 – 8000 BP
9.	Schlatenschwankung	S	9550 – 9250 BP

3.2 Rekonstruktion der Gletschergeometrie

Die Rekonstruktion von Gletschern in den Alpen wird schon seit einiger Zeit vorgenommen, um die Auswirkungen von Klimaveränderungen zu untersuchen und vergangene klimatische Schwankungen besser zu verstehen (CARR et al. 2010). Insbesondere die Oberflächen- und Volumenrekonstruktionen von Paläogletschern hängen stark von der Landschaftsmorphologie ab, wie zum Beispiel von terminalen und lateralen Moränen, Gletscherschliffkanten (engl. *Trimlines*) sowie anderen glazial geprägten Formen (PELLITERO et al. 2016). Ein aussagekräftiges Modell eines Paläogletschers beruht auf morphologische Merkmale, da diese eine genaue Rekonstruktion der früheren Gletschergeometrie ermöglichen (CARR & COLEMAN 2007). Zum einen wurde in dieser Arbeit die Rekonstruktion der Gletscheroberfläche mit dem Modelltyp nach BENN & HULTON (2010), einem Excel-Tabellenkalkulationsprogramm erstellt. Zum anderen eine Rekonstruktion der Gletschergeometrie mit Hilfe der Paläorekonstruktions-GIS-Toolbox GlaRe (engl. *Glacial Reconstruction*/Gletscherrekonstruktion) nach PELLITERO et al. (2016) durchgeführt. Bei beiden Modellen handelt es sich um numerische Ansätze, die auf einer iterativen Lösung der perfekten Plastizitätsannahme für die Eisrheologie basieren.

3.2.1 Rekonstruktion ehemaliger Gletscherstände anhand eines 2D-Modells

Ein Ansatz für die Rekonstruktion ehemaliger Gletscher basiert auf BENN & HULTON (2010) unter Verwendung der NYE-Methode (1952a), die eine perfekte plastische Eisrheologie voraussetzt. Bei diesem Ansatz kann die Eisdicke eines Gletschers auf einem horizontalen Gletscheruntergrund in einem beliebigen Abstand zum ehemaligen Gletscherrand, welcher unter anderem laterale Moränen aufweist, durch die folgende Formel berechnet werden:

$$H = \sqrt{2H_0s} \quad (1)$$

(2)

$$H_0 = \frac{\tau_{av}}{\rho g}$$

wobei

H die Eisdicke in m,

H_0 die Eisdicke auf einem horizontalen Gletscheruntergrund in m,

τ_{av} die basale Schubspannung in Pa,

s den horizontalen Abstand zum Rand in m,

ρ die Eisdichte (917 kg m³) und

g die Erdbeschleunigung (9,81 ms⁻²) angibt.

BENN & HULTON (2010) entwickelten ein Excel-Tabellenkalkulationsprogramm, das diese Formel in iterativen Schritten entlang einer Gletscherströmungslinie anwendet, sodass ein unregelmäßiger Gletscheruntergrund berücksichtigt werden kann. Die resultierende Formel für jeden Schritt entlang des Gletscherprofils lautet folgendermaßen:

(3)

$$h_{i+1}^2 - h_{i+1}(b_i + b_{i+1}) + h_i(b_{i+1} - H_i) - \frac{2\Delta x \bar{\tau}_{av}}{Fg} = 0$$

wobei

h die Eisoberflächenhöhe in m ü. A.,

b die Höhe des Gletscheruntergrundes in m ü. A.,

i die Iterationsnummer (Schrittnummer),

Δx die Schrittlänge in m,

F der Formfaktor ist.

Dies wird als quadratische Gleichung (x) gelöst:

(4)

$$x = \frac{-b \pm \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a}$$

$$a = 1$$

$$b = -(b_i + b_{i+1})$$

$$c = h_i(b_{i+1} - H_i) - \frac{2\Delta x \bar{\tau}_{av}}{\rho g}$$

Die Excel-Tabelle von BENN & HULTON (2010) kann, hinsichtlich der Benutzereingaben, auf zwei Arten definiert werden (PELLITERO et al 2014):

- (1) Man geht von einer konstanten sowie benutzerdefinierten Schubspannung entlang der Gletscherströmungslinie aus, die zwischen 50.000 und 150.000 Pa liegt. Dieser Ansatz wird für die Rekonstruktion der Paläogletscheroberfläche bei kleineren, einfacheren Gletschern verwendet, kann jedoch bei komplexen Gletschern aus folgenden Gründen scheitern: eine Verengung der Taltopographie verringert den Gletschereisfluss und könnte eine Zunahme der Eisdicke entlang der Fließlinie bedeuten. Des Weiteren müssen verfügbare Nachweise von Landschaftsformen (beispielsweise Moränen) vorhanden sein, die auf die frühere Gletscheroberfläche hindeuten. Ebenfalls könnten aufgrund des erhöhten oder verringerten Einflusses des basalen Gleitens Schwankungen der Schubspannung entstehen. Das basale Gleiten beschreibt den Gletschereisfluss oder die Variabilität der Fließspannung gegenüber weichem Sediment.
- (2) Um die topographische Verengung zu berücksichtigen, kann die Schubspannung selbst definiert und ein Formfaktor angewendet werden. Die Annahme einer perfekten Plastizität impliziert, dass sich das Eis als Reaktion auf die Antriebsspannung τ_D verformt, die sich aus dem Gewicht und dem Oberflächengradienten des Eises ergibt. Die Antriebsspannung wird durch die basale Schubspannung τ_B ausgeglichen, die als Fließspannung τ_Y für das Auftreten der Strömung interpretiert werden kann. In einem Gletschertal tragen die Talwände einen Teil des Gewichts des Gletschers und reduzieren die basale Schubspannung τ_B im Vergleich zum Wert einer ebenen Oberfläche (PATERSON 1994; BENN & HULTON 2010). Um diesen Effekt in die Berechnung der topographischen Verengung miteinzubeziehen, führte NYE (1952a) den korrigierenden Formfaktor F ein:

$$\tau_B = \tau_Y = F\tau_D \quad (5)$$

Durch unterschiedliche Kombinationen der Schubspannungswerte entlang der Gletscherströmungslinie kann das Modell somit an Landschaftsformen angepasst werden, welche in dieser Arbeit die lateralen Moränen darstellen (PELLITERO et al. 2014).

3.2.1.1 Workflow mit dem Excel-Tabellenkalkulationsprogramm

Für die Rekonstruktion von Gletscheroberflächenprofilen werden folgende Eingabedaten in einem Excel-Programm benötigt:

- (1) Die Hauptgletscherströmungslinie, die im GlaRe-Modell konstruiert wird, stellt das Oberflächenprofil dar. Diese wird in einer Reihe von Punkten (Knotenpunkte), die horizontale (x)- und vertikale (z)-Koordinaten besitzen, in einem 100-Meter-Intervall in das Programm implementiert.
- (2) Referenzhöhen dienen als empirischer Leidfaden und werden verwendet, um den am besten geeigneten Wert für die Fließspannung bzw. Schubspannung zu ermitteln. Als Referenzhöhen eignen sich in dieser Arbeit die lateralen Moränen. Da der Gletscher im Ablationsgebiet, wo die Moränen dann entstehen, aufgewölbt bzw. konvex ist, werden die Lateralmoränen immer niedriger sein als die zentrale Fließlinie zur Zeit der Moränenbildung war. Des Weiteren können auch andere Landformen herangezogen werden, wie z. B. Gletscherschliffkanten.
- (3) Die Formfaktoren (*F*-Faktor) werden im GlaRe-Modell ermittelt und in das Excel-Programm eingefügt.
- (4) Die Fließspannung/Schubspannung wird für jeden Schritt im Programm ermittelt bzw. an die vorhandenen Referenzhöhen angepasst, sodass das Oberflächenprofil des ehemaligen Gletschers mit den Referenzhöhen übereinstimmt.

3.2.2 Rekonstruktion ehemaliger Gletscherstände anhand eines 3D-Modells

GlaRe ist als ArcGIS-Toolbox verfügbar. Es besteht aus einer Reihe von Python-Skripten, die eine halbautomatische Methode zur Erstellung von Gletscherrekonstruktionen bereitstellen. Durch die Verwendung eines numerischen Ansatzes, kann GlaRe mit wenigen Eingabedaten von morphologischen Indizien arbeiten (PELLITERO et al. 2016).

Das GlaRe-Modell erfordert als Grundlage ein Geländemodell (DHM) des ehemaligen Gletschers, ohne den aktuellen Restgletscher – falls noch einer vorhanden ist. Das Modell rekonstruiert die Eisdicke entlang der Hauptgletscherströmungslinie die den Gletschereisfluss in der Mitte des Tals nachahmt und soll laut BENN & HULTON (2010) vom Benutzer selbst kartiert werden. Des Weiteren wird für die Rekonstruktion die maximale Gletscherausdehnung der Kleinen Eiszeit benötigt, welche die räumliche Grenze des Gletschers darstellt. Im Rahmen der vorliegenden Masterarbeit wurde das DGM des Land Tirols sowie der Datensatz (GI LIA) des österreichischen Gletscherinventars von FISCHER et al. (2015) herangezogen, wobei die Abgrenzung des 1850er-Gletschers auf Basis von Geländebefunden von PATZELT (1973) verbessert wurde. Weiters wurden eigene Korrekturen der Gletscherabgrenzung durchgeführt, vor allem der südliche

Abgrenzungsbereich wurde erweitert. Für die Umsetzung in ArcGIS wurde das DGM aus dem Jahr 2009 mit dem Gletscheruntergrundmodell (GI3) von HELFRICHT et al. (2019) fusioniert, um den gletscherbedeckten Untergrund vom DGM (2009) zu berücksichtigen. HELFRICHT et al. (2019) haben diesbezüglich ein Annäherungsverfahren entwickelt, das auf die Abschätzung der Eisdicke, welche aus der Oberflächentopografie und der Eisflussmechanik abgeleitet wird, abzielt. Als Ergebnis wurde ein österreichweites Gletscheruntergrundmodell erstellt, das dem Gletscheruntergrund von GI3 entspricht.

Anhand dieser drei Eingabedaten: fusioniertes DGM (2009), Hauptgletscherströmungslinie und Gletscherausdehnung der Kleinen Eiszeit wird ein GlaRe-Modell in ArcGIS erstellt. Die ermittelten Schubspannungswerte der 2D-Rekonstruktion sowie der Formfaktor des Frosnitzkeeses, der mit Hilfe der GlaRe-Toolbox abgeleitet wird, sind ebenfalls Eingabeparameter der 3D-Gletscherrekonstruktion. Im Allgemeinen kann ein Gletscher nur mit einem DHM und mindestens einer Gletscherströmungslinie rekonstruiert werden. Es stehen jedoch mehrere Optionen zur Verfügung, mit denen zusätzliche Parameter definiert werden können, um eine bessere Benutzerkontrolle zu ermöglichen. In Tabelle 2 ist die gesamte Toolbox von GlaRe abgebildet.

Tabelle 2: Gletscherrekonstruktions-Tools von GlaRe (verändert nach PELLITERO et al. 2016). Die relevanten Toolsets für diese Arbeit sind in Grau markiert.

Toolset	Inhalt
1. Schubspannung	Intervallknoten konstruieren
	Schubspannung definieren
2. Sohlenhöhe von der Eisoberfläche	Sohlenhöhe von der Eisoberfläche
3. Gletscherrekonstruktion	Eisdicke der Strömungslinie
	Gletscheroberflächen-Interpolation
	Gletscheroberflächen-Interpolation für mehrere Auslässe
4. <i>F</i>-Faktor	Automatische Neuberechnung der Eisdicke mit <i>F</i>-Faktor
	<i>F</i> -Faktor-Korrektur mit benutzerdefinierten Querschnitten
	Korrektur der Eisdicke mit benutzerdefiniertem <i>F</i> -Faktor
5. Erstellung von Fließlinien	Hauptfluss-Werkzeug

3.2.2.1 Workflow mit der Software ArcGIS

Die Gletscherströmungslinien werden manuell kartiert und angepasst, um das Zentrum jedes Gletscherzweigs am besten zu definieren. Prinzipiell können mehrere Gletscherzweige

definiert und dadurch das Ergebnis deutlich verbessert werden. Anschließend werden die Werte der Eisdicke in Intervallen von 100 m entlang jeder Fließlinie berechnet. In diesem Zusammenhang geht der Plastizitätsansatz davon aus, dass das Eis eine perfekte Plastizitätsrheologie aufweist, die von PATERSON (1994) in das Modell implementiert wurde. Die ursprüngliche Grundlage für diese Methode wurde von SCHILLING & HOLLIN (1981) eingeführt:

$$h_{i+1} = h_i + \frac{\tau_{av}}{F_i \rho g} \frac{\Delta x}{H_i} \quad (6)$$

wobei

h die Eisoberflächenhöhe in m ü. A.,

H die Eisdicke in m,

τ_{av} die basale Schubspannung in Pa,

F einen Formfaktor,

ρ die Eisdichte (917 kg m³),

g die Erdbeschleunigung (9,81 ms⁻²),

Δx die Schrittlänge (in Metern) und

i die Iterationszahl (Schrittzahl) bezeichnet.

Dies ist eine Ableitung aus der NYE-Formel (1952a) zur Berechnung der basalen Schubspannung an der Basis eines Gletschers:

$$\tau = \rho g H \sin \alpha \quad (7)$$

dabei ist τ die basale Schubspannung und α die Neigung der Eisoberfläche. Mit dem GIS-Tool können drei Eingabeparameter definiert werden: die Schubspannung (τ), der Formfaktor (F) und das Interpolationsverfahren. Diese Eingaben werden folglich ausführlich erläutert:

Basale Schubspannung (τ)

Die basale Schubspannung (τ) ist ein kritischer Parameter von Gleichung (6), da sie bestimmt, an welchem Punkt eine Verformung auftritt. Dieser Wertebereich liegt im Allgemeinen zwischen 50.000 und 150.000 Pa für Gebirgsgletscher (PATERSON 1994). Diese Werte variieren aufgrund verschiedener Faktoren zwischen einzelnen Gletschern, wie

zum Beispiel aufgrund von basalem Gleiten, Eisviskosität sowie subglazialer Verformung (JAMES et al. 2019).

Es kann angenommen werden, dass die Schubbeanspruchung entlang der Länge eines Gletschers aufgrund von Veränderungen des Gletscheruntergrundes entlang der Gletscherfließlinie nicht gleichmäßig ist. Dafür sind mehrere Gründe verantwortlich, beispielsweise eine Änderung der Festgesteinslithologie, die Sedimentbedeckung an der Gletscherbasis oder die Abnahme der Schubbeanspruchung in der Nähe der Eisabschnitte von hochgelegenen flachen Firnbereichen.

PELLITERO et al. (2016) geben an, dass die zu ermittelnde Eisoberfläche bei der anfänglichen Rekonstruktion mit dem Standardwert der Schubspannung von 100.000 Pa zu betreiben ist. Die Werte werden anschließend so abgestimmt, dass die rekonstruierte Gletscheroberfläche mit den geomorphologischen Einschränkungen der vertikalen Eismächtigkeit, welche seitliche Moränen oder Gletscherschliffkanten darstellen, übereinstimmen. Diese Landschaftsformen sind jedoch selten vorhanden oder schwer zu identifizieren und im Allgemeinen nicht leicht mit einer bestimmten Endmoräne zu verknüpfen (SCHILLING & HOLLIN 1981; BENN & HULTON 2010).

Formfaktor (F)

Es ist unrealistisch anzunehmen, dass die basale Schubspannung des Untergrunds im Bereich der zentralen Fließlinie mit der Antriebsspannung des Gletschers übereinstimmt, da durch die Reibung der Talwände ein Strömungswiderstand entsteht (PATERSON 1994). Dieser Effekt wird üblicherweise in perfekte Plastizitätsmodelle unter Verwendung eines Formfaktors (F) einbezogen, wie in Gleichung (6) gezeigt wird. Unter der Annahme, dass die Antriebsspannung gleich der Schubspannung an der Strömungslinie ist, wird der F -Faktor für einen beliebigen Punkt entlang der Fließlinie durch die folgende Gleichung (8) berechnet (BENN & HULTON 2010):

$$F = \frac{A}{Hp} \quad (8)$$

wobei

A die Fläche des Gletscherquerschnitts,

p der vergletscherte Umfang des Querschnitts und

H die Eisdicke (Knotenpunkt der Gletscherströmungslinie) ist.

Der F -Faktor sollte bei der Anwendung der Gleichung (8) für Eiskappen und Eisfelder gleich 1 sein, da keine prinzipielle topographische Einschränkung vorhanden ist. Die Werte können sich jedoch erheblich verringern und einen grundlegenden Einfluss auf die rekonstruierte Eisdicke haben, wenn Talverengungen vorliegen (NYE 1952b).

Interpolation der Gletscheroberfläche

In dem Haupttool Gletscherrekonstruktion kann ein Gletscher rekonstruiert werden, indem eine Reihe von Werten der Eisdicke entlang der erstellten Gletscherströmungslinie ermittelt wird. Dies bedeutet die genaue iterative Lösung für Gleichung (6), welche in der Excel-Tabelle von BENN & HULTON (2010) implementiert wurde. Unter Verwendung der erstellten Eisdickenwerte kann mit Hilfe dieses Tools ein digitales Höhenmodell der Paläogletscheroberfläche erstellt werden. Da angenommen wird, dass das Frosnitzkees zwei bzw. mehrere Gletscherzungenenden besitzt (PATZELT 1973), wurde im Rahmen dieser Arbeit das Werkzeug zur Gletscheroberflächeninterpolation für mehrere Auslässe verwendet. Um eine 3D-Oberfläche zu erzeugen, müssen Eisdickenwerte grundsätzlich extrapoliert werden. Diesbezüglich stehen vier Interpolationsmethoden zur Verfügung: *Topo to Raster*, *Kriging*, *Inverse Distance Weighted (IDW)* oder *Trend* (PELLITERO et al. 2016).

Für die Rekonstruktion des Gletschers wurde in der vorliegenden Arbeit die Interpolationsmethode „Topo to Raster“ angewendet, da bei diesem Verfahren die aussagekräftigsten Ergebnisse erzielt wurden. Bei dem Verfahren *Topo to Raster* wird eine Oberfläche mittels einer iterativen Methode interpoliert. Dabei wird die Gletscheroberfläche mit Hilfe von Gittern, die in immer feinere Maßstäbe übergehen, berechnet. Zudem benötigt dieser Ansatz keine Regelmäßigkeit von Eingabepunkten und ist rechnerisch effizienter als andere Methoden (HUTCHINSON 1989). Ein Nachteil dieses Verfahrens ist jedoch, dass eine hydrologisch korrekte Oberfläche erzeugt wird, was bei einer Gletscheroberfläche aber nicht der Fall ist. Dementsprechend kann es vorkommen, dass nach der Interpolation eine unrealistische Konkavität bei den berechneten Eisdickenpunkten auftritt. Um schließlich eine glattere Oberfläche zu generieren, wurde im Rahmen dieser Masterarbeit in diesem Tool 20 Iterationen eingestellt (HUTCHINSON et al. 2011). Bei der Ausführung der Interpolation wird die resultierende Eisoberfläche des Gletschers aus dem darunterliegenden DGM (2009) ausgeschnitten. Durch diesen Vorgang wird eine vollständige Gletscheroberfläche erstellt, die nur den Eisbereich über der ursprünglichen Topographie und innerhalb der räumlichen Grenzen berücksichtigt (PELLITERO et al. 2016). Mit Hilfe der Software ArcScene kann eine Schrägansicht des Gletschervorfeldes sowie der Gletscheroberfläche des Frosnitzkees

erzeugt werden, um einen besseren Eindruck der vorhandenen Topographie zu ermöglichen (siehe Abbildung 17). Zur Berechnung der Eisdicke verwendet das GlaRe-Modell eine Reihe von Gleichungen, die auf BENN & HULTON (2010) basieren. Um die Gletschereisdicke im gesamten Gletscherbereich darzustellen, wurde in ArcGIS mit dem Tool *Minus* ein Rastermodell erzeugt, indem das Gletscheroberflächenmodell vom DGM subtrahiert wurde (siehe Abbildung 18).

Die Abbildung 6 zeigt den Workflow der Rekonstruktion der Gletschergeometrie, unter Verwendung des Haupttools GlaRe. Die grauen Kreise repräsentieren die benutzerdefinierten Eingabedaten, die weißen Rechtecke die benutzten Tools und die weißen Kreise die Ausgabedaten. Einfache Linien sind notwendige Eingaben oder obligatorische Ausgaben, abhängig von ihrer Position in Bezug auf das Tool, auf die sie sich beziehen. Die gestrichelten Linien beziehen sich auf verschiedene mögliche Eingänge und optionale Ausgänge. Der einfachste Hauptpfad ist mit größeren Pfeilen gekennzeichnet.

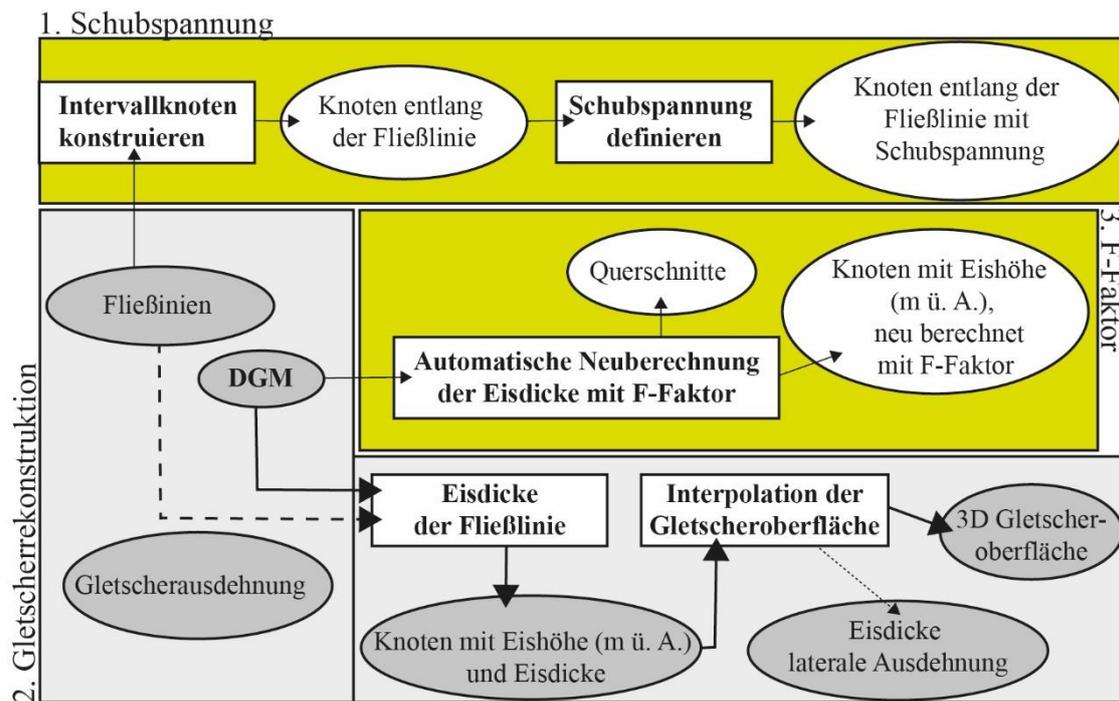


Abbildung 6: Workflow der Rekonstruktion der Gletschergeometrie unter Verwendung von GlaRe (verändert nach PELLITERO et al. 2016).

3.3 Geoelektrik

Die Geoelektrik oder auch geoelektrische Widerstandsmessung (engl. *electrical resistivity tomography*) ist ein Teilbereich der angewandten Geophysik und bezieht sich auf die Untersuchung der Erdkruste sowie der oberflächennahen Erdoberfläche. Nach WEIDELT (2005) wird die Geoelektrik als ein elektrisches und elektromagnetisches Verfahren

beschrieben (siehe Tabelle 3). Mit Hilfe dieses Verfahrens kann die räumliche Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit (σ) sowie der spezifische elektrische Widerstand (ρ) bestimmt werden. Dieser geophysikalische Methodenansatz wird unter anderem in Bereichen wie der Naturgefahrenforschung, in pro- und periglazialen Forschungsbereichen, im Ingenieurwesen sowie bei archäologischen Fragestellungen angewendet (REYNOLDS 2011).

Tabelle 3: Klassifizierung geoelektrischer Verfahren (verändert nach WEIDELT 2005).

	Elektrische Verfahren	Elektromagnetische Verfahren
Unterschied der Verfahren	Gleichstrom/Wechselstrom (Frequenzbereich bis 50 Hz)	Elektromagnetische Induktion
Messung	Elektrische Potenzialdifferenzen	Elektrische und/oder magnetische Felder
Unterschied der Energiezufuhr	Geerdete Elektronen	Magnetfelder

Gemessen an der Anzahl diesbezüglicher, veröffentlichter Publikationen ist die Geoelektrik eine der häufigsten angewandten geophysikalischen Methoden für Untersuchungen in periglazialen Gebieten (HAUCK & KNEISEL 2008). Durch den Einsatz dieser Methode wird der geschichtete Untergrund analysiert, indem die lateralen Gesteinsschichten abgegrenzt und die Charakteristika von Gestein, Luft-, Wasser- und Eisanteil bestimmt werden. Dieser bedeutende Informationsgehalt ist für die Naturgefahrenforschung sowie für spezielle Fragestellungen im Hochgebirgsraum, die sich auf Permafrostverbreitungen beziehen, äußerst bedeutsam (HAUCK & KNEISEL 2008; SCHNEIDER et al. 2013). Zu den wichtigsten geophysikalischen Verfahren gehören, je nach Untersuchungsgegenstand, die Gleichstromgeoelektrik, die Eigenpotenzialmethode, die Elektromagnetik sowie das Georadar (WEIDELT 2005). Einer der Vorteile der Verwendung von geophysikalischen Methoden besteht darin, dass sie weitgehend umweltfreundlich sind, da keine Störungen durch Materialien unter der Oberfläche auftreten (REYNOLDS 2011).

3.3.1 Grundlagen der Geoelektrik

Für die Anwendung der Geoelektrik im Rahmen dieser Masterarbeit wurde eine GeoTom-2D der Firma Geolog 2000 (Starnberg, Deutschland) mit einer Kabellänge von 2 x 96 m verwendet, wobei an den Kabeln jeweils 25 Elektroden angebracht waren. An den Profilen wurde ein Maßband mit einer Elektrodenaufteilung (engl. *spacing*) von vier Metern ausgelegt, welche im Anschluss in den Untergrund gesteckt bzw. mit einem Fäustel von drei Kilogramm hineingeschlagen wurden. Nach dem Aufbau der ERT-Gerätschaft erfolgte ein

Ankopplungstest, welcher zeigen sollte, ob einerseits die Elektroden gut an den Untergrund angekoppelt und andererseits auch alle Elektroden ordnungsgemäß mit dem Kabel verbunden waren. In weiterer Folge wurde mit der Erhebung der Rohdaten begonnen. Die Position aller Profile wurde mit Hilfe eines GPS-Gerätes (Garmin Etrex 30X) aufgenommen. Um die Topographie der Profile für die Auswertungen in der Software Res2DINV zu berücksichtigen, wurde der Profilverlauf mit einem Neigungsmesser (Klinometer) aufgenommen.

Im Zuge dieser Arbeit wurde die Gleichstromelektrik herangezogen, die von SCHROTT & SASS (2008) als Widerstandsmessung beschrieben wird und mit Hilfe von vier Elektroden, einer sogenannten Vierpunktanordnung, arbeitet. Nach LANGE & JAKOBS (2005) wird bei diesem Verfahren der Gleichstrom (I) anhand von zwei Stromelektroden (A und B) in den leitfähigen Untergrund injiziert. Dadurch baut sich ein räumliches Potentialfeld auf, das durch Strukturen im Untergrund beeinflusst wird. Die Spannung (ΔV) wird mit Hilfe von zwei weiteren Elektroden bzw. Potentialelektroden (M und N) gemessen. Die Spannungsdifferenz bzw. Potentialdifferenz zwischen den Elektroden M und N und die Stromstärke zwischen den Elektroden A und B wird nach dem Ohm'schen Gesetz berechnet, wodurch sich ein elektrischer Widerstand (ρ) ergibt. Dieses Messprinzip der Widerstandsmessung ist in Abbildung 7 dargestellt.

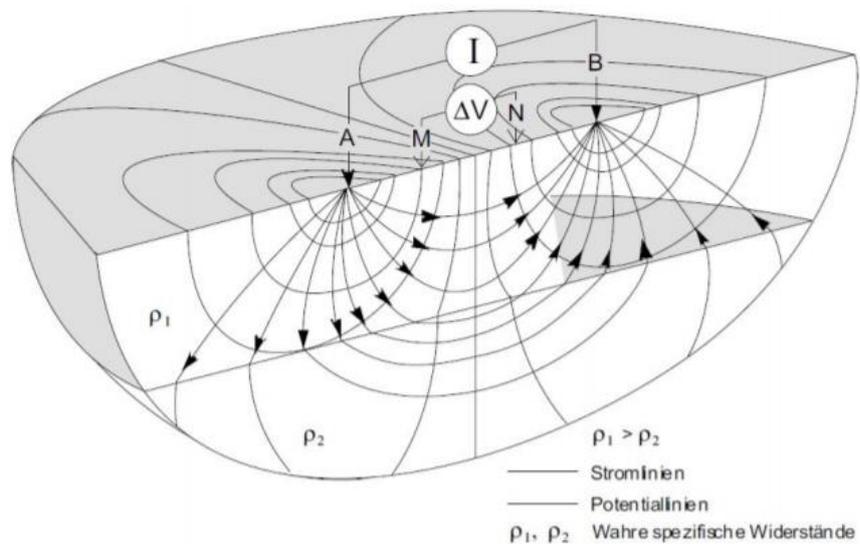


Abbildung 7: Prinzip der Widerstandsmessung mit einer Vierpunktanordnung (LANGE & JACOBS 2005).

Der wahre spezifische Widerstand (ρ_1, ρ_2) bei homogenen Verhältnissen ergibt sich aus dem elektrischen Widerstand und einem Konfigurationsfaktor (K), der die Distanz zwischen den Elektroden A und B beschreibt und von der Elektrodenkonfiguration abhängig ist. Verändert

sich die Distanz zwischen A und B, so ergibt sich eine höhere Eindringtiefe in den Untergrund und dadurch ein größerer Informationsgehalt. In der Realität ist der geologische Untergrund inhomogen, weshalb die Messwerte von Widerstandsmessungen als scheinbare spezifische Widerstände bezeichnet werden. Dies wird mit folgender Formel berechnet (LANGE & JACOBS 2005):

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (9)$$

wobei

K der Konfigurationsfaktor,

ΔV die Spannungsdifferenzwerte und

I die Stromdifferenzwerte sind.

3.3.1.1 Elektrodenkonfigurationen

Grundsätzlich dient die Widerstandsgeoelektrik dazu, eine einfache Abschätzung der strukturellen Untergrundsituation zu liefern. Dies geschieht mit Hilfe der Verteilung von spezifischen elektrischen Widerständen, welche die elektrischen Materialeigenschaften des Untergrundes widerspiegeln (REYNOLDS 2011). Die Auswahl der Elektrodenkonfiguration hängt prinzipiell vom Aufbau des untersuchten Untergrundes ab. Aufgrund logistischer und auswertungsmethodischer Gründe werden in der Praxis einige bestimmte Konfigurationen bevorzugt, wie Wenner, Schlumberger und Pol-Dipol (LANGE & JACOBS 2005). Die Wenner-Konfiguration sowie die Wenner-Schlumberger-Konfiguration zeichnen sich durch eine hohe horizontale Schichtauflösung im horizontalgeschichteten Untergrund aus, wobei sie jedoch aufgrund ihrer symmetrischen Aufstellungsgeometrie eine geringere laterale Auflösung besitzen (LANGE & JACOBS 2005). In weiterer Folge werden jedoch sowohl die Wenner-Konfiguration als auch eine zusätzliche, geläufige Konfigurationsanordnung, die Wenner-Schlumberger-Konfiguration, beschrieben, um die Vergleichbarkeit der beiden Konfigurationen darzustellen.

Die Wenner-Konfiguration geht auf WENNER (1915) zurück und zählt zu den gebräuchlichsten Elektrodenkonfigurationen in der Geoelektrik. Diese Konfiguration besteht aus vier Elektroden, die in gleichen Abständen, in einer Linie angeordnet sind (siehe Abbildung 8). Die äußeren Elektroden (Einspeiseelektroden A und B) werden als strominjizierende Elektroden verwendet, die inneren Elektroden (Messelektroden M und N) dienen der Potentialmessung. Beim Messablauf wird die Position der Elektroden verändert,

wohingegen der Abstand (a) zwischen den Elektroden während der Messung immer gleichbleibt (HAUCK & KNEISEL 2008). Die Wenner-Konfiguration erzeugt die größte Signalstärke und wird daher oft bei einem starken geologischen Rauschen im Untergrund, zum Beispiel bei einem inhomogenen Boden oder anthropogenen Verunreinigungen, angewendet (LOKE 2004). Ein wesentlicher Vorteil der Wenner-Konfiguration besteht darin, vertikale Änderungen, wie horizontale Strukturen, aufzulösen. Horizontale Änderungen, wie schmale vertikale Strukturen, können mit der Wenner-Konfiguration relativ schlecht erfasst werden (LOKE 2000).

Bei der Wenner-Schlumberger-Konfiguration wird die Wenner- und die Schlumberger-Konfiguration miteinander kombiniert. Diese Konfiguration besteht, wie auch bei der Wenner-Konfiguration, jeweils aus zwei Einspeiseelektroden (A und B) sowie zwei Messelektroden (M und N). Die Messelektroden bleiben bei dieser Anordnung konstant und weisen keine veränderte Distanz auf. Der Abstand der Einspeiseelektroden hingegen nimmt schrittweise nach außen hin zu, was folglich zu einem Empfindlichkeitsmuster für horizontale und vertikale Widerstandsschwankungen führt (siehe Abbildung 8) (MEYER DE STADELHOFEN 1994; LOKE 2012). Folglich lässt sich sagen, dass die Wenner-Schlumberger-Konfiguration im Vergleich zu der Wenner-Konfiguration eine etwas bessere horizontale Abdeckung aufweist. Für die Wenner-Konfiguration hat jede tiefere Datenebene drei Datenpunkte weniger als die vorherige Datenebene, während bei der Wenner-Schlumberger-Konfiguration sowie auch der Schlumberger-Konfiguration mit jeder tieferen Datenebene lediglich zwei Datenpunkte verloren gehen (LOKE 2004).

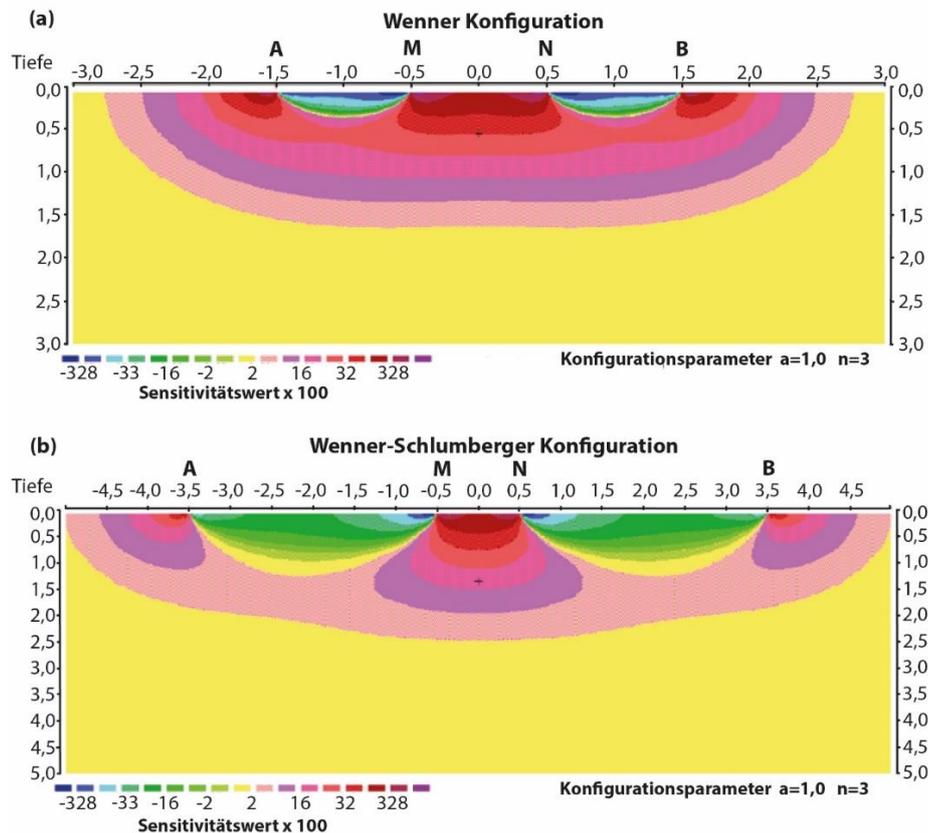


Abbildung 8: Messanordnung der Wenner- und Wenner-Schlumberger-Konfiguration (verändert nach LOKE 2000).

Für die Umsetzung in der Praxis können nach MEYER DE STADELHOFEN (1994) bei der Wenner- oder Wenner-Schlumberger-Konfiguration, bei einer 100 m langen Messvorrichtung, täglich bis zu 100 Messungen auf nicht zu trockenem Gelände durchgeführt werden. In dieser Arbeit wurde bei den ERT-Messungen, aufgrund des zeitlichen Faktors, die Wenner-Konfiguration gewählt, da diese die kürzeste Messdauer aller Konfigurationen aufweist. REYNOLDS (2011) gibt an, dass im Allgemeinen 50 Elektroden verwendet werden können, die an einem Kabel und Widerstandsmessgerät (GEOTOM) angeschlossen sind, wobei die Elektrodenanzahl abhängig von der verwendeten Gerätschaft ist. Die Datenmessung bzw. Datengewinnung wird über eine Software auf einem Feldcomputer gesteuert, welcher ebenfalls mit dem Messgerät verbunden ist. Die Eindringtiefe in den Untergrund wird durch die Abstände der Elektroden bestimmt, je nach Fragestellung der jeweiligen Untersuchung. Umso weiter die Elektroden voneinander entfernt sind, desto tiefer kann der Untergrund untersucht werden. Die üblichen Abstände für dieses Konfiguration liegen zwischen einem, zwei oder vier Meter, wobei bei Felsfeuchteuntersuchungen auch Abstände im Zentimeterbereich gewählt werden können.

3.3.1.2 Physikalische Materialeigenschaften

Die Permafrosterkennung und -charakterisierung mit geophysikalischen Methoden hängt von den geophysikalischen Eigenschaften des Untergrundes ab, die sich von den Eigenschaften des umgebenden, nicht-kryotischen Bodens unterscheiden. Diese Unterschiede beziehen sich hauptsächlich auf die physikalischen Eigenschaften von kryotischen Grundmaterialien, die Eis oder nicht gefrorenes Wasser enthalten (SCOTT et al. 1990). Der spezifische elektrische Widerstand des Bodens hängt mit verschiedenen geologischen Parametern, wie etwa dem Mineral- und Flüssigkeitsgehalt, der Porosität, der Permeabilität und dem Grad der Wassersättigung im Gestein, zusammen. Um gefrorenes und nicht gefrorenes Material voneinander zu unterscheiden, werden unter anderem geophysikalische Eigenschaften, wie der spezifische elektrische Widerstand, die dielektrische Permittivität oder die Geschwindigkeit seismischer Wellen, herangezogen. In Tabelle 4 ist der Zusammenhang dieser Parameter dargestellt (BUTLER 2005; KNEISEL et al. 2008).

Tabelle 4: Zusammenhang zwischen Materialeigenschaften und geophysikalischen Eigenschaften (verändert nach BUTLER 2005; KNEISEL et al. 2008).

Materialeigenschaften	Gesteinsphysik	Geophysikalische Eigenschaften
Lithologie Porosität Permeabilität Flüssigkeitsgehalt		spezifischer elektrischer Widerstand elektrische Leitfähigkeit dielektrische Permittivität P-Wellengeschwindigkeit S-Wellengeschwindigkeit magnetische Suszeptibilität

Es gibt verschiedene physikalische Prozesse, die die elektrische Leitung eines Gesteins ermöglichen, wobei die Klassifizierung in elektrische, elektrolytische oder dielektrische Leitungen lediglich den vorherrschenden Prozess widerspiegelt. Diese drei Arten werden in den Arbeiten von TELFORD et al. (1990) und REYNOLDS (2011) folgendermaßen erörtert: Bei der elektrischen Leitung (Gleichung 10) wird der normale Stromfluss über freie Elektronen in Materialien, beispielsweise Metalle, geleitet. Demzufolge ist dieser Vorgang wichtig, wenn leitfähige Mineralien, wie Metallsulfide und Graphite, vorhanden sind. In den oberflächennahen Gesteinen erfolgt eine elektrolytische Leitung, wobei durch die Bewegung von Ionen mit einer vergleichsweise langsamen Geschwindigkeit ein Stromfluss entsteht. Die dielektrische Leitung tritt in schlechten Leitern oder Isolatoren, die nur einige oder gar keine freien Übertragungen aufweisen, auf (HAUCK 2002). Im Allgemeinen wird der

spezifische elektrische Widerstand eines zylindrischen Festkörpers mit einer Länge (L) und eines Querschnitts (A) sowie einem Widerstand (R) zwischen den Endflächen angeben:

(10)

$$\rho = \frac{RA}{L}$$

Wenn die Einheiten A in Quadratmetern, L in Metern und R in Ohm angegeben sind, ist die Widerstandseinheit der Ohmmeter (ohm.m). Der Widerstand (R) ist aufgrund der Spannung (V) gegeben, die an den Enden des Zylinders angelegt wird. Durch ihn fließt schlussendlich der resultierende Strom (I). Die Gleichung wird nach dem Ohm'schen Gesetz folgendermaßen dargestellt:

(11)

$$R = V/I$$

Dabei werden die Einheiten R in Ohm, V in Volt und I in Ampere angegeben. Der Kehrwert des spezifischen Widerstands ist die Leitfähigkeit (σ) auch als Konduktivität bezeichnet, wobei die Einheit Siemens pro Meter (S/m) gilt. Für J gilt die Stromdichte (A/m^2) und für das elektrische Feld E (V/m). Dies kann mittels der folgenden Gleichung abgeleitet werden:

(12)

$$\sigma = 1/\rho = \frac{L}{RA} = \frac{I}{\frac{V}{A}} = \frac{J}{E}$$

Die elektrolytische Leitung ist laut LOKE (2004) das wahrscheinlich häufigste angewandte Verfahren in Umweltuntersuchungen sowie technischen Untersuchungen. Diese Annahme liegt auch der vorliegenden Arbeit zugrunde und wird nun in weiterer Folge näher erläutert. Die spezifischen Widerstände oberflächennaher Gesteine werden im Allgemeinen durch die elektrolytische Leitung von Poren, Brüchen, Fehlern und Scherzonen eingeschränkt. Da jedes Ion nur eine bestimmte Ladungsmenge besitzt, ist die Ladungsintensität umso größer, je mehr Ionen in einer Lösung vorhanden sind. Demzufolge hat eine Lösung mit einer größeren Anzahl an Ionen eine höhere Leitfähigkeit oder einen geringeren spezifischen Widerstand (WARD 1990). Der spezifische Widerstand ist demnach bei Gesteinen dann sehr hoch, wenn keine Porosität vorhanden ist, und variiert daher mit der Beweglichkeit, Konzentration und dem Dissoziationsgrad der Ionen (TELFORD et al. 1990; REYNOLDS 1997). Es gibt jedoch einige Effekte, die die Elektrolytleitung beeinflussen, wie etwa Temperatur, Gesteinsstruktur und Porosität, Gesteinstyp, geologische Prozesse sowie Vorhandensein von Tonmineralien. Bei tonfreien Gesteinen kann durch das Gesetz von

ARCHIE (1942) der spezifische Widerstand in Bezug auf die Leitfähigkeit des Gesteins und des Porenwassers beschrieben werden (HAUCK 2002). Für die elektrische Leitfähigkeit des Sediments gilt daher,

$$\sigma_s = \frac{\varphi^m}{\alpha} \sigma_w S^n \quad (13)$$

und für den spezifischen Widerstand des Sediments:

$$\rho_s = \frac{\alpha}{\varphi^m} \rho_w S^{-n} = F \rho_w S^{-n} \quad (14)$$

Die elektrische Leitfähigkeit eines Sediments (σ_s) und der spezifische Widerstand eines Sediments (ρ_s) wird mit einem spezifischen Widerstand des Porenwassers (ρ_w), der elektrolytischen Leitfähigkeit des Porenwassers (σ_w), der effektiven Porosität (φ) und dem Sättigungsgrad (S) angegeben, wobei α , m und n die empirischen Faktoren für den Proportionalitätsfaktor, den Sättigungs- und Zementationsexponenten darstellen. Für gesättigte Gesteine kann anhand Gleichung (14) der Formationsfaktor (F) bestimmt werden (MEYER DE STADELHOFEN 1994; WEIDELT 2005).

Magmatische und metamorphe Gesteine besitzen hohe Widerstandswerte, die abhängig vom Grad und vom Flüssigkeitsanteil der Klüfte sind. Sedimentgesteine weisen aufgrund ihres hohen Porenfluidgehaltes eine gute Leitfähigkeit auf. Dementsprechend besitzen bestimmte Gesteinsarten hohe und niedrige Widerstandsbereiche. Granit weist beispielsweise einen Widerstandsbereich von etwa 1.6×10^3 bis 10^6 ohm.m auf, abhängig vom Feuchtigkeitsgehalt des Gesteins (LOKE 2004). Silber hingegen weist einen Widerstand von 1.6×10^{-8} ohm.m auf und reiner Schwefel 10^{16} ohm.m. Das Alter des Gesteins ist ebenfalls ein wichtiger Faktor in Bezug auf den spezifischen Widerstand bedingt durch Materialveränderung: so besitzt ein quartäres vulkanisches Gestein einen Widerstandsbereich von 10 bis 200 ohm.m, während der Widerstand eines äquivalenten Gesteins mit präkambrischem Alter um eine Größenordnung größer ist (REYNOLDS 2011).

Ferner beeinflussen folgende Faktoren die Widerstandswerte von gefrorenem Boden: Korn- und Porengröße, Hohlraumverhältnis, Wassergehalt, Sättigungsgrad, Salzgehalt des Porenwassers, Temperatur und Wasserphase. Die Abhängigkeit des spezifischen Widerstands von der Temperatur hängt eng mit der Materialart und der Menge an nicht gefrorenem Wasser zusammen (OLHOEFT 1978; PEARSON et al. 1983). Die Temperatur

beeinflusst den über oder unter dem Gefrierpunkt liegenden spezifischen Widerstand. Der spezifische Widerstand steigt am Gefrierpunkt aufgrund des Phasenwechsels von elektrisch leitendem Wasser zu elektrisch nichtleitendem Eis stark an. Eine Abnahme der Temperatur erhöht die Viskosität des Wassers, was wiederum den Widerstand erhöht, da sich die Beweglichkeit der Ionen im Wasser verringert. Bei einer Abnahme der Temperatur oberhalb des Gefrierpunkts verändert sich der Widerstand des Materials nur dann, sofern sich auch der Widerstand des Porenwassers ändert. Bei vielen Permafrostmaterialien steigt der spezifische Widerstand exponentiell an, bis der größte Teil des Porenwassers gefroren ist (KELLER & FRISCHKNECHT 1966; PEARSON et al. 1983). Im Allgemeinen weisen die spezifischen Widerstände von gefrorenem Material signifikant höhere Werte auf (KNEISEL & HAUCK 2008).

Um die Ergebnisse der im Rahmen dieser Masterarbeit durchgeführten ERT-Messungen schließlich einordnen zu können, steht in den Publikationen von PALACKY (1987), KNEISEL (1999), WEIDELT (2005), HAUK & KNEISEL (2008) und REYNOLDS (2011) eine Reihe von Widerstandsrichtwerten unterschiedlicher Materialien zur Verfügung. An dieser Stelle gilt es jedoch anzumerken, dass die Angaben zu den spezifischen elektrischen Widerständen je nach Autor sehr unterschiedlich ausfallen. Tabelle 5 zeigt einen Auszug der spezifischen elektrischen Widerstände, die für die ERT-Messungen in Frage kommen. Nach WEIDELT (2005) besitzen Kies und Sand einen Wertebereich von 50 bis $>10^4$ ohm.m abhängig vom Zustand des Materials. Bei Ton variiert der Bereich von erdfeucht 3 bis 30 ohm.m zu erdtrocken $>10^3$ ohm.m. REYNOLDS (2011) beurteilt den Wertebereich der Materialien Kalkglimmerschiefer auf 20 bis 10^4 ohm.m und Moränenmaterial auf 10 bis 5×10^3 ohm.m. In der Arbeit von PALACKY (1987) wird der spezifische Widerstand bei glazialen Sedimenten mit einem Bereich von 5 bis 10^4 ohm.m definiert. Gefrorene Sedimente, Bodeneis und alpiner Permafrost besitzen nach KNEISEL (1999) und HAUCK & KNEISEL (2008) einen Wertebereich von 10^3 bis 10^6 ohm.m.

Tabelle 5: Zusammenfassung der spezifischen Widerstandswerte (verändert nach PALACKY 1987²; KNEISEL 1999⁵; WEIDELT 2005¹; HAUCK & KNEISEL 2008⁴ und REYNOLDS 2011³).

Material	Spezifischer elektrischer Widerstand (ohm.m)
Ton ¹	3 – 30 (erdfeucht) >1000 (erd trocken)
Kies, Sand ¹	50 (wassergesättigt) > 10^4 (trocken)
Moränenmaterial ³	$5 - 10 \times 10^3$

Glaziale Sedimente (Schotter und Sand) ²	$5 - 10^4$
Kalkglimmerschiefer ³	$20 - 10^4$
Gefrorene Sedimente ⁴ Bodeneis ⁴ Alpiner Permafrost ⁵	$10^3 - 10^6$
Gletschereis ⁴	$10^6 - 10^8$

In Tabelle 5 ist deutlich erkennbar, dass oftmals eine große Spannweite zwischen den Minimal- und den Maximalwerten liegt, welche auf die unterschiedliche Feuchte bzw. die Struktur des Gesteins zurückzuführen ist. Diese Richtwerte sind eine Hilfestellung für die Interpretation der ausgewerteten Daten. Des Weiteren ist es im Rahmen einer Untersuchung, wie es in der vorliegenden Arbeit der Fall ist, sinnvoll, das Arbeitsgebiet mit Hilfe einer geologischen Karte zu beurteilen (siehe Kapitel 2.2.1), um Verwechslungen von Materialien ähnlicher spezifischer Widerstände auszuschließen.

3.3.2 Lage der Messprofile

Insgesamt wurden elf ERT-Profile im Arbeitsgebiet Frosnitzkees gemessen. Die Lage der ERT-Profile wurde mit Hilfe eines DGM (2009) und eines Orthophotos (2018) vor der Geländearbeit grob geplant. Es wurde darauf geachtet, charakteristische Formen, in denen Permafrost auftreten kann, auszuwählen. In der Feldarbeit mussten die Profile, angesichts der noch vorhandenen Schneefelder im lateralen Moränenbereich, so ausgelegt werden, dass eine entsprechende Messung durchgeführt werden konnte. Außerdem wurden nicht die geplanten neun Profile im Moränenbereich, sondern nur vier Profile gemessen und ein weiterer Messbereich unterhalb der Gletscherzunge konnte festgelegt werden, in dem vier weitere Profilmessungen durchgeführt wurden. Der Grund für die Auswahl dieses Messbereichs war zum einen ein relativ schneeloses Gelände, in dem die Profilmessung gewährleistet war, zum anderen die geringe Distanz vom lateralen Moränenbereich bis zur Gletscherzunge (siehe Abbildung 2). Obwohl von diesem Messbereich angenommen wurde, dass wahrscheinlich kein typischer Permafrost vorzufinden ist, aufgrund der erst kürzlich stattgefundenen Entgletscherung, war jedoch eine Art von Bodeneis im Untergrund denkbar. Die letzten drei Messungen wurden, wie vorab geplant, am südwestlichen Hang gegenüber der orographisch linken lateralen Moräne gemessen. Hinsichtlich der drei unterschiedlichen Lagen der ERT-Messungen (siehe Abbildung 2), wurden die ERT-Profile definiert in: LMB, GZB und SWB. Die Durchführung der Geländearbeit fand schließlich vom 27.7.2020 bis 29.7.2020 in Unterstützung von insgesamt vier bzw. fünf Personen statt. Eine Übersicht über die Charakteristika der einzelnen ERT-Profile ist der Tabelle 6 zu entnehmen. In dieser

Arbeit wurde bei den ERT-Messungen, aufgrund des zeitlichen Faktors, die Wenner-Konfiguration gewählt, da diese die kürzeste Messdauer aller Konfigurationen aufweist. Alle Profile wurden mit 4 m Elektrodenabstand und mit 50 Elektroden gemessen, d. h. alle 11 Profile umfassten eine Länge von 196 m. Der topographische Verlauf aller 11 Profile wurde mit Hilfe eines Klinometers erhoben, wobei immer der Winkel zwischen zwei Elektroden gemessen wurde.

Tabelle 6: Übersicht über die Charakteristika der einzelnen ERT-Profile im Gletschervorfeld. Arbeitsgebiete: LMB= lateraler Moränenbereich, GZB= Gletscherzungenbereich und SWB= südwestlicher Hangbereich. Alle Profile mit 4 m Elektrodenabstand, 50 Elektroden und 196 m Länge.

Datum	Standort der Profile	Seehöhe (m) Anfangs- und Endpunkt des Profils	Charakteristika der untersuchten Formen	Verlauf der Profile (Himmelsrichtung)
27.7.2020	LMB-1	2666/2695	Groblockiger Moränenbereich	SSO-NNW
27.7.2020	LMB-2	2678/2699	Groblockiger Moränenbereich	SSO-NNW
28.7.2020	LMB-3	2671/2693	Grob- bis feinblockiger Moränenbereich	S-N
28.7.2020	LMB-4	2679/2684	Grob- bis feinblockiger Moränenbereich	S-N
28.7.2020	GZB-1	2692/2719	Periglazialer Bereich mit glazialen Sedimenten	O-W
28.7.2020	GZB-2	2682/2711	Periglazialer Bereich mit glazialen Sedimenten	OSO-WNW
28.7.2020	GZB-3	2687/2720	Periglazialer Bereich mit glazialen Sedimenten	O-W
28.7.2020	GZB-4	2685/2702	Periglazialer Bereich mit glazialen Sedimenten	OSO-WNW
29.7.2020	SWB-1	2553/2602	Schuttdecke Gletschervorfeld	ONO-WSW
29.7.2020	SWB-2	2558/2603	Schuttdecke Gletschervorfeld	ONO-WSW
29.7.2020	SWB-3	2539/2612	Schuttdecke Gletschervorfeld	NO-SW

In Abbildungen 9, 10 und 11 werden die Messgebiete LMB, GZB und SWB der ERT-Messungen dargestellt. Zur Erklärung sind in den Abbildungen unterschiedlich eingefärbte Linien dargestellt, die die Lage der Profile in den jeweiligen Messgebieten zeigen. Die Pfeilsignatur mit dem Kreis auf den Profilen soll die ungefähre Position und die Blickrichtung der Fotoaufnahmen beschreiben. Als Orientierungshilfe befindet sich im oberen rechten Eck jeweils der Nordpfeil. In Abbildung 9 wird das Teilarbeitsgebiet (2) anhand eines Orthophotos von 2018 abgebildet, da in der Feldarbeit keine passende Fotoaufnahme des gesamten Messgebiets LMB vorhanden war. Wie schon im Kapitel 2.2.2

erwähnt, hat sich in diesem Bereich eine Moränenstaffel – wahrscheinlich durch mehrmalige Gletschervorstöße – abgelagert, die zu einer talwärtig konvexen Ausbuchtung der lateralen Moräne geführt hat. Der orographisch linke Moränenbereich von Profil LMB-4 wurde, wie bereits zuvor angemerkt, nicht gemessen. Der Messbereich ist allgemein von grobblockigem und kantengerundetem Moränenmaterial mit einer teils schon entwickelten Vegetationsdecke im unteren Profilabschnitt geprägt (siehe Abbildung 9).

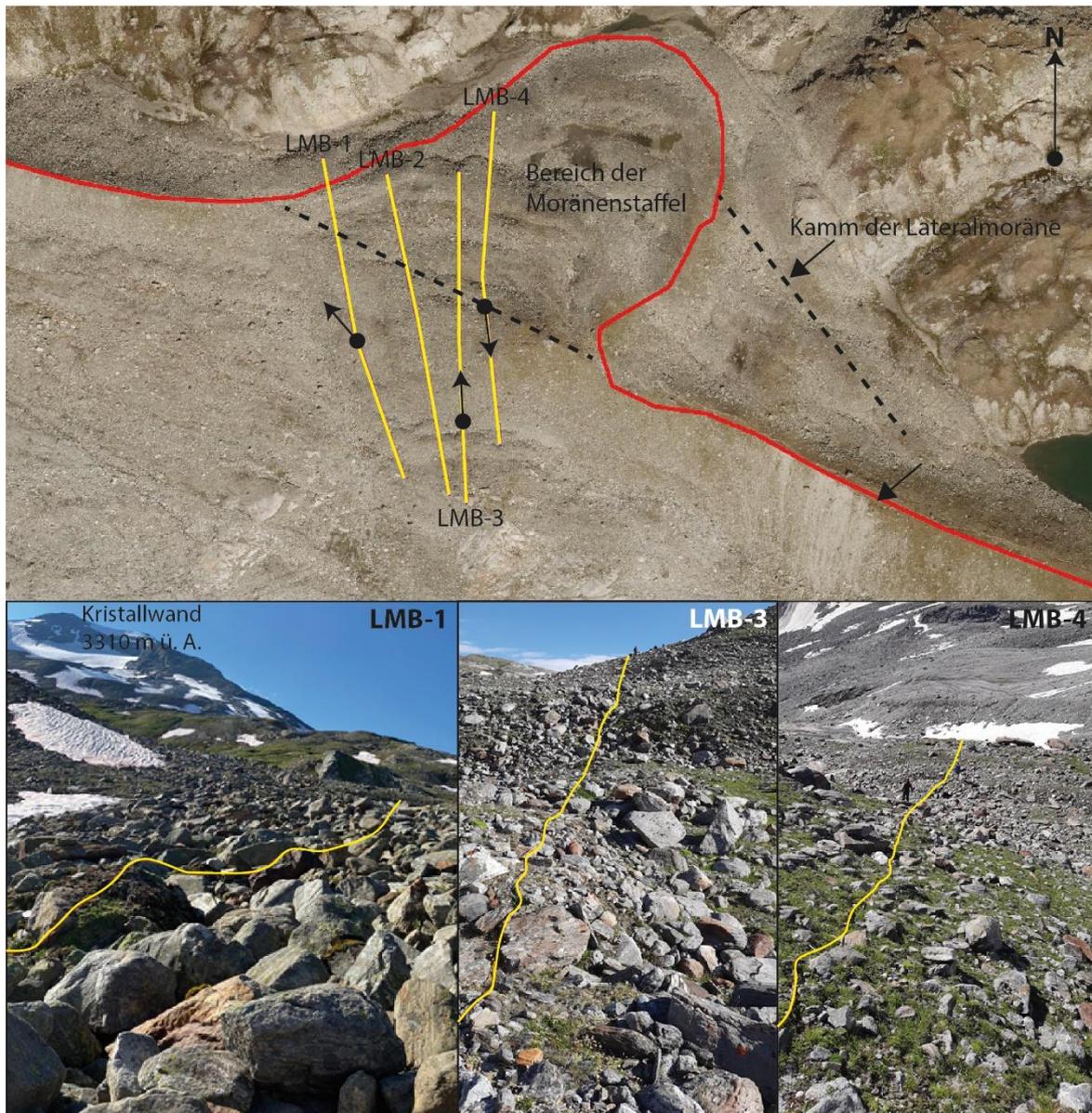


Abbildung 9: Messgebiet der ERT-Profile im LMB. Pfeilsignatur mit Kreis auf den Profilen beschreibt die ungefähre Position und die Blickrichtung der unteren Fotoaufnahmen. Der Kamm der Lateralmoräne sowie die Moränenstaffel ist nachgezeichnet (Orthophoto 2018 LAND TRIOL).

Die Abbildung 10, welche das Arbeitsgebiet GZB mit den ERT-Profilen darstellt, wurde am 31.5.2020 bei einer Vorabbesichtigung aufgenommen. In der Feldarbeit (27.7.2020) haben sich die Schneefelder, welche in Abbildung 10 noch erkennbar sind, deutlich verkleinert. Wie auf den Fotoaufnahmen zu sehen ist, beinhaltet das relativ flache Messgebiet feine glaziale Sedimente, wie Schotter und teils größere Sedimente. Weiters sind auf der Fotoaufnahme in GZB-3 Streifenformen auf der Geländeoberfläche erkennbar. Zwischen den ERT-Profilen haben sich kleine Gletscherbäche entwickelt, die teilweise noch mit Schneefeldern bedeckt waren. Des Weiteren ist auf der Aufnahme GZB-4 ein kleiner proglazialer See zu erkennen.



Abbildung 10: Messgebiet der ERT-Profile im GZB. Pfeilsignatur mit Kreis auf den Profilen beschreibt die ungefähre Position und die Blickrichtung der unteren Fotoaufnahmen.

Abbildung 11 stellt das südwestlich gelegene Untersuchungsgebiet SWB mit drei ERT-Profilen (SWB-1, SWB-2, SWB-3) im Gletschervorfeld dar. Da dieses periglaziale Gebiet an steile Felswände angrenzt, herrscht eine dementsprechend starke geomorphologische Dynamik, welche sich aus häufigen Steinschlagereignissen und seltenen kleineren Felsstürzen zusammensetzt. Das Produkt dieser natürlichen Prozesse (siehe Abbildung 11) sind in diesem Fall steile grobblockige Schuttmassen, in dem die Messungen stattgefunden haben. Auf den Fotos sind diese unsortierten Schuttmassen gut erkennbar, aufgrund labiler Mobilität. Weiters ist kaum ein Vegetationsbewuchs in diesen Schuttbereichen vorhanden, da das nötige Feinmaterial fehlt.

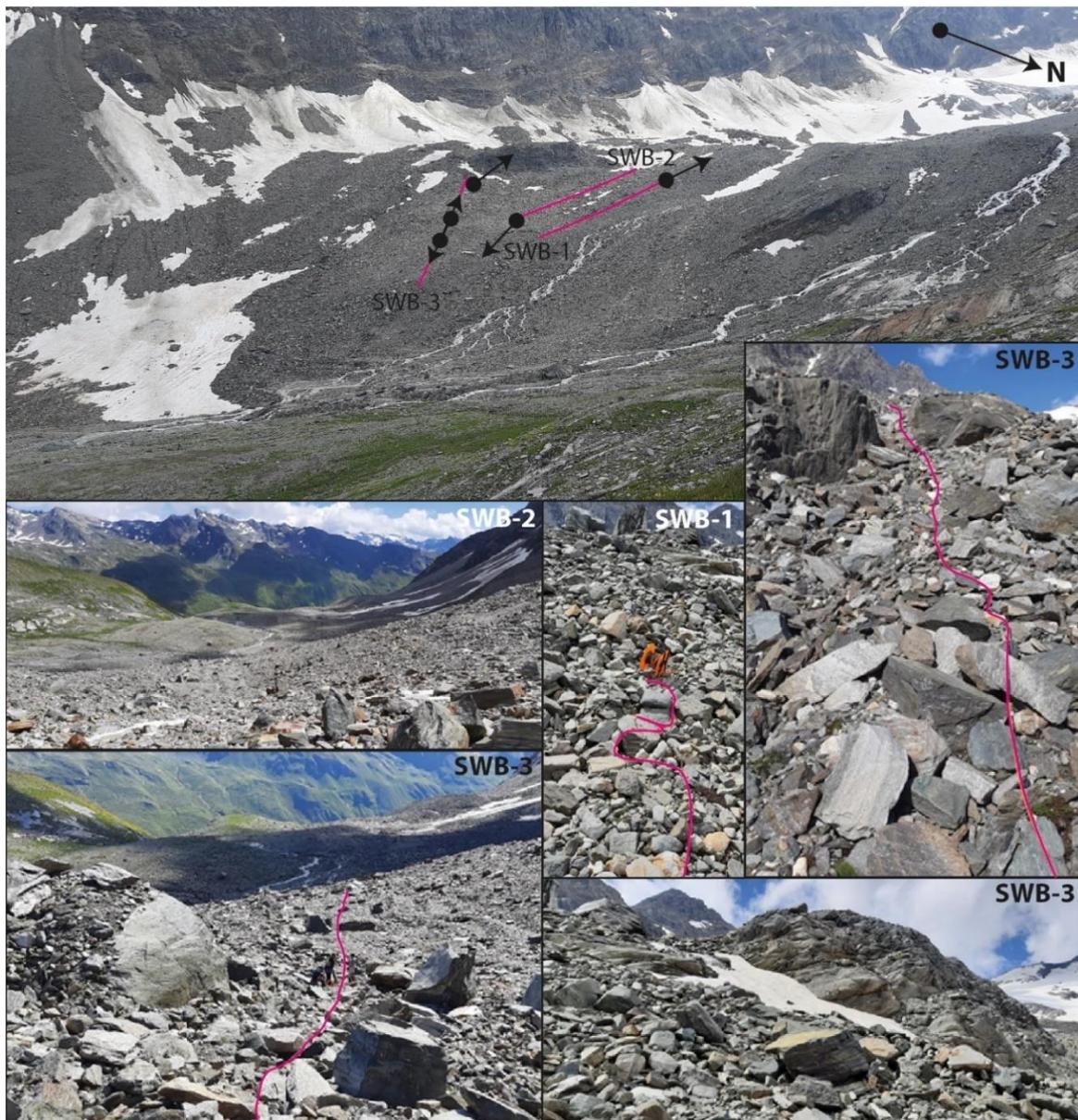


Abbildung 11: Messgebiet der ERT-Profile im SWB. Pfeilsignatur mit Kreis auf den Profilen beschreibt die ungefähre Position und die Blickrichtung der unteren Fotoaufnahmen.

3.3.3 Auswertung der Daten

Um in weiterer Folge die gewonnenen Daten auszuwerten, wurde die Software RES2DINV, die von LOKE & BARKER (1995) entwickelt wurde, herangezogen, da mit ihrer Hilfe ein zweidimensionales Widerstandsmodell für den Untergrund generiert werden kann. Das Ziel des Benutzers ist es, die Differenz zwischen den berechneten und gemessenen scheinbaren Widerstandswerten unter Einsatz von Inversionsverfahren und durch die Anpassung des spezifischen Widerstands der Modellblöcke zu minimieren. Die berechneten Widerstandswerte werden in einem synthetisch erzeugten Startmodell in rechtwinklige Blöcke gegliedert, die wiederum durch die errechneten Widerstandswerte der Vorwärtsmodellierung gefüllt werden (GEOTOMO 2011). In der Software RES2DINV kann neben unterschiedlichen Parametereinstellungen auch der Inversionsalgorithmus verändert werden, nämlich in ein geglättetes Modell oder ein Block-Modell. Die robuste Inversion (engl. *robust inversion*), ein sogenanntes Block-Modell, wird bei Schichten mit scharfen Grenzen gewählt bzw. bei jenen Schichten, deren geologische Strukturen signifikante Grenzen aufweisen. Die geglättete Inversion (engl. *smooth model*) wird bei geologischen Strukturen mit graduierten Übergängen angewendet (LANGE & JACOBS 2005). Der topographische Verlauf der Profile, der mit einem Klinometer erhoben wurde, musste dabei in die einzelnen Profil-Dateien eingefügt werden, um die topographische Information eines Profils bei der Auswertung zu berücksichtigen sowie das Profil entsprechend topographisch darzustellen.

Ein Qualitätsmaß für den Unterschied zwischen gemessenem und berechnetem Widerstandswert ist durch die prozentuelle Abweichung eines RMS-Fehlers (engl. *root-mean-squared error*) vorhanden. Das berechnete Modell mit einem niedrigen RMS-Fehler kann jedoch große und unrealistische Abweichungen in den Widerstandswerten des Modells aufweisen, welche aus geologischer Sicht möglicherweise nicht übereinstimmen. Prinzipiell ist ein niedriger RMS-Fehler ein Qualitätsmerkmal eines Modells aber nach GEILHAUSEN (2007) sollte dieser Wert kritisch hinterfragt werden, da ein niedriger RMS-Fehler nicht unbedingt ein qualitativ hochwertiges Modell wiedergeben muss. Grundsätzlich besteht der Ansatz darin, dass sich das Modell bei der gewählten Iteration des RMS-Fehlers nicht wesentlich verändert – dies tritt normalerweise zwischen der dritten und fünften Iteration auf (GEOTOMO 2011). Prinzipiell wurde in dieser Arbeit bei jeder ERT-Auswertung fünf Iterationen gewählt. Da in den Messgebieten Permafrost oder Eiskörper zu erwarten ist, wurde die robuste Inversionsmethode gewählt, aufgrund der scharfen Grenze zwischen

Permafrost- und nicht Permafrostbereiche. Vorteil dieser Methode ist es, dass die Schichtgrenzen nicht geglättet werden und dadurch deutlich genauere Strukturen dargestellt werden können (LANGE & JACOBS 2005).

3.4 Digitale Bildanalyse

Ein charakteristisches Phänomen, das im Hochgebirge auftritt, sind sogenannte Massenverlagerungen, die eine Dynamik in Form von Gletschertransport, permafrostbedingtem Schuttkriechen, langsamen Rutschungsprozessen sowie spontanen Ereignissen, wie Eis- und Felslawinen oder Trümmerströmen, widerspiegeln. Diese Naturprozesse können in vielen Gebirgsregionen, vor allem im Alpenraum, verschiedene Gefahren für das menschliche Leben und deren Infrastruktur verursachen (KÄÄB 2002). Hinsichtlich der Bestimmung von permafrostbedingtem Schuttkriechen und seiner temporalen Veränderung wurde für diese Masterarbeit im Teilarbeitsgebiet (2) (siehe Abbildung 2), in dem sich die laterale Moränenausbuchtung befindet, ein Ansatz der digitalen Bildanalyse gewählt, der neben den ERT-Messungen zusätzliche Erkenntnisse über mögliche Permafrostaktivitäten liefern sollte.

Unterschiedliche Geländeformationen könnten ein Indiz für Oberflächenbewegungen sein, weshalb das DGM (2009) in ArcGIS mit Hilfe der Funktionen Neigung (engl. *slope*) und Schummerung (engl. *hillshade*) umgewandelt wurde, um diese Geländeformationen digital zu erfassen. Weiters wurde die Neigungsrichtung (engl. *aspect*) der geomorphologischen Formationen im Moränenbereich bestimmt. Dadurch konnten Geländeformen, wie Wälle, Geländekanten, Erosionsrinnen sowie Senkungsbereiche und Senkungskanten eruiert werden.

3.4.1 Grundlagen des bildanalytischen Ansatzes CIAS

Um horizontale Oberflächenbewegungen zu messen, wurde die Software CIAS (engl. *Correlation Image Analysis System*) verwendet. Als Eingangsdaten dienen dabei digitale georeferenzierte Orthophotos aus zwei unterschiedlichen Aufnahmezeitpunkten (KÄÄB & VOLLMER 2001). Grundsätzlich erfolgt die Analyse eines einzelnen horizontalen Verschiebungsvektors in zwei Schritten (KÄÄB & VOLLMER 2001):

- (1) Ein Bildausschnitt mit ausreichendem Bildkontrast wird innerhalb des Orthophotos, eines länger zurückliegenden Zeitpunkts ausgewählt – ein sogenannter Referenzblock.

- (2) Der entsprechende Bildabschnitt wird im zweiten Orthophoto, also ein kürzer zurückliegender Zeitpunkt, gesucht – der sogenannte Testblock.

In Abbildung 12 wird das Verfahren zur Messung von Oberflächenverschiebungen, die sich durch Anwendungen von Korrelationstechniken ergeben, dargestellt. Im Orthophoto zum Zeitpunkt 1 wird ein Referenzblock erstellt, der in einem Testbereich im Orthophoto zum Zeitpunkt 2 gesucht wird. Die Oberflächenverschiebung ergibt sich aufgrund der horizontalen Verschiebung zwischen der Position des Referenz- und des Testblocks. Nach Ausführung dieser zwei Schritte werden die Lagedifferenzen in den zentralen Pixelkoordinaten direkt angegeben, um zu zeigen, inwieweit eine horizontale Verschiebung zwischen den Blöcken der zwei Orthophotos stattgefunden hat.

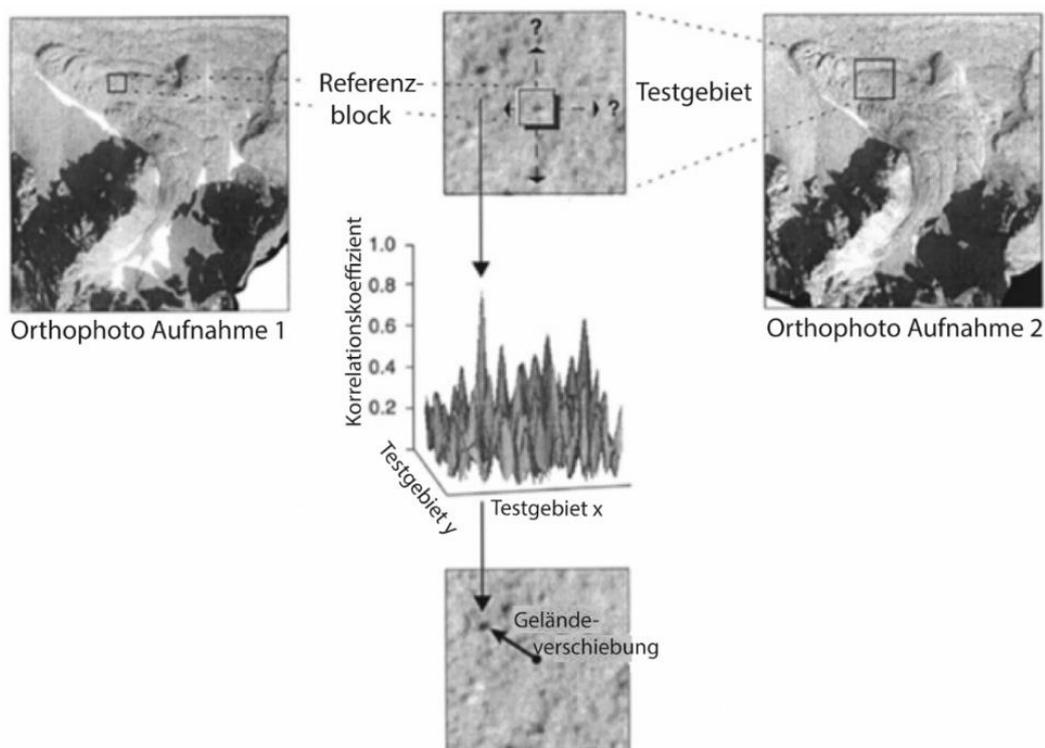


Abbildung 12: Flächenhafte Bestimmung horizontaler Oberflächenverschiebungen durch Bildvergleiche zweier verschiedener Zeitaufnahmen am Beispiel des Muragl Blockgletschers in der Schweiz (verändert nach KÄÄB & VOLLMER 2000).

Für die Identifizierung der entsprechenden Bereiche der beiden Orthophotos wird nach KÄÄB & VOLLMER (2000) eine doppelte Kreuzkorrelationsfunktion angewendet, die sich auf die Grauwerte der Bilder bezieht. Dies erfolgt, um horizontale Oberflächenverschiebungen mit einer Genauigkeit von bis zu 1/8 eines Pixels zu messen (KÄÄB et al. 2013):

$$\phi(i, k) = \frac{\sum_j \sum_l s \left[(i + j, k + l) - \left(\frac{T_{test}}{N_{test}} \right) \right] \times m \left[(j, l) - \left(\frac{T_{ref}}{N_{ref}} \right) \right]}{\sqrt{\left\{ \sum_j \sum_l s^2 \left[(i + j, k + l) - \left(\frac{T_{test}}{N_{test}} \right) \right] \times \sum_j \sum_l m^2 \left[(j, l) - \left(\frac{T_{ref}}{N_{ref}} \right) \right] \right\}}}$$

wobei

ϕ die doppelte Kreuzkorrelationsfunktion ist,

(i, k) und (j, l) die Koordinaten innerhalb der Test- und Referenzbereiche der Orthophotos sind,

s die räumliche Grauwertfunktion des Testblocks,

$s(i, k)$ der entsprechende Grauwert am Ort (i, k) ,

m die räumliche Grauwertfunktion des Referenzbereichs,

$m(j, l)$ der entsprechende Grauwert am Ort (j, l) ,

T die Summe der Grauwerte des Test- oder Referenzblocks und

N die Anzahl der Pixel des Test- oder Referenzblocks ($N_{ref} = N_{test}$) ist.

In Gleichung (15) normalisieren die T/N -Terme die Grauwerte der Referenz- und Testblöcke und garantieren keine Beeinflussung der Korrelation hinsichtlich Unterschiede im Gesamtgrauwert. Der Testbereich muss die entsprechende Größe der erwarteten maximalen Verschiebung der Referenz- und Testblöcke besitzen, sodass sie wieder im Testbereich gefunden werden können. Des Weiteren muss die Größe der Referenz- und Testblöcke so gewählt werden, dass eine textuelle Eigenschaft der Bodenoberfläche gegeben ist, zum Beispiel ein Blockgletscher. Wählt man die Blockgröße zu klein, besitzt \emptyset kein klares Maximum. Ist sie zu groß, erhöht sich die Rechenzeit um ein Vielfaches. In der Studie von KÄÄB & VOLLMER (2000) wurden Blockgrößen von 10 x 10 Pixel bis 30 x 30 Pixel verwendet und auch als Schwellenwerte für deren Arbeit herangezogen.

3.4.2 Datengrundlage

Als Datengrundlage für das Teilarbeitsgebiet (2) im lateralen Moränenbereich dienten sechs Orthophotos, die vom Land Tirol zu Verfügung gestellt wurden und deren Metadaten in Tabelle 7 zusammengefasst wurden. Der in dieser Studie relevante Bildbereich von 342 m x 312 m (10,7 ha) wurde mittels der Funktion *Clip* in der Software ArcGIS zugeschnitten. Die Orthophotos von 1974 und 2012 dienten bei der Bildanalyse als Referenzbilder. Aufgrund kleinerer Lagedifferenzen der Bilddaten von 1974 und 2012 wurden diese vor der

Analyse korrigiert. Durch Ansetzen unterschiedlicher Korrekturwerte, die vom Bezugsdatensatz 2018 und auf Basis stabiler Felsbereiche ermittelt wurden, konnten diese Lagedifferenzen bereinigt werden (siehe Tabelle 7). Bei den Orthophotos von 2004, 2009 und 2015 war der Pixelversatz zu groß, um eine aussagekräftige Auswertung durchführen zu können. Diese drei Datensätze wurden daher von der weiteren Analyse ausgeschlossen. Das Orthophoto von 2018 konnte ohne Bearbeitung verwendet werden. In der Tabelle 7 sind noch die Pixelauflösung der Orthophotos sowie die analysierten Zeiträume mit Hilfe einer Farbkodierung dargestellt.

Tabelle 7: Auflistung der verwendeten Orthophotos für die digitale Bildanalyse. Die Orthophotos der Jahre 2004, 2009 und 2015 konnten aufgrund zu großer Pixelversatzwerte nicht verwendet werden.

Orthophoto	Korrekturwert (X-Achse)	Korrekturwert (Y-Achse)	Pixelauflösung	Zeiträume für die Bildanalyse	
1974	- 0,065 m	- 0,41 m	0,25 m		
2004	-	-	0,25 m		
2009	-	-	0,25 m		
2012	- 0,25 m	0,00 m	0,25 m		
2015	-	-	0,25 m		
2018	0,00 m	0,00 m	0,25 m		

3.4.3 Auswertung der Orthophotos

Für die digitale Bildanalyse mit CIAS wurden zwei gemeinsam registrierte Graustufenbilder desselben Bereichs mit unterschiedlichen Zeiträumen verwendet. Für die Analyse wurde die normierte Kreuzkorrelation (engl. *Normalized Cross Correlation/NCC*) als Algorithmus angewendet. Anschließend mussten die Eingabeparameter für den Referenz- und Testblock angegeben werden. Der analysierte Bereich wurde durch Anwenden eines Polygons definiert. Als Resultat wurde ein Raster aus Punkten eines definierten Abstands dargestellt. Durch mehrere Testläufe in CIAS wurden die erforderlichen Eingabeparameter ermittelt. Im analysierten Bildausschnitt wurde der Abstand der Rasterpunkte, die schlussendlich die Referenzblöcke darstellten, auf fünf Meter gesetzt. In dieser Arbeit konnte ein Gesamtzeitraum von 1974 bis 2018 untersucht werden und dieser wurde nochmals in zwei Teilzeiträume (1974 bis 2012 und 2012 bis 2018) unterteilt und auf Oberflächenbewegungen analysiert. Ein wichtiger Ausgabebetyp war einerseits die Bewegungsrichtung und andererseits der horizontale Versatz (dargestellt durch die Länge der Vektoren). Weiters wurden entsprechende Korrelationsparameter ausgegeben, wie der durchschnittliche Korrelationskoeffizient (engl. *avg_corrcoeff*) und der maximale Korrelationskoeffizient (engl. *max_corrcoeff*). Diese Ausgabedaten konnten im CSV-Format abgespeichert und im

ArcGIS aufbereitet und dementsprechend bearbeitet werden. Um weitere detaillierte Informationen, hinsichtlich Anwendungsproblemen oder Einstellungsparametern zu erhalten, wird auf KÄÄB (2013) verwiesen.

Um die Streuung der einzelnen Bewegungsvektoren zu vermindern, wurde ein Ansatz der inversen Distanzgewichtung (engl. *Inverse Distance Weighted/IDW*) in ArcGIS angewendet. Laut WATSON & PHILIP (1985) wird bei der Anwendung des IDW der Ausgabewert einer Rasterzelle auf einen Wertebereich beschränkt, der für das Interpolationsverfahren benutzt wird. Eine Rasterfläche wird in diesem Fall hinsichtlich der Richtung und Länge der Bewegungsvektoren interpoliert, welche in räumlicher Abhängigkeit zueinanderstehen. Nach diesem Vorgang wurden die nicht passenden Werte bzw. Extremwerte aussortiert und bei leichten Abweichungen aufgrund der topographischen Gegebenheit angepasst.

In der Abbildung 13 ist die Lage des Teilarbeitsgebietes (2) für die Bildanalyse (A) sowie zwei Ansichten (B) und (C) in der Software CIAS abgebildet, indem die erstellten Rasterpunkte als Dreieckssignatur (B) und ohne Signatur (C) dargestellt sind.

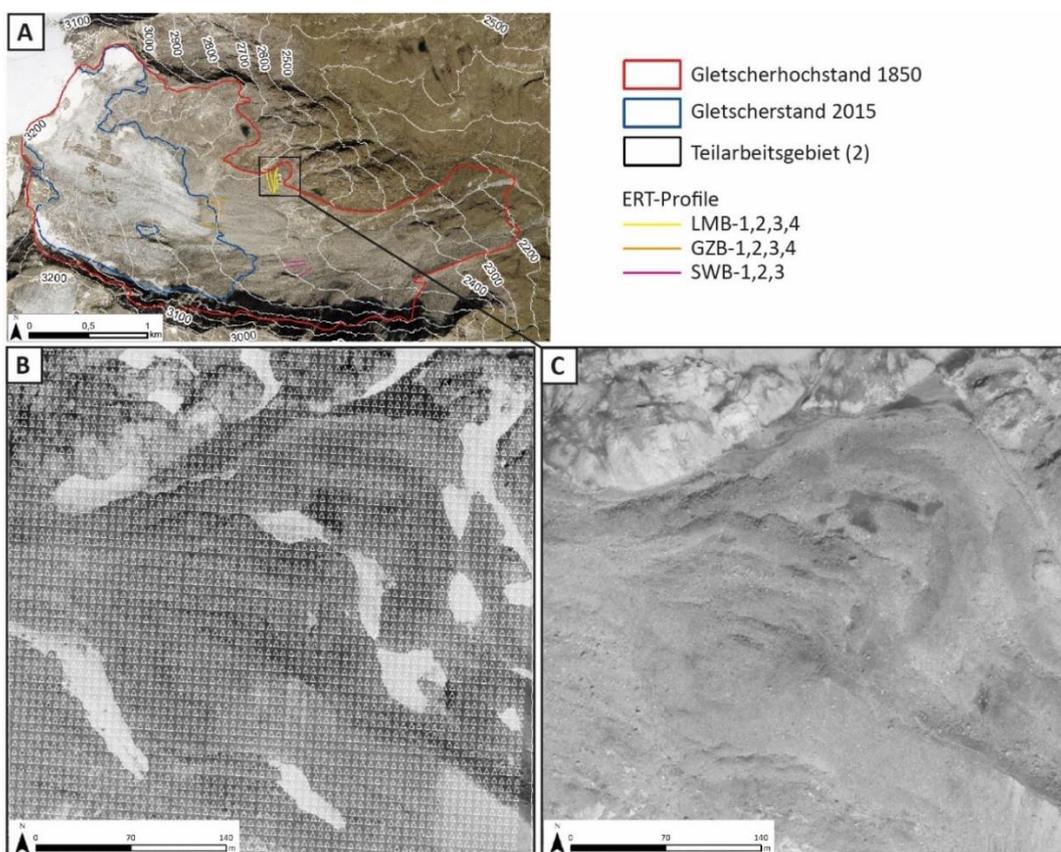


Abbildung 13: Ansicht der Software CIAS Oberflächenbewegung. (A) Gletschervorfeld des Frosnitzkees und die Lage des Teilarbeitsgebietes (2) (Orthophoto 2018 LAND TIROL; Gletscherstände um 1850 und 2015: PATZELT 1973; FISCHER et al. 2015; BUCKEL & OTTO 2018). (B) Orthophoto von 1974 mit den erstellten Rasterpunkten als Dreieckssignatur, in der Softwareansicht CIAS. (C) Orthophoto von 2018 ohne Signaturen, in der Softwareansicht CIAS (Orthophotos 1974 und 2018 LAND TIROL).

4 Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse des Arbeitsgebietes Frosnitzkees präsentiert, die mit Hilfe der angewandten Methoden generiert werden konnten. Der Aufbau der Unterkapitel gestaltet sich nach der Reihenfolge der angewendeten Methodik: zuerst werden die Ergebnisse der Gletscherstandsrekonstruktionen auf Basis von BORTENSCHALGER & PATZELT (1969), PATZELT (1973) und PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) in Kapitel 4.1 dargelegt. Im Anschluss daran wird die Rekonstruktion des Frosnitzkeeses für den Gletscherstand um 1850 anhand der Ansätze von BENN & HULTON (2010) und PELLITERO et al. (2016) in Kapitel 4.2 präsentiert. In Kapitel 4.3 werden die ERT-Auswertungen der Messprofile und in Kapitel 4.4 die Auswertungen der digitalen Bildanalyse dargestellt.

4.1 Landschaftsentwicklung im Bereich des Frosnitzkeeses seit Beginn des Holozäns

Aufgrund mehrerer Gletschervorstöße im alpinen Postglazials hat sich im Bereich des Frosnitzkeeses ein Moränensystem entwickelt, das teilweise auch heute noch augenscheinlich erkennbar ist. Die räumliche Abgrenzung und morphologische Differenzierung der unterschiedlichen Moränenwälle sind äußerst schwierig, da teilweise die Landschaftsformen zusammenliegen und zum Teil abgetragen sind. In der Arbeit von PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) wird nur kurz auf die Thematik des Moränensystems im Spätglazial eingegangen, wobei jedoch darin angenommen wurde, dass das Moränensystem im Spätglazial eine deutlich größere Dimension einnahm als das postglaziale Moränensystem. Daraus lässt sich schließen, dass möglicherweise Spätglaziale Moränen im Frosnitztal erhalten, die zum Teil auch in der Arbeit von SENARCLENS VON GRANZY (1942) dokumentiert und kartiert worden sind. In Abbildung 1 ist ein spätglaziales Moränensystem in der Nähe der Katalalm im Frosnitztal erkennbar.

Im Anschluss werden nun die Zeitabschnitte der neun Gletscherstände im Teilarbeitsgebiet (1) des Frosnitzkeeses noch näher erläutert. In der Abbildung 14 werden die Chronozonen bzw. die Klimaphasen im Holozän dargelegt, um diese auch mit den postglazialen Gletscherständen in Beziehung zu setzen. Diese fünf Klimaphasen stammen von der Blytt-Sernander-Sequenz, die durch Analysen von Torfmoorablagerungen dargelegt werden konnten und können noch weiters unterteilt werden (MANGERUD 1982). Das Subatlantikum (SA) ist die aktuelle Klimaphase des Holozäns und unterteilt sich weiters in

Älteres SA (2.500 – 1.500 BP), Mittleres SA (1.500 – 750 BP), Jüngeres SA (750 – 200 BP) und Jüngstes SA (200 BP – heute) wie auch in der Abbildung 14 zu sehen ist (WELTEN 1982; FRANKE 2020). Ebenfalls sind noch drei Rekonstruktionen, hinsichtlich der Klimaschwankungen in Europa nach HAAS et al (1998), PATZELT (1977) und ZOLLER (1960; 1977a; 1977b) in der Abbildung 14 dargestellt.

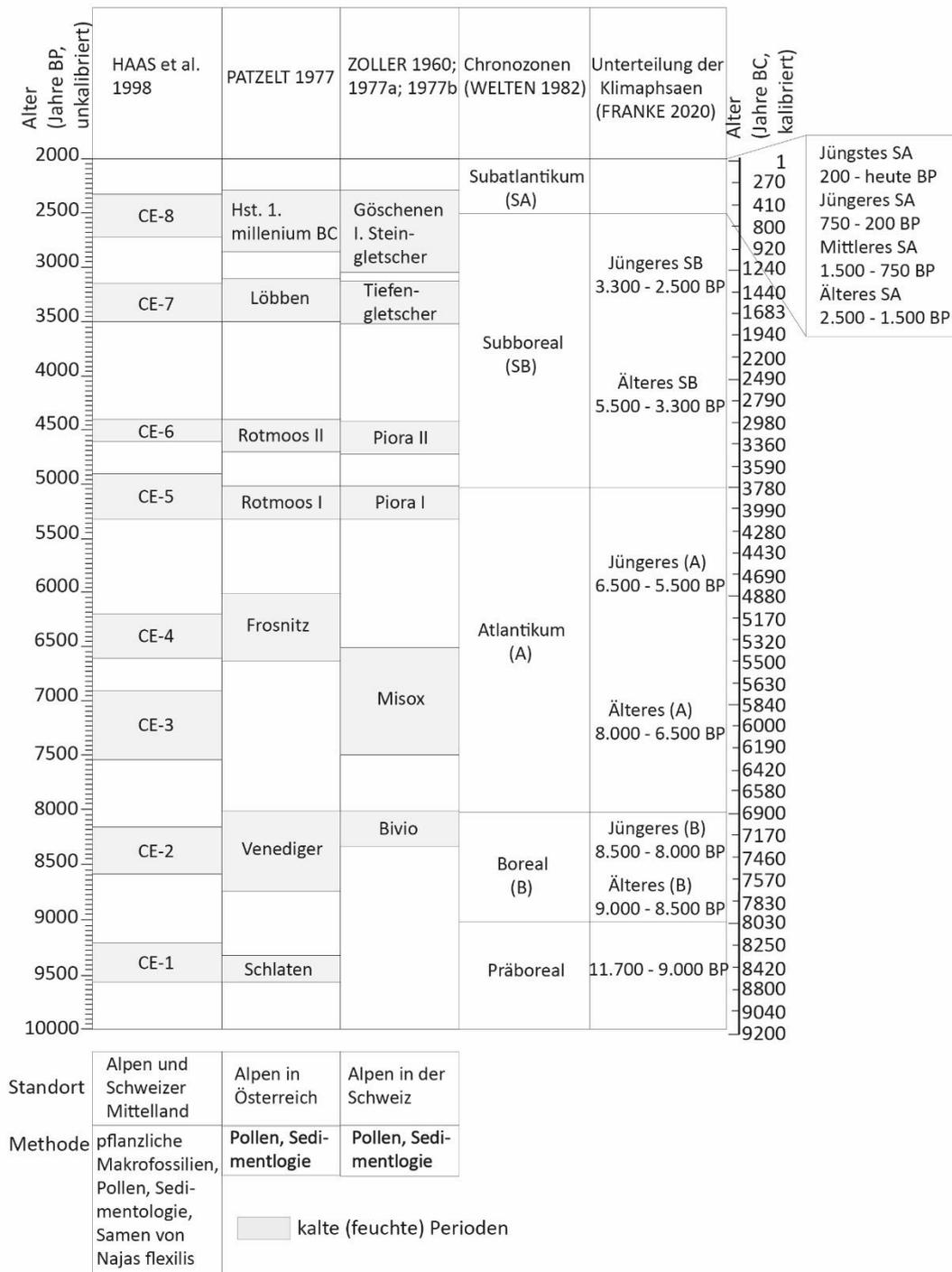


Abbildung 14: Vergleich rekonstruierter Klimaschwankungen mit veröffentlichten Daten für Mitteleuropa (basierend auf Gletscherbewegungen, Sedimentologie, Palynologie an subfossilen Holzresten) (verändert nach HAAS et al. 1998; FRANKE 2020).

Abbildung 15 zeigt das Kartierungsgebiet der postglazialen Moränen nach PATZELT (1973) und PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973). Als Basis wurde ein DGM (2009) und ein Orthophoto (2018) für die Moränenkartierung verwendet. Für die weitere geomorphologische Kartierung wurde eine Luftbildinterpretation durchgeführt. Hauptsächlich stehen die postglazialen Moränen der Kartierung im Vordergrund, weiters wurden auch die Landschaftsbedeckung, Höhenstufen und Erosionsrinnen im Maßstab 1:1.000 kartiert.

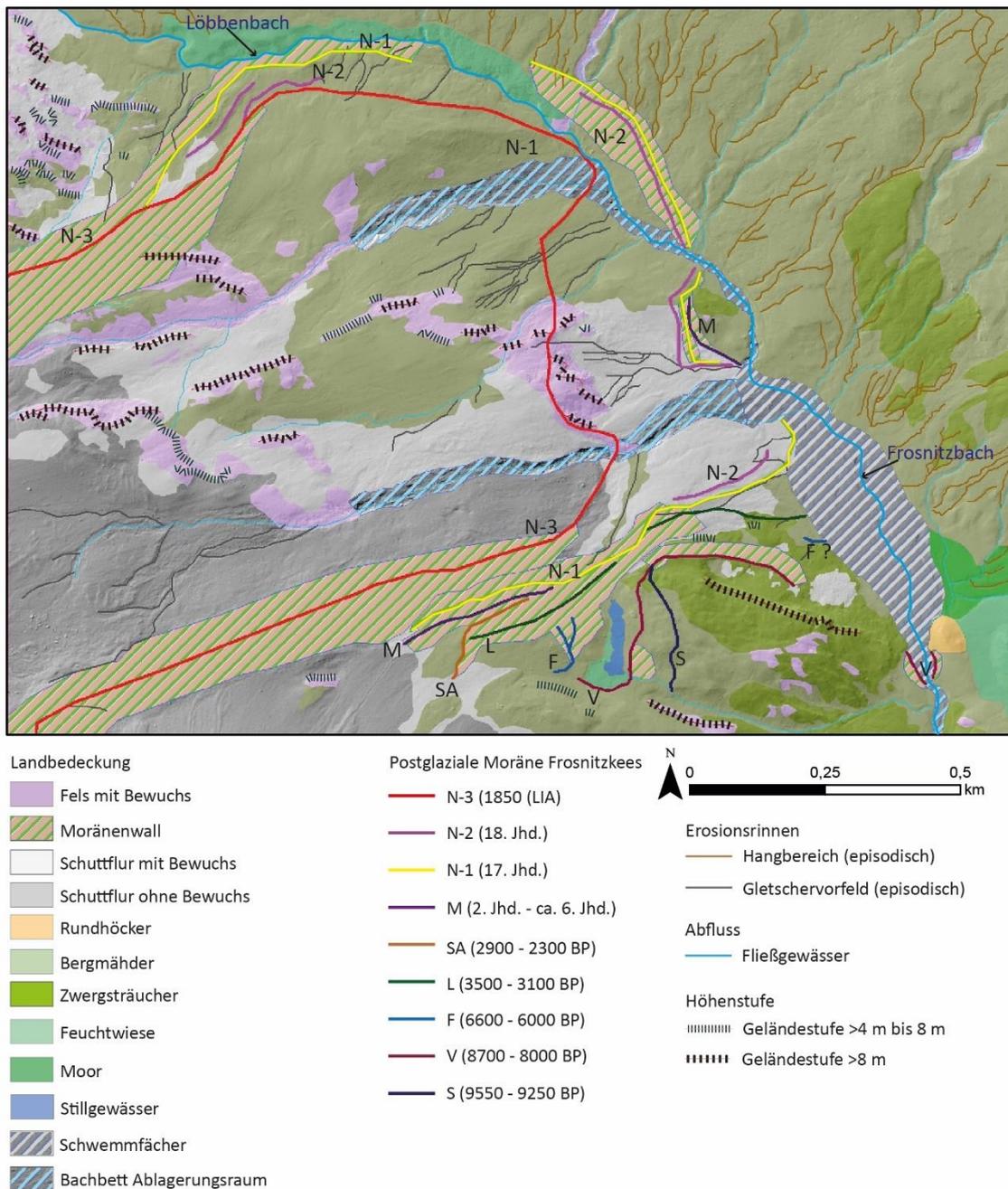


Abbildung 15: Kartierungsgebiet der postglazialen Moränen im Bereich des Frosnitzkeeses auf Basis von PATZELT (1973) und für 1850 auch basierend auf FISCHER et al. (2015) (Orthophoto 2018 und DGM LAND TIROL).

Die neuzeitliche Gletscherhochstandsperiode (1600 – 1850 AD)

In der Venedigergruppe lassen sich die neuzeitlichen Gletscherstände, die vereinzelt besonders weit vorgestoßen sind, deutlich von älteren Holozänen Gletscherhochstandsperioden abgrenzen. PATZELT (1973) konnte drei neuzeitliche Gletscherhochstände im Frosnitzkees feststellen. Im Endmoränenbereich des Gletschervorfeldes sind Wälle von drei neuzeitlichen Gletscherständen abgelagert: N-3 ist der jüngste Gletscherhochstand und hat den Löbbenbach nicht mehr erreicht. Die beiden älteren Moränen, N-1 und N-2, haben den Bach jedoch überquert und wurden rund 80 bis 120 m vor der jüngeren N-3 abgelagert. Die zwei älteren Moränen liegen sehr nahe beisammen und bilden einen Doppelwall, der sich über die gesamte Zungenbreite des ehemaligen Gletschers verfolgen lässt. Die Ergebnisse der Bodenprofilanalyse durch PATZELT (1973) geben Aufschluss darüber, dass die Hauptmasse des Moränenwalls N-1 aus frischem Moränenmaterial besteht, das von fossilen Bodenresten durchsetzt ist und dessen Entstehungsgeschichte bis ins frühe 17. Jahrhundert zurückreicht. Ein weiteres Profil ergab, dass die Bodenbildung auf Wall N-2 deutlich jünger ist als auf N-1 und wahrscheinlich im 18. Jahrhundert abgelagert wurde (1770/80). Die zeitliche Trennung zwischen N-2 und N-3 wurde aufgrund eines Alluvialbodens, welcher einen dünnen Bodenhorizont zeigt, außerhalb der Endmoräne um 1850 (N-3) und innerhalb der Endmoräne des 18. Jahrhunderts (N-2) nachgewiesen. Die dünne Gletscherzunge hat sich nach dem Vorstoß 1850/55 sehr rasch aufgelöst.

In den Jahren von 1891 bis 1892 und 1892 bis 1896 konnten einzelne Gletschervorstöße von 19 m und 11 m aufgezeichnet werden. Bis zum Jahr 1923 fehlen aufgrund von nicht mehr auffindbaren Gletschermarken, welche zur Längenmessung des Gletschers verwendet wurden, weitere Aufzeichnungen (FRITZSCH 1898). Es ist aber anzunehmen, dass es in dieser Zeit weitere Gletschervorstöße gab. Ein weiterer Vorstoß ereignete sich von 1923 bis 1927, von dem eine geschlossene Stirnmoräne erhalten geblieben ist. Nach diesem Vorstoß schmolz der linke Teilstrom sehr stark, der rechte schuttbedeckte Teilstrom blieb jedoch noch lange Zeit unverändert (PATZELT 1973). In den Jahren 1950 bis 1958 wurde ein beträchtlicher Längenverlust des Frosnitzkeeses festgestellt. Mit Beginn des Jahres 1965 bis 1972 hat sich die Lage der Gletscherzunge kaum verändert bzw. wurde in diesem Zeitraum ein Rückgang von -1,7 m gemessen. Vor allem im Frosnitztal erreichten die neuzeitlichen Gletscher vielfach Gelände, welches vorher mehrere Jahrhunderte bis Jahrtausende eisfrei

gewesen war. Dabei wurde ein gut entwickelter Boden durch eine Endmoräne zusammengeschoben und verschüttet (PATZELT 1973).

Große Gletscherstände im Spät- und Hochmittelalter (15 Jhd. und 12./13. Jhd. AD)

In dieser Gletscherhochstandsperiode wurden zwei Datierungsansätze des Simonykeeses angewendet, das sich ca. 10 km nordwestlich des Frosnitzkeeses befindet. Für die Untersuchung eines Moores in der Nähe der Rostocker Hütte wurde eine ¹⁴C-Datierung durchgeführt, die vorneuzeitliche Einschwemmungen aufwies, und auch Pollenprofile verschiedener Standorte wurden analysiert. Aus diesen zwei Ansätzen der Altersbestimmung ließen sich stratigraphisch zwei hohe Gletscherstände für das 15. und 13. Jahrhundert ableiten. Entsprechende Moränen sind bei diesem chronologischen Abschnitt im Frosnitzkees nicht vorhanden, da sie bei den größeren neuzeitlichen Gletschervorstößen überfahren worden sind (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973).

Gletscherhochstände während der ersten nachchristlichen Jahrhunderte (2. Jhd. – ca. 6. Jhd. AD)

In dieser Periode haben sich die Moränenböden des Frosnitzkeeses vor der ersten neuzeitlichen Störung um einiges besser entwickelt als jene auf den Wällen des 17. Jahrhunderts. Wahrscheinlich wurden diese Moränenwälle aufgrund des schwach entwickelten Bodenhorizonts vor dem Klimaoptimum im 10./11. Jahrhundert abgelagert. Auch wenn die Moränen noch nicht eindeutig chronologisch zugeordnet werden konnten, so wird jedoch angenommen, dass der Gletscherhochstand (M) des Simonykeeses in das 4. Jahrhundert AD einzuordnen ist. Das Simonykees besaß etwa den gleichen Hochstand (M) wie in der Neuzeit und war im Gegensatz zum Frosnitzkees deutlich kleiner. Der Höhepunkt dieser Hochstandsperiode wurde mehrfach belegt und ist auch in der Arbeit von PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) ausführlich dokumentiert, offen sind jedoch der Beginn und das Ende dieser Periode (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973).

Die Hochstandsperiode im ersten vorchristlichen Jahrtausend (2.900 – 2.300 BP)

Nach ZOLLER (1968) sind für den Zeitraum des Älteren Subatlantikums (2.500 BP – 1.500 BP) (FRANKE 2020) mehrfach feuchtkühle Klimaverhältnisse nachgewiesen worden. Hinsichtlich der fehlenden Nachweise für Gletscherhochstände in der Venedigergruppe konnte am Frosnitzkees (SA) ein kleiner Bereich einer Ufermoräne untersucht werden, der auf ein Alter von 2.900 – 2.300 BP hindeutet aber nicht eindeutig morphologisch-stratigraphisch bestimmt werden. Die Pollendiagramme des Simonykeeses weisen für diesen

Zeitabschnitt, bis auf eine kurze Unterbrechung vor ca. $2.000 - 1.600 \pm 70$ BP, auf verschlechterte klimatische Verhältnisse hin. Ebenfalls klar erfasst ist in der Arbeit von BORTENSCHLAGER (1970) die eiszeitliche Klimaverschlechterung im Bereich der Öztaler Alpen beim Rotmoosferner, die durch die Pollenanalyse und ^{14}C -Datierung bestätigt wurde (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973).

Die Löbbenschwankung (3.500 – 3.100 BP)

In diesem Zeitabschnitt wurde das Moor in der Löbben (siehe Abbildung 15) durch einen Gletschervorstoß des Frosnitzkeeses flächenhaft verschüttet (L), dabei wurde auch die größte neuzeitliche Gletscherausdehnung (N1) um 100 bis 150 m übertroffen. Durch die Datierung von Torf, das vom verschütteten Moor stammt, konnte der Hochstand dieser Schwankung auf 3.340 ± 60 BP datiert werden. Des Weiteren konnte eine Klimaverschlechterung, durch die Bewertung eines Pollendiagrammes auf 3.530 ± 80 BP bestimmt werden (^{14}C -Datierung), da in einer Profiltiefe von 30 – 35 cm unter anderem *Pinus*-Abfall festgestellt wurde. Daraus lässt sich schließen, dass bei der Löbbenschwankung mehrere klimatische Veränderungen stattfanden. Fraglich ist, ob die Gletscherhochstände in der Venedigergruppe im späten Subboreal (3.300 BP – 2.500 BP) mit dem Älteren Subatlantikum (2.500 BP – 1.500 BP) zusammenhängen, oder ob sie aufgrund einer stärkeren, dazwischen liegenden Wärmeperiode voneinander getrennt wurden. Eindeutig ist aber die Beendigung der wärmezeitlichen Klimaverhältnisse im späten Subboreal (BORTENSCHLAGER & PATZELT 1969; PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973; FRANKE 2020).

Die Rotmooschwankung (5.300 – 4.400 BP)

In der Rotmooschwankung (R) konnte BORTENSCHLAGER (1970) mehrere Perioden eines verschlechterten Klimas feststellen. Durch pollenanalytische Untersuchungen konnte diese Schwankung, die nach dem Gurgler Rotmoos im innersten Öztal benannt wurde, für einen Zeitraum zwischen ca. 5.300 und 4.400 BP ^{14}C -datiert werden und wurde um 4.700 BP vermutlich nur kurz unterbrochen. Nach ZOLLER (1960) stimmt die Rotmooschwankung zeitlich mit der Piora-Kaltphase überein (siehe Abbildung 14), die zwischen 5.500 und 4.000 BP stattfand, welche aber nur pollenanalytisch belegt wurde. Aus dieser Zeit konnten keine Moränen in der Venedigergruppe nachgewiesen werden (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973).

Die Frosnitzschwankung (6.600 – 6.000 BP)

Durch einen Fund eines Zirbenastes im Schutt einer Moräne im Bereich des Tümpels am Frosnitzkees, gegen Ende der Klimaverschlechterung, konnte diese Moräne bzw. der Gletschervorstoß (F) auf 6.130 ± 130 BP ^{14}C -datiert werden. Obwohl keine Endmoräne erhalten geblieben ist, lässt sich daraus schließen, dass der Gletscher mit einem Seitenlappen am Zungenende vermutlich größer war als in der Neuzeit. Anhand einer Pollenanalyse eines Bodenprofils (ca. 300 m SW der Rostocker Hütte) in einer Tiefe zwischen 120 cm und 95 cm konnten vermehrte Zirbenreste und eine vorübergehende Erlendominanz festgestellt werden. Daraus lassen sich verschlechterte Klimabedingungen ableiten, die mit 6.400 ± 100 BP ^{14}C -datiert werden konnten. In einigen Profilen wurden Holzhorizonte nachgewiesen, die auf eine Waldzerstörung in dieser Zeit zurückzuführen sind. Der Klimarückschlag der Frosnitzschwankung wurde aufgrund des Gletscherhochstandes, der starken Solifluktion und der Vegetationsveränderung des Waldes mehrfach belegt. Es ist anzunehmen, dass die Gletscher vor der Frosnitzschwankung eine deutlich kleinere Ausdehnung erreicht hatten und erst nach einer längeren Zeitspanne wieder ihr neuzeitliches Niveau erreichen konnten (BORTENSCHLAGER & PATZELT 1969; PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973).

Die Venedigerschwankung (8.700 – 8.000 BP)

Die Venedigerschwankung (V) konnte mit Hilfe von ^{14}C -Datierungen der Ufer- und Endmoränen des Simony- und Dorferkeeses nachgewiesen werden und fällt somit in die erste Hälfte des Boreals sowie in den älteren Abschnitt der Postglazialen Wärmezeit. Am Frosnitzkees konnten durch morphologische und stratigraphische Nachweise gut erhaltene Moränen (V) desselben Mindestalters abgeleitet werden. Die untersuchten Moränen besitzen tiefgründige verwitterte Böden, die größtenteils Eisenhumuspodsole samt Ortsteinhorizonten mit einer Mächtigkeit von 30 bis 60 cm beinhalten. Durch zwei Pollenprofile, die am Simonykees entnommen wurden, konnten in der Venedigerschwankung mehrere kühlere Klimaphasen sowie eine Waldgrenzendepression bestimmt werden. Die Pollenuntersuchung ergab zudem, dass Zirbenbäume vor der Venedigerschwankung in einer Höhe von 2.300 m wachsen konnten, wodurch belegt werden konnte, dass die Baumvegetation bei der Wende zweier Klimastufen Praeboreal/Boreal um einiges höher als um 1970 reichte (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973).

Die Schlatenschwankung (9.550 – 9.250 BP)

Die Schlatenschwankung (S) ist die früheste Holozäne Periode der Gletschervorstöße, die in der Venedigergruppe nachgewiesen werden konnte. Diese Wallmoränen (S) sind möglicherweise noch vom Frosnitzkees erhalten und befinden sich nur etwas außerhalb der Venedigerschwankung. Bei den benachbarten Keesen, dem Schlatenkees sowie Simonykees, wurden diese Moränenwälle anhand der ^{14}C Datierungsmethode nachgewiesen. Beim Schlatenkees wurde aufgrund der ^{14}C -Datierung von gewachsenem Torfmoor auf dem Schutt der Moräne ein Moränenalter von 9.240 ± 130 BP festgestellt. Die Moränenwälle wurden aber vermutlich im mittleren Praeboreal um 9.550 – 9.250 BP abgelagert. Spätestens im mittleren Praeboreal besaßen die Gletscher der Venedigergruppe wieder eine neuzeitliche Ausdehnung (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973; PATZELT 1977).

4.2 Rekonstruktion der Gletschergeometrie

In den folgenden Unterkapiteln werden die Ergebnisse der zwei Ansätze von BENN & HULTON (2010) und PELLITERO et al. (2016) präsentiert, die mit dem Tabellenkalkulationsprogramm Excel und der Software ArcGIS erzeugt wurden, um den ehemaligen Gletscherhochstand um 1850 zweidimensional sowie auch dreidimensional darzustellen.

4.2.1 Rekonstruktion des Frosnitzkeeses: 2D-Modell

Da das Gletscherprofil grundsätzlich von der Schubspannung und dem Formfaktor abhängig ist, wurden diese Parameter näher betrachtet. In erster Linie basierten die erhaltenen Werte der Schubspannung auf den folgenden Annahmen und Einschränkungen: es gab keine Höhenänderung des Gletscheruntergrunds; die longitudinale und vertikale Ausdehnung der Eismassen trat ungefähr synchron auf und die vermutlich konvexe Eisquerschnittsoberfläche hat sich als ebene Oberfläche angenähert. Um geeignete Werte für die Schubspannung zu ermitteln, wurden die orographisch linke und rechte laterale Moräne als Referenzhöhe verwendet. Die ermittelte Schubspannung betrug zwischen 25.000 und 100.000 Pa. Abhängig vom Steigungsgrad des Gletscheruntergrunds war die Schubspannung bei einem flacheren Untergrund geringer als bei einem steileren. Weiters wurde ein Formfaktor verwendet, um die topographische Beschränkung hinsichtlich Geländevertiefungen oder Veränderungen der Geländegeometrie auszugleichen. Der Formfaktor des Gletscherprofils lag dabei in einem Wertebereich von 0,48 und 1,00 und der durchschnittliche Formfaktorwert betrug zwischen 0,50 und 0,60. Da ein niedriger Formfaktor grundsätzlich

eine Erhöhung der Eisdicke im Gletscherprofil bewirkt, war die Relevanz des Formfaktorwertes dementsprechend hoch.

Abbildung 16 beinhaltet zwei Diagramme und ein DGM (2009), in dem das resultierende Gletscherprofil sowie auch der Verlauf der Hauptströmungslinie des ehemaligen Gletschers dargestellt sind. Laut PELLITERO et al. (2016) soll die Hauptströmungslinie des Gletschers in der Mitte des Gletschereinzugsgebietes liegen, wenn möglich in einer Tiefenlinie. Auf dem DGM ist ersichtlich, dass sich die Hauptströmungslinie bei einer Gletscherlänge von 3000 m in zwei gesonderte Hauptströmungslinien aufteilt. Diese Annahme ist aufgrund der Gletscherabgrenzung von PATZELT (1973) sowie dem gegenwärtigen Entwässerungssystem des Gletschervorfeldes und dessen topographischen Gegebenheiten zu begründen. Im Allgemeinen erstreckte sich der ehemalige Gletscher um 1850 von Nordwest nach Südost mit einer Länge von rund 4.400 m. Der oberste Gletscherbereich liegt auf einer Höhe von 3.169 m ü. A. Das Gletscherende stellt die orographisch linke und rechte Endmoräne dar, die auf einer Höhe von 2.135 m ü. A. und 2.175 m ü. A. liegen. Die Diagramme zeigen auf der X-Achse die Distanz vom Gletscherterminus und auf der Y-Achse die Seehöhe. Bis zu einer Höhe von 2.461 m ü. A. weisen die zwei Diagramme einen unterschiedlichen Gletscheruntergrund auf. Grund dafür sind die vorher angesprochenen Hauptströmungslinien, die sich schließlich wieder zu einem Gletscherhauptstrom vereinen.

Im weiteren Verlauf der Rekonstruktion des Frosnitzkeeses anhand eines 2D-Modells wurden die ermittelten Referenzhöhen der Lateralmoränen in die Diagramme eingetragen und stimmten generell mit der Gletscheroberfläche überein. Die orographisch linke Lateralmoräne ist demzufolge über 2.000 m lang und besitzt deutlich mehr übereinstimmende Referenzhöhen mit der Gletscheroberfläche als mit der orographisch rechten Lateralmoräne, die eine Länge von rund 900 m aufweist und sich topographisch bedingt nur auf den unteren Bereich beschränkt. Der mittlere Bereich im Gletscherprofil zeigt die höchste Gletschereisdicke des Frosnitzkeeses, mit einer maximalen Eisdicke von 124 m. Der obere Bereich des Profils stellt einen sehr steilen Gletscheruntergrund mit einer unrealistischen durchschnittlichen Eisdicke von 29 m dar – ein Problem, auf das auch BENN & HULTON (2010) verweisen. Das Modell in Abbildung 16 basiert auf einer konstanten Grundspannung, die die Gletscheroberfläche aufgrund des steilen Gletscheruntergrunds nicht abfangen kann. Dies hatte bei der zweidimensionalen Rekonstruktion des Frosnitzkeeses zur Folge, dass das Tabellenkalkulationsprogramm Excel einen sehr dünnen steilen Gletscher erzeugte.

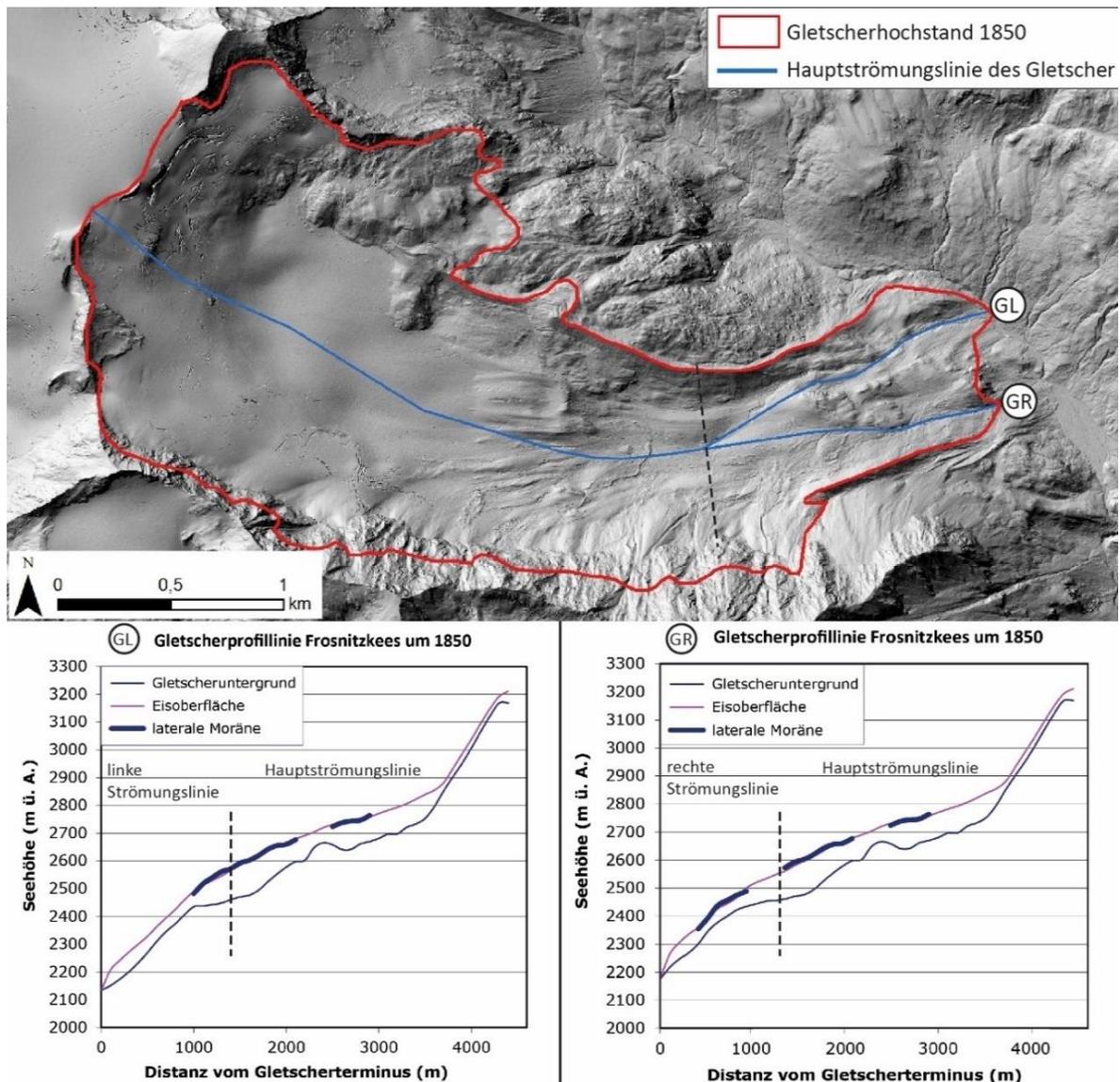


Abbildung 16: Gletscheroberflächenprofile des Frosnitzkeeses um 1850 und Verlauf der Gletscherhauptströmungslinie in einem linken (GL) und einem rechten (GR) Ast (DGM 2009 LAND TIROL).

4.2.2 Rekonstruktion des Frosnitzkeeses: 3D-Modell

Abbildung 17 (A) und (B) zeigen die Hauptströmungen, die durch die Nebenströmungen des Gletschers gespeist werden. Nach mehreren Interpolationen sowie einer visuellen Begutachtung des DGM wurde versucht, die Nebenströmungslinien unter Berücksichtigung der Geländegeometrie zu konstruieren, sodass ein möglichst realistisches Ergebnis ermittelt werden konnte. PELLITERO et al. (2016) geben an, dass die Platzierung und die Anzahl der Nebenströmungen das Ergebnis der resultierenden Gletschergeometrie unterschiedlich stark beeinflussen. Demzufolge musste eine Anzahl der Nebenströmungen bestimmt sowie die Platzierung der Nebenströme an möglichen Quellzuflüssen festgelegt werden.

Abbildung 17 (B) und (C) zeigen das Ergebnis der Interpolation der Gletscheroberfläche des Frosnitzkeeses. Großteils besitzt die Gletscherausdehnung das Ausmaß der Gletscherabgrenzung um 1850, außer am südlichen Abgrenzungsbereich, wo sich der Gletscher rund 50 Höhenmeter unterhalb der Gletscherabgrenzung der Kleinen Eiszeit befindet.

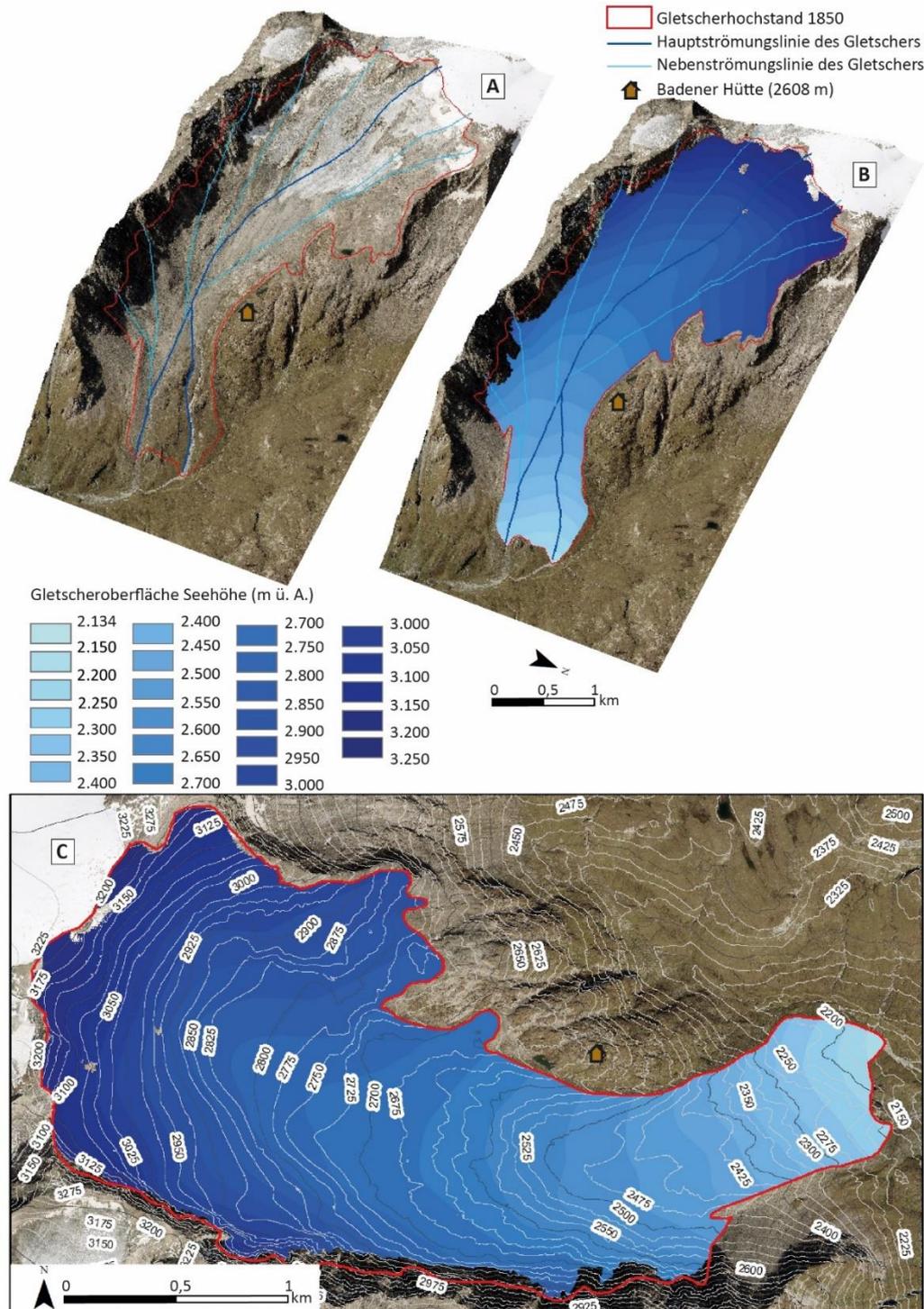


Abbildung 17: Gletschervorfeld und Gletscheroberfläche des Frosnitzkeeses um 1850. (A): Schrägansicht des Gletschervorfeldes mit den Haupt- und Nebenströmungslinien. (B): 3D-Darstellung der Gletscheroberfläche mit den Haupt- und Nebenströmungslinien. (C): 2D-Darstellung der Gletscheroberfläche (Orthophoto 2018 LAND TIROL; Gletscherhochstand 1850 PATZELZ 1973 und FISCHER et al. 2015).

Das Ergebnis zeigt auf den ersten Blick eine niedrige Eisdicke im gesamten Gletscherbereich. Das Maximum der Gletschereisdicke von 148 m wurde im oberen und unteren orographisch linken Gletscherabgrenzungsbereich erreicht sowie an der südlich mittleren Gletscherabgrenzung, die durch schwarze Pfeilsignaturen markiert wurden. Die Durchschnittseisdicke des Gletschergebiets beträgt laut der Auswertung 52 m. Angesichts des Gletscheroberflächenprofils (siehe Abbildung 16) wurde im mittleren Bereich eine Gletschereisdicke von maximal 124 m festgestellt, die mit der 3D-Rekonstruktion in diesem Bereich gut übereinstimmt, da dort ebenfalls eine Eisdicke zwischen 100 und 120 Meter modelliert wurde (weißer Pfeil).

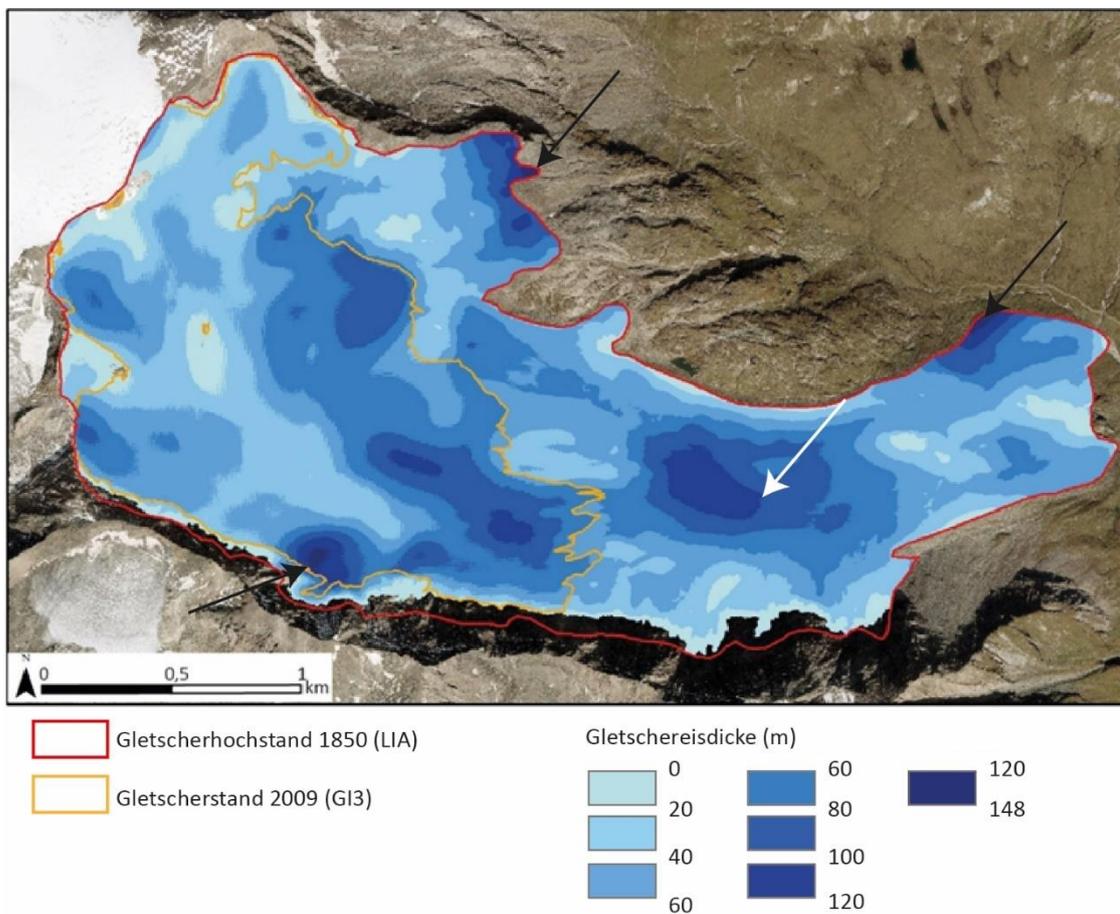


Abbildung 18: Gletschereisdicke des Frosnitzkeeses um 1850 (Orthophoto 2018 LAND TIROL; Gletscherhochstand 1850 PATZELT 1973 und FISCHER et al. 2015).

Um die Übereinstimmung der 2D- und 3D-Rekonstruktion zu überprüfen, wurden die Werte der erzeugten Eisdicke der Hauptfließlinie, die mittels des GlaRe-Modells generiert werden konnten, in das von BENN & HULTON (2010) entwickelte Excel-Tabellenkalkulationsprogramm eingearbeitet, um einen Vergleich der Gletscheroberflächenprofile zu erstellen. In der Abbildung 19 ist ein deutlicher Unterschied

zwischen der Eisdicke der 2D- und 3D-Rekonstruktion des Gletschers erkennbar. Im Durchschnitt ist die Eisdicke des Profils im GlaRe-Modell (C) und (D) um 8 m tiefer und der maximale Höhenunterschied beträgt im mittleren Profilverlauf bis zu 22 m. Weiters befindet sich im Profil (C) und (D) die Eisoberfläche großteils unter der Referenzhöhe der lateralen Moränen im Vergleich zu den Profilen (A) und (B). Der obere steile Gletscherbereich weist bei den GlaRe-Profilen wiederum eine Zunahme der Eisdicke auf. Die strichlierte vertikale Linie stellt den Zusammenschluss der linken und rechten Strömungslinie in die Hauptströmungslinie des Gletschers dar. Aufgrund dieser großen Abweichung der Eisdicke wurde zudem eine Sensibilitätsanalyse der Schubspannung durchgeführt, da dieser Parameter die Eisdicke am stärksten beeinflusst.

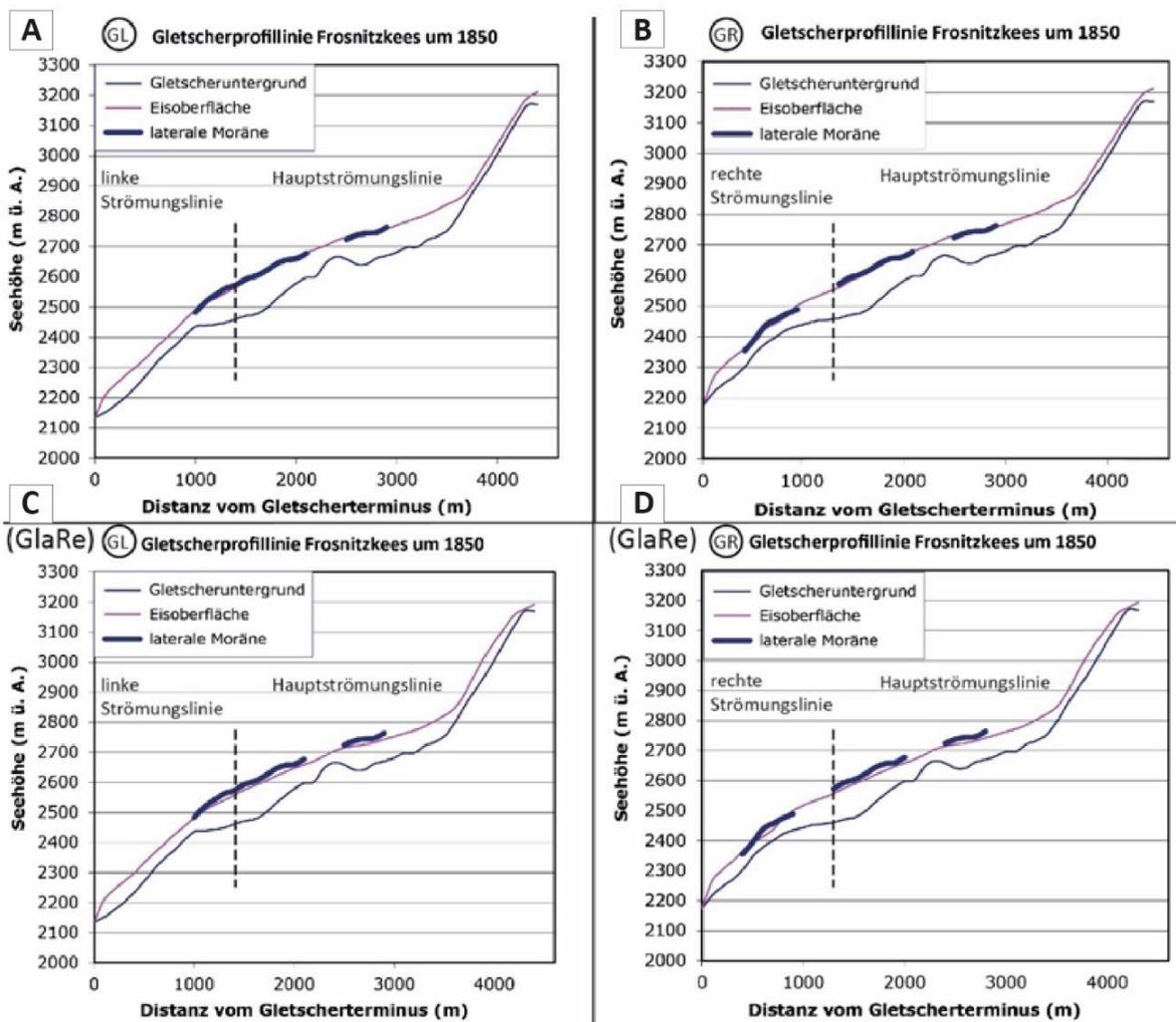


Abbildung 19: Vergleich der Gletscheroberflächenprofile der 2D- und 3D-Rekonstruktion.

Sensibilitätsanalyse der Schubspannung

Mit Hilfe einer Sensibilitätsanalyse wurde überprüft, in welchem Ausmaß der Parameter Schubspannung, das Systemverhalten beeinflussen (KAUSCHE 2018). Die Schubspannungswerte wurden um 10 %, 20 % und 30 % erhöht, um zu überprüfen, inwieweit sich dadurch die Fläche generell und das Volumen gegenüber dem derzeitigen Resultat veränderte (siehe Tabelle 8). Die Erhöhung der Schubspannung um 30 % bewirkte eine Vergrößerung der Eisfläche (+50.000 m²) und des Eisvolumens (+75.000.000 m³). Weiters konnte ein Anstieg der mittleren und maximalen Eisdicke von 14,6 m und 13 m festgestellt werden.

Tabelle 8: Gletscherausdehnung des Frosnitzkeeses um 1850: Vergleich der Eisfläche, Eisvolumen und mittlere und maximale Eisdicke durch die Veränderung der Schubspannung in 10% Stufen.

Gletscherausdehnung des Frosnitzkeeses (LIA)				
Schubspannung (%)	Eisfläche (km²)	Eisvolumen (km³)	mittlere Eisdicke (m)	max. Eisdicke (m)
100	4,88	0,255	52,0	148
110	4,90	0,284	57,6	150
120	4,92	0,307	62,0	156
130	4,93	0,330	66,6	161

Im Allgemeinen legen die Auswertungen der Gletschergeometrie des Frosnitzkeeses nahe, dass die angepasste Gletscherabgrenzung von PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) und FISCHER et al. (2015) eine Fläche von 5,1 km² beim Gletscherhochstand um 1850 mit einer Länge von über 4,6 km einnahm. Laut der Datenauswertung der 3D-Gletscherrekonstruktion nahm der Gletscher eine Fläche von 4,88 km² ein, das ist eine Flächenverminderung von rund 0,22 km². Im Jahr 2015 betrug die Fläche laut dem GI4 1,9 km² mit einer Gletscherlänge von über 2,1 km (BUCKEL & OTTO 2018). Den Aufzeichnungen der Gletscherberichte des Österreichischen Alpenvereins ist zu entnehmen, dass die Gletscherlänge von 2014/15 bis 2018/19 um 151 Meter auf eine Länge von rund 1,95 km geschrumpft ist. Das ist in diesem Zeitraum ein durchschnittlicher jährlicher Längenverlust von 30,2 m. Im Jahr 2019 verlor das Frosnitzkees nur 7 m an Länge. (FISCHER 2015, 2016; LIEB & KELLERER-PIRKLBAUER 2017, 2018, 2019).

4.3 Ergebnisse der Geoelektrik

Wie schon in Kapitel 3.3 erwähnt, konnten nur vier Profil-Messungen (LMB-1, LMB-2, LMB-3, LMB-4) oberhalb der Badener Hütte im lateralen Moränenbereich durchgeführt werden, wobei die Profile LMB-3 und LMB-4 in der oberen Sektion zum Teil sehr hohe

Widerstandswerte aufweisen (928.038 ohm.m und 1.379.574 ohm.m). Unterhalb der gegenwärtigen Gletscherzunge wurden vier weitere ERT-Messungen (GZB-1, GZB-2, GZB-3, GZB-4) durchgeführt. Die Widerstandswerte dieser Profile sind, verglichen mit den Profilen im lateralen Moränenbereich, deutlich niedriger (siehe Abbildung 21). Dafür verantwortlich ist der großflächige glaziale Sedimentanteil in diesem periglazialen Messbereich. Im südwestlichen schuttbedeckten Hangbereich wurden drei ERT-Messungen (SWB-1, SWB-2, SWB-3) durchgeführt. Diese zeigten ebenfalls niedrige Widerstandswerte auf, wobei vereinzelte hohe Werte in den oberen Schichten gemessen wurden (siehe Abbildung 22). Der RMS-Fehler lag bei der durchgeführten Wenner-Konfiguration zwischen 1,6 % und 5,3 %, bei einer Profillänge von 196 m. Die Abbildungen 20, 21 und 22 präsentieren die Auswertungen der ERT-Messungen. Die Legende des Widerstandswertebereichs ist unterhalb des jeweiligen Messbereichs dargestellt. Durch die Anwendung *bedrock edge detection* in der Software RES2DINV wurde der Kontakt zwischen Sediment und Grundgestein zwar erkannt, konnte jedoch nur bei den LMB-Profilen festgestellt werden und ist durch eine strichlierte Linie in den Profilen eingetragen.

4.3.1 Geoelektrikmessungen des Frosnitzkeeses

Die Profile im lateralen Moränenbereich wurden möglichst parallel ausgerichtet, um ein breites Messgebiet abzudecken. Das Profil LMB-1 erstreckt sich von SSO nach NNW und besitzt im Zentrum eine vertikale Eindringtiefe von ca. 40 m (siehe Abbildung 20). Das Profil weist in den oberen Schichten, vor allem am Anfang und am Ende teils hohe Widerstandswerte (Maximalwert: 56.663 ohm.m) auf, die wahrscheinlich auf Lufteinschlüsse von grobblockigem Moränenmaterial zurückzuführen sind. Bei der verwendeten Wenner-Konfiguration liegt der RMS-Fehler bei 4,4 %. Im Profilverlauf LMB-1 liegt in ca. sieben Metern Tiefe ein linsenförmiger Bereich, mit einer Länge von 28 m und einer vertikalen Höhe von 12 m, der einen niedrigen Widerstandswert von <1.000 ohm.m aufweist. Weiters ist dieser Bereich von zwei Schichten umgeben, die höhere Widerstände aufweisen. Im unteren Bereich sind dünn geschichtete Bereiche mit deutlich höheren Widerstandswerten zu erkennen, die möglicherweise auf das angrenzende Grundgebirge hindeuten. Demzufolge könnte der mittlere linsenförmige Bereich wassergesättigtes Moränenmaterial darstellen, der für diese niedrigen Widerstände verantwortlich sein könnte (siehe Tabelle 5).

LMB-2 besitzt einen ähnlichen Verlauf wie das vorige Profil und liegt ca. 30 m östlich davon. Das Profil weist ähnlich hohe Wertebereiche wie LMB-1 (maximaler Wert von 37.551

ohm.m) im Anfangs- und Endbereich auf. Möglicherweise sind auch hier Hohlräume als Grund für die hohen Werte in den oberen Schichten zu nennen. Zudem konnte ein kleinerer linsenförmiger Bereich im Profilzentrum in ca. fünf Meter Tiefe festgestellt werden. Laut den Widerstandswerten besteht der Großteil der Bodenschichtungen aus Moränenmaterial. Die Widerstandswerte der Bodenschichten im unteren Bereich, in ca. 20 m Tiefe nehmen kontinuierlich zu (>3.000 ohm.m), was erneut auf das mögliche Grundgestein hinweist. Der RMS-Fehler liegt bei 5,3 % und ist somit der höchste Fehlerwert der detektierten Messprofile.

Die Ausrichtung des Profils LMB-3 verläuft von Süden nach Norden mit einem RMS-Fehler von 4,6 % und liegt aufgrund des maximalen Widerstandswerts von 928.038 ohm.m um eine Größenordnung höher als die vorherigen Profile. Die Extremwerte wurden am Anfang des Profils, in einer Tiefe von ca. zwei Metern, und bei der oberen Schicht, beim Profilmeter 160, festgestellt. Die Extremwerte am Anfangsbereich lassen sich durch einen größeren Hohlraum im Untergrund erklären. Ferner sind in den oberen Schichten hohe Werte vorhanden, die sich im Profilverlauf verteilen. Insbesondere im Profilzentrum befindet sich ein größerer Schichtkörper, der ca. fünf Meter in den Untergrund eindringt. Weiters wurde, wie in den Profilen zuvor, ein dunkelblauer langgezogener linsenförmiger Bereich mit niedrigen Werten festgestellt (<1.000 ohm.m), der in einer Tiefe von ca. fünf Metern ein Ausmaß von 20 m x 7 m besitzt. Allgemein zeigen die Profile LMB-1, LMB-2 und LMB-3 aufgrund der gleich niedrigen Widerstandswerte sowie der Form und Lage des linsenförmigen Körpers ein ähnliches Muster. Dies könnte darauf hindeuten, dass sich im Untergrund ein wassergesättigter Sedimentkörper befindet. Dieser Körper erstreckt sich möglicherweise von West nach Ost und könnte unter anderem durch die typische, in dieser Jahreszeit auftretende Schneeschmelze wassergesättigt worden sein.

Das letzte gemessene Profil, LMB-4, mit einem Nord-Süd-Verlauf besitzt den höchsten maximalen Widerstandswert aller gemessenen Profile, nämlich 1.379.574 ohm.m mit einem RMS-Fehler von 2,6 %. Dieser Wertebereich ist nach HAUCK & KNEISL (2008) bei Gletschereis vorzufinden, das in diesem Messbereich aus heutiger Sicht nicht als realistisch angenommen werden kann. Allgemein unterscheidet sich LMB-4 deutlich von den anderen Profilen, da der mittlere Bereich, der ebenfalls linsenförmige Strukturen aufweist, wiederum deutlich höhere Werte anzeigt. Somit besitzt die innerste Linse im Profilzentrum ein Ausmaß von 14 m x 2 m, mit einem Widerstandswert von maximal 25.000 ohm.m. Da diese Linse in einer Tiefe von ca. 12,50 m liegt und diese von anderen Linsen mit hohen

Widerstandswerten umgeben ist, könnte hier ein möglicher Indikator für Permafrost bestehen (siehe Tabelle 5). Oberhalb dieser Linsenstruktur befinden sich Schichten mit wesentlich niedrigeren Widerständen, welche auf wassergesättigtes Moränenmaterial hindeuten.

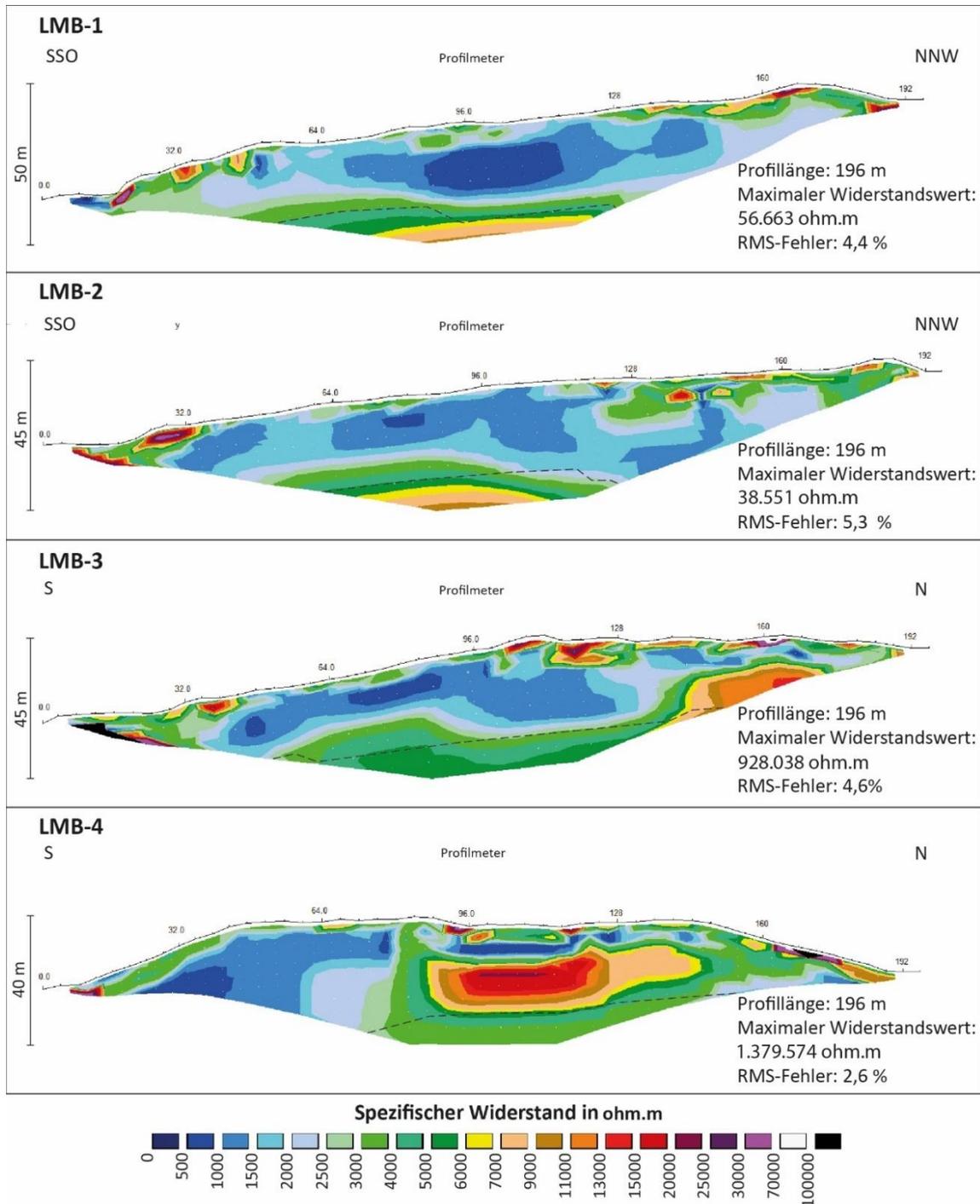


Abbildung 20: ERT-Messprofile des lateralen Moränenbereichs (LMB-1, LMB-2, LMB-3, LMB-4), Geländekampagne vom Juli 2020. Auf der rechten Seite ist jeweils, die Profillänge, der maximale Widerstandswert und den RMS-Fehler abgebildet. Die senkrechte Achse zeigt die vertikale Ausdehnung des Profils. Die Expositionsrichtung und die Profilmeter sind oberhalb der Profile gekennzeichnet.

Das zweite Messgebiet, in dem vier ERT-Messungen (siehe Abbildung 21) durchgeführt wurden, befindet sich unterhalb der Gletscherzunge des Frosnitzkeeses, in einer Höhe zwischen 2.682 m und 2.720 m ü. A. Dieses Gebiet ist geprägt von glazialen Sedimenten unterschiedlicher Klastengrößen und weist im Gegensatz zum ersten Messgebiet ein relativ flaches Gelände auf. Das erste Profil GZB-1 (siehe Abbildung 2) befindet sich auf der orographisch rechten Seite des Messgebiets LMB und erstreckt sich von Ost nach West mit einer mittleren vertikalen Ausdehnung von 35 m (RMS-Fehler von 1,6 %). Die oberen Schichten weisen laut der Auswertung bis zur einer Tiefe von ca. 20 m niedrige Widerstandswerte auf ($<1.500 \text{ ohm.m}$). Aufgrund der typischen Schneeschmelze in dieser Jahreszeit sind diese Schichten bis stark wassergesättigt. Die Widerstandswerte der tiefergelegenen Schichten nehmen kontinuierlich zu. Außer im oberen Profilabschnitt, da ein wesentlich kompakterer Boden vorhanden war, konnten die Elektroden bei diesem relativ feinen Sedimentmaterial mit der Hand in den Untergrund gesteckt werden. Dieser Abschnitt ist auch in der Profilauswertung zwischen Profilmeter 162 und 170 erkennbar (siehe Abbildung 21). Allgemein zeigt die Auswertung von GZB-1 horizontal geschichtete Bodenschichten, die keine Linsenformen aufweisen. Die tieferen Lagen besitzen einen Wertebereich von $<4.000 \text{ ohm.m}$, was einem spezifischen Widerstandsbereich von glazialen Sedimenten entspricht (siehe Tabelle 5). Der anstehende Fels konnte laut den Auswertungen bei allen GZB-Profilen festgestellt werden, dieser besaß aber eine unrealistische Lage und wurde somit nicht berücksichtigt.

Zwischen Profil GZB-1 und GZB-2 hat sich ein Schmelzwasserbach entwickelt, der bei der Erhebung der Daten zum Teil noch von einer Schneedecke bedeckt war. GZB-2 liegt ca. 50 m südlich von GZB-1 und verläuft von OSO nach WNW und besitzt anhand der Auswertung einen RMS-Fehler von 2,8 %. Allgemein besitzen GZB-2 und GZB-3 eine ähnliche Abfolge der Schichten: die oberen Schichten sind, wie bei GZB-1, wassergesättigt, die unteren Schichten zeigen einen bogenförmigen Schichtverlauf mit erhöhten Widerständen auf und enthalten glaziale Sedimente (siehe Tabelle 5). Weiters zeigt GZB-2 einen linsenförmigen Bereich mit einem Maximalwert von 5.781 ohm.m , der von einer anderen Schicht mit niedrigeren Widerstandswerten umgeben ist. Die Linsenform befindet sich in einer Tiefe von 7,5 m und besitzt ein Ausmaß von 30 m x 17 m. Da der Maximalwert für Gletschereis um drei Größenordnungen zu niedrig ist, könnten diese Widerstandswerte unter anderem gefrorene Sedimente sowie eine Form von Bodeneis sein.

Ein weiterer Schmelzbach verläuft zwischen den Profilen GZB-2 und GZB-3, welcher auch in Abbildung 2 ersichtlich ist. Das Profil erstreckt sich von Ost nach West mit einem festgestellten RMS-Fehler von 1,9 %. GZB-3 unterscheidet sich hinsichtlich der Widerstandswerte und der Schichtabfolge erheblich von GZB-1. Der höchste Widerstand von 13.126 ohm.m wurde einem kreisförmigen Bereich (5 m x 7,5 m) zugewiesen, der sich 15 m unterhalb der Bodenoberfläche befindet (siehe Abbildung 21). Dieser Körper könnte eine Art von Bodeneis beinhalten (siehe Tabelle 5). Ein weiteres Indiz für Bodeneis wäre, dass diese kreisähnliche Form von anderen Bodenschichten mit niedrigeren Werten umlagert wird.

Das letzte gemessene Profil GZB-4 in diesem Areal unterhalb der Gletcherzunge verläuft von OSO nach WNW und weist den am stärksten verdichteten Boden auf. Auf der orographischen rechten Seite des Profils befindet sich ein kleiner proglazialer See (siehe Abbildung 10), der für eine Interpretation bezüglich Bodeneisbildung von Interesse sein könnte. Der untere Bereich von GZB-4 ist relativ flach und bei der Auswertung wurde ein RMS-Fehler von 1,9 % festgestellt. Dieses Profil zeigt im Gegensatz zu GZB-1 deutlich dünnere oberflächennahe Schichten, da sich diese Schichten von GZB-1 bei Widerstandswerten < 2.000 ohm.m bis zu 20 m ausdehnen. Auffallend ist, dass im Zentrum des Profils langgezogene linsenförmige Bereiche detektiert werden konnten (siehe Abbildung 21). In der Mitte befinden sich zwei kleinere Linsen mit einer Größe von 12 m x 5 m und 28 m x 5 m, die einen maximalen spezifischen Widerstand von 18.391 ohm.m aufweisen. Dementsprechend könnte davon ausgegangen werden, dass diese linsenförmige Schichtenbildung von Bodeneis geprägt wurde.

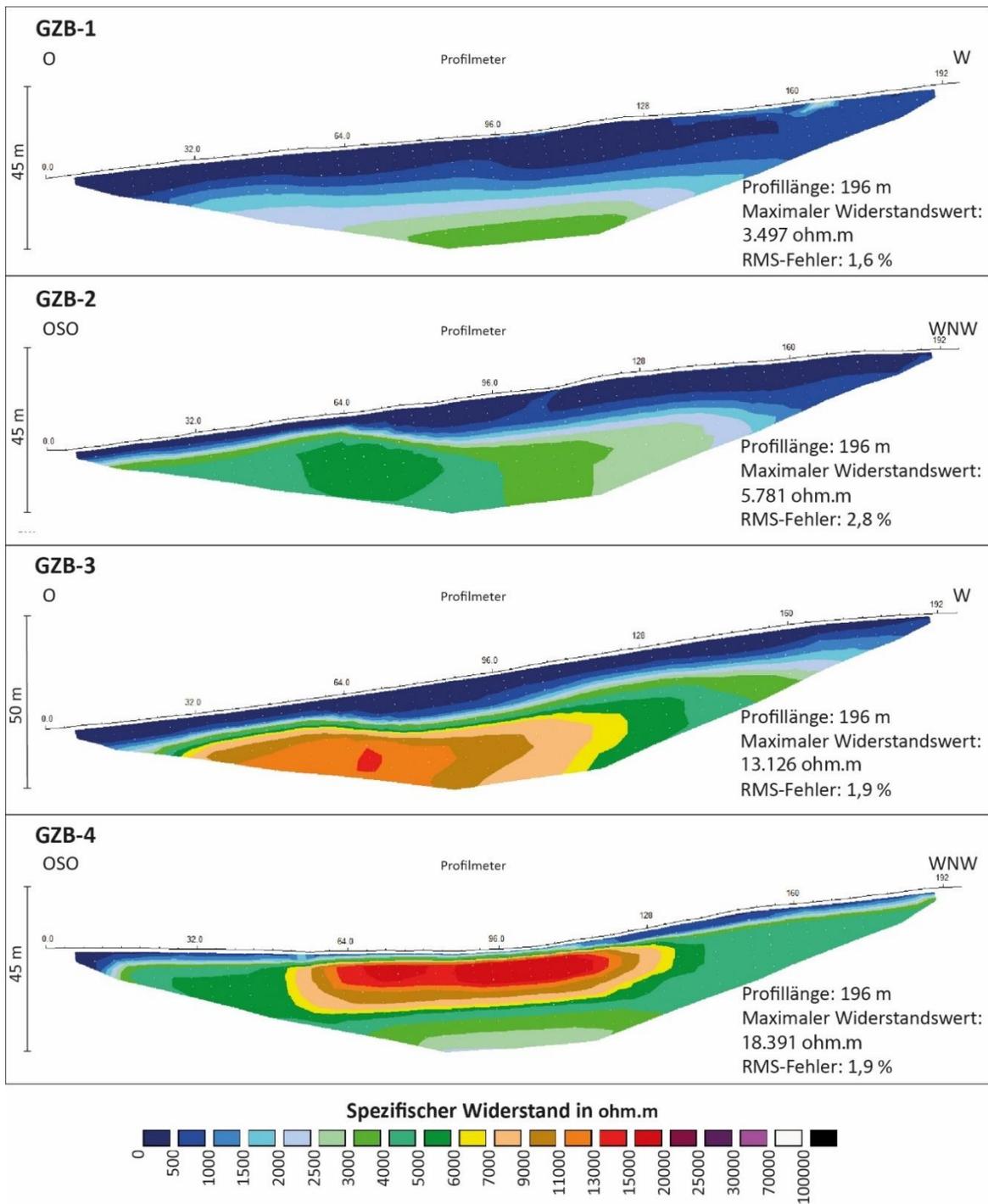


Abbildung 21: ERT-Messprofile des Gletscherzungenbereichs (GZB-1, GZB-2, GZB-3, GZB-4), Geländekampagne vom Juli 2020. Auf der rechten Seite ist jeweils, die Profillänge, der maximale Widerstandswert und den RMS-Fehler abgebildet. Die senkrechte Achse zeigt die vertikale Ausdehnung des Profils. Die Expositionsrichtung und die Profilmeter sind oberhalb der Profile gekennzeichnet.

Am Hangbereich, der sich südwestlich des Gletschervorfeldes befindet, liegt das letzte Messgebiet der ERT-Datenerhebung (siehe Abbildung 22). Der Messbereich befindet sich auf einer grobblockigen Schutthalde mit einer Seehöhe zwischen 2.539 und 2.612 m ü. A. Laut der Auswertung der SWB-Profile konnten prinzipiell keine höheren spezifischen Widerstände festgestellt werden, die auf Permafrost oder Formen von Bodeneis hindeuten. Die Profile SWB-1 und SWB-2 liegen ca. 300 m Luftlinie unterhalb der Felsflanke und verlaufen nahezu parallel mit einer vertikalen Erstreckung von 65 m (siehe Abbildung 22). SWB-1 und SWB-2 erstrecken sich von ONO nach WSW und besitzen einen RMS-Fehler von 1,6 % und 1,9 %. Die Auswertungen der beiden Profile zeigten einen ähnlichen Aufbau der Schichtenabfolge, bei denen SWB-1 und SWB-2 im Profilzentrum die höchsten Widerstandswerte aufweisen (max. 6.791 ohm.m und 15.476 ohm.m). Da die Werte in oberflächennahen Bereichen detektiert wurden, können sie auf wahrscheinlich kleinere Hohlräume zurückgeführt werden. Zudem sind im mittleren Profilbereich kleinere Kreisformen im SWB-1 und SWB-2 mit unterschiedlichen Widerständen zu erkennen (<2.000 ohm.m und <3.000 ohm.m), die in einer Tiefe von ca. fünf Metern liegen. Da der Widerstandswert der beiden Kreisformen relativ gering ist, kann davon ausgegangen werden, dass hier keine Form von Bodeneis vorherrschend ist. Die weitere Schichtstruktur der beiden Profile zeigt im Zentrum eine dominierende Schichtenfolge, die einen Widerstand zwischen >1.500 ohm.m und <2.500 ohm.m aufweist. Dementsprechend könnten diese Bereiche auf eine Mischung aus Schuttmaterial, Schotter und Sand hindeuten, die diese Widerstandswerte in Tabelle 5 widerspiegelt. Prinzipiell ist kein Grundgesteinskörper im unteren Bereich der Profile in diesem Messbereich festzustellen.

Das dritte Profil, SWB-3, liegt ca. 100 m südöstlich von Profil SWB-2 und verläuft von NO nach SW mit einer Ausdehnung von 70 m, der größten vertikalen Ausdehnung aller gemessenen Profile. Die Datenauswertung zeigte ein deutlich anderes Muster als bei den vorherigen Profilen (SWB-1, SWB-2). SWB-3 besitzt einen RMS-Fehler von 2,3 % und weist hohe Widerstände in den oberflächennahen Schichten (Maximalwert: 35.666 ohm.m) auf, was möglicherweise Lufteinschlüssen in diesem Schuttbereich geschuldet ist. Allgemein sind vereinzelte Formen mit unterschiedlichen Widerstandswerten im SWB-3 erkennbar. Der untere Profilbereich deutet laut den niedrigen Widerständen (<1.500 ohm.m) auf wassergesättigtes Material hin, der mittlere und obere Profilabschnitt besitzt hingegen höhere Werte, die zwischen 1.500 ohm.m und 4.000 ohm.m liegen. Diesem Wertebereich würden glaziale Sedimente entsprechen (siehe Tabelle 5).

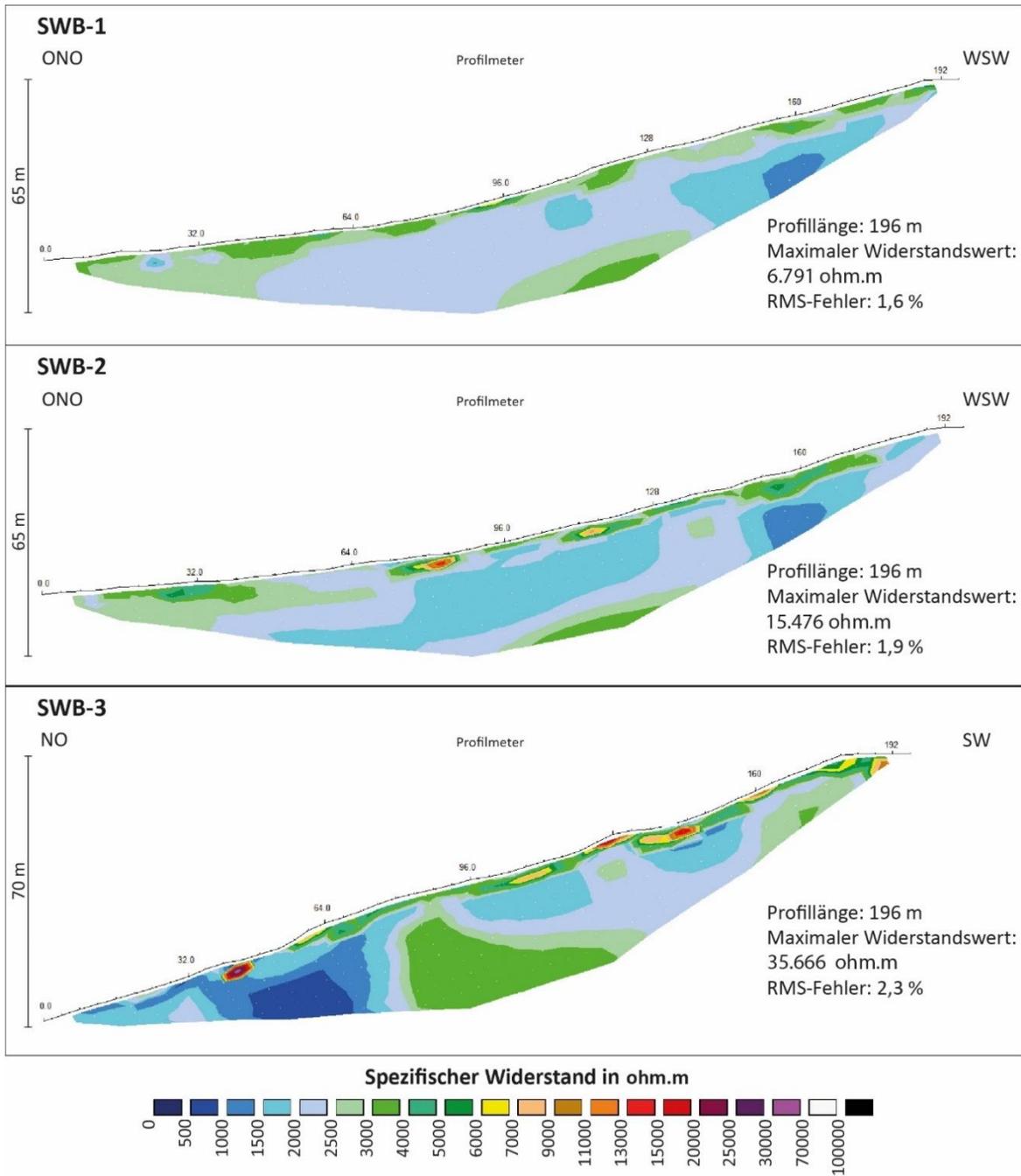


Abbildung 22: ERT-Messprofile des südwestlichen Hangbereichs (SWB-1, SWB-2, SWB-3), Geländekampagne vom Juli 2020. Auf der rechten Seite ist jeweils, die Profillänge, der maximale Widerstandswert und den RMS-Fehler abgebildet. Die senkrechte Achse zeigt die vertikale Ausdehnung des Profils. Die Expositionsrichtung und die Profilmeter sind oberhalb der Profile gekennzeichnet.

4.4 Ergebnisse der Bildanalyse

Die Abbildungen 23 und 24 zeigen die Ergebnisse der Oberflächenbewegung des Gesamtzeitraums 1974 bis 2018 und den Teilzeiträumen 1974 bis 2012 und 2012 bis 2018. Zudem wurden die eruierten Geländeformen dargestellt, die für die Oberflächenbewegung ausschlaggebend sind. Aufgrund dieser Informationen konnten die Bewegungsrichtungen und Bewegungsintensität der Bewegungsvektoren schließlich besser nachvollzogen werden. Allgemein befinden sich die höheren Bewegungsraten in der Abbildung 23 (C) und (D) im mittleren Moränenbereich, der nördlich und südlich durch Geländekanten abgegrenzt ist. Dort sind maximale Bewegungsraten bei der Darstellung (C) 1,21 m – 1,75 m und (D) 1,21 m – 1,56 m (rund 0,04 m pro Jahr) vorhanden und verlaufen in diesem Zentrum großteils in einer kreisförmigen Richtung. Gründe für den kreisförmigen Verlauf sind, das Auftreten vermehrter Senkungsbereiche und Senkungskanten in einem abfallenden Gelände einer Geländekuppe. Nördlich befinden sich zwei Geländeformen, die einem Moränenwall darstellen etwas südlich davon liegt eine Geländekante, die als Grenze zwischen den südlich und nördlich verlaufenden Bewegungsvektoren fungiert. Außerhalb des zentralen Bereichs verlaufen die Bewegungssignaturen aufgrund der zunehmenden Geländeneigung hangabwärts und werden wiederum von Erosionsrinnen geprägt.

Allgemein sind sich die Bewegungsrichtungen und Bewegungsbeträge der Auswertungszeiträume 1974 bis 2012 (38 Jahre) und 1974 bis 2018 (44 Jahre) sehr ähnlich. Bei der Auswertung der Daten von 2012 bis 2018 (6 Jahre) wurden großteils Oberflächenbewegungen von 0,00 m – 0,20 m (rund 0,03 m pro Jahr) festgestellt. Unterschiede, wie eine höhere Bewegungsrate von maximal 1,75 m (C) und 1,56 m (D) (rund 0,04 m pro Jahr) sind im Zentrum und im unteren Bereich, gegenüber der Abbildung 23 (C) und (D), jedoch zu erwähnen. Die Darstellung (E) (siehe Abbildung 24) zeigt den Bewegungszeitraum im Moränenbereich von 2012 bis 2018 und besitzt Bewegungsraten von maximal 0,73 m (0,12 m pro Jahr). Im Vergleich zu den Auswertungszeiträumen 1974 bis 2012 und 1974 bis 2018 besitzt der kürzere Zeitraum 2012 bis 2018 deutlich größere Bewegungsraten pro Jahr. Dieser Bewegungsbereich befindet sich südlich der nördlichen Geländekante und verläuft in Richtung eines Senkungsbereichs. Wie den vorherigen untersuchten Zeiträumen zu entnehmen ist, befindet sich auch hier ein ähnliches Bewegungsmuster im Zentrumsbereich, die vereinzelt Bewegungsraten von ca. 0,31 m – 0,45 m (0,05 m – 0,07 pro Jahr) zwischen 2012 und 2018 aufweisen. Da bei dieser Auswertungsperiode nur ein Zeitraum von sechs Jahren analysiert wurde, sind keine

größeren Bewegungsraten erkennbar. Im Vergleich zu den Zeiträumen 1974 bis 2012 und 1974 bis 2018 wurden zudem verhältnismäßig wenig Extremwerte bei der Datenbewertung in ArcGis gelöscht bzw. angepasst. Für die Beurteilung der Datenqualität wurden aus der nördlichen Felswand, die an der Lateralmoräne angrenzt, stabile Felsbereiche ausgewählt, an denen keine Verschiebungen erwartet wurden, hinsichtlich Bewegungsvektoren. Es wurde jedoch eine mittlere Bewegung für die zwei längeren Zeiträume von 0,13 m und für den kürzeren Zeitraum 0,09 m festgestellt. Dieser Mittelwert beschreibt die Genauigkeit der resultierenden Orthophotos.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass sich die Oberflächenbewegungen der zwei längeren Zeiträume bis auf vereinzelte Bewegungsvektoren kaum voneinander unterscheiden. Aufgrund der vorhandenen Geländeformen herrscht vor allem im Zentrumsbereich eine relativ hohe Bewegungsrate der Oberfläche vor, die sich in einem kreisförmigen Bewegungsfeld ausbreitet. Unter anderem könnten für ein solches Bewegungsmuster Permafrostprozesse sowie periglaziale Kriechprozesse verantwortlich gemacht werden. Im Übrigen könnten durch diese Prozesse auch die Senkungsbereiche und -kanten in diesem Bewegungsfeld entstanden sein. Die Auswertung von 2012 bis 2018 ist diesbezüglich weniger aussagekräftig: einerseits aufgrund des kurzen Untersuchungszeitraums, andererseits durch die niedrigen Bewegungsraten der Oberfläche. Jedoch ist zu erwähnen, dass die maximale jährliche Bewegungsrate (nur im Senkungsbereich) um das Dreifache größer ist als bei den zwei längeren Zeiträumen.

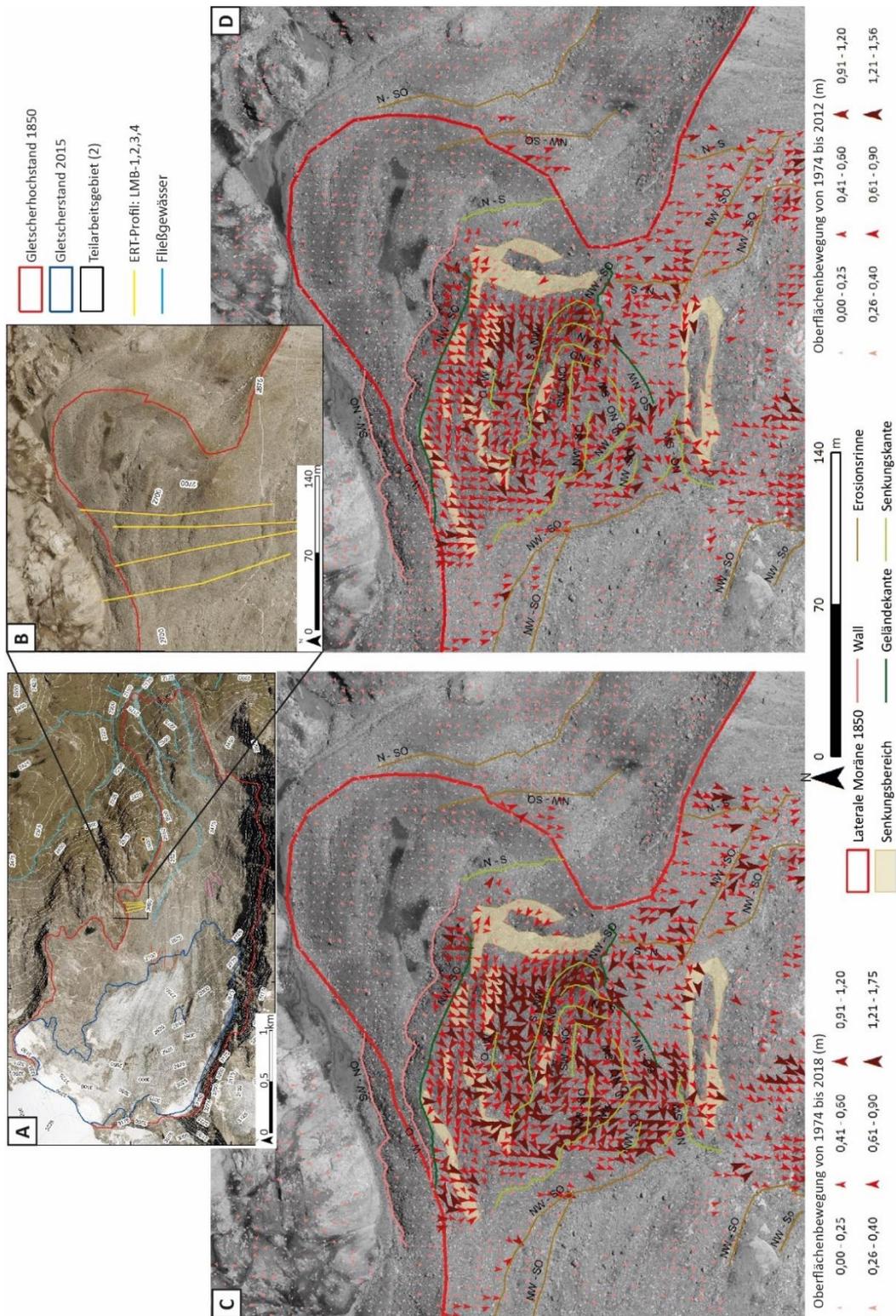


Abbildung 23: Oberflächenbewegung im Teilarbeitsgebiet (2) der zwei längeren Zeiträume (A) Gletschervorfeld des Frosnitzkeeses und Lage der ERT-Profile. (B) Vergrößerter Bildausschnitt des lateralen Moränenbereichs und Lage der LMB-Profile. (C) Oberflächenbewegung im lateralen Moränenbereich zwischen 1974 und 2018. (D) Oberflächenbewegung im lateralen Moränenbereich zwischen 1974 und 2012 (Orthophoto 1974, 2012, 2018; LAND TIROL; Gletscherhochstand 1850 PATZELT 1973 und FISCHER et al. 2015).

5 Diskussion

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse, die durch die angewandten Methoden gewonnen werden konnten, diskutiert. Dementsprechend werden diese mit ausgewählter Literatur verglichen. Weiters wird auf die vorhandene Problematik dieser Arbeit, welche sich bei der Durchführung der angewendeten Methodenansätze ereignet haben, eingegangen sowie die Forschungsfragen beantwortet. Der Diskussionsaufbau führt einerseits zur Hauptursache der holozänen Landschaftsentwicklung, andererseits wird die Aussagekraft der Gletscherrekonstruktion, aufgrund der 2D- und 3D-Modelle, teilweise in Frage gestellt. Darüber hinaus werden die ERT-Ergebnisse hinsichtlich Permafrostverbreitung erörtert sowie eine Kompensierung eines geophysikalischen Ansatzes in Verbindung mit einem bildanalytischen Ansatz überprüft.

5.1 Landschaftsentwicklung im Bereich des Frosnitzkeeses seit Beginn des Holozäns

Die markante Klimaerwärmung im Spätglazial beschreibt aus heutiger Sicht die determinierte Rückgangphase der alpinen Gletscher auf neuzeitliche bzw. postglaziale Größenordnung (PATZELT 1977). Der Wechsel vom Spätglazial ins Postglazial wird allgemein am Ende der Jüngerer Dryas um ca. 11.500 Jahren BP angenommen (KERSCHNER 2009). Die zeitliche Zuordnung der postglazialen Moränen in der Venedigergruppe wurde in den Arbeiten von BORTENSCHLAGER & PATZELT (1969) und PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) eingehend untersucht. Insgesamt konnten aufgrund der Ablagerung der Endmoräne mindestens acht postglaziale Gletscherhochstände in der Venedigergruppe zeitlich abgegrenzt werden. Unter anderem wurden die Endmoränen der Gletscherhochstände durch verschiedene Datierungsmethoden bestimmt bzw. zeitlich eingeordnet. Bedingt durch eine gletscherungünstige Klimaphase waren die Gletscherstände im Spät- und Hochmittelalter (12./13. Jahrhundert und 15. Jahrhundert) relativ klein, sodass die abgelagerten Moränen von den größeren Vorstößen in der Neuzeit überfahren wurden. Eine Klimaverschlechterung, die zu den Gletscherhochständen der Neuzeit geführt hat, konnte durch die früheren Arbeiten von BORTENSCHLAGER und PATZELT durch Pollenanalysen belegt werden.

Betrachtet man die Erforschung der neuzeitlichen Gletscherschwankungen, so wurden die ersten gletschergeschichtlichen Arbeiten in Bezug auf die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe schon von KINZL (1928, 1929) verfasst.

Weitere Forschungen unternahm PATZELT (1973), indem er den Fokus seiner Forschung primär auf die räumliche und zeitliche Abgrenzung der neuzeitlichen Gletscherhochstandsperioden legte. Insgesamt konnten von PATZELT (1973) drei neuzeitliche Moränenwälle (N-1, N-2 und N-3) des Frosnitzkeeses bestimmt werden. N-3 ist dabei der jüngste neuzeitliche Gletscherhochstand und entspricht folglich der Gletscherabgrenzung der Kleinen Eiszeit. Aus gesamtalpiner Sichtweise sind die Ergebnisse der postglazialen Gletscherschwankung der Venedigergruppe in Hinblick auf eine weiterführende Erforschung der Klima- und Gletschergeschichte von essenzieller Bedeutung. In der Arbeit von HAAS et al. (1998) werden mehrere klimatische Rekonstruktionen gegenübergestellt, die während des Holozäns in Mitteleuropa aufgetreten sind. In der Abbildung 14 werden drei davon dargestellt. Die meisten klimatischen Schwankungen sind zeitgleich auf der Nordhalbkugel aufgetreten, welche die Rekonstruktionen von ZOLLER (1960; 1977a; 1977b), PATZELZ (1977) und HAAS (1998) belegen. Da Unterschiede in der geographischen Lage sowie in der Reaktionszeit der Vegetation auf klimatische Veränderungen innerhalb der Alpen vorhanden sind, zeigen jedoch die vorher angesprochenen Übereinstimmungen der holozänen Klimarekonstruktionen, dass auf der gesamten Nordhalbkugel die stärksten mitteleuropäischen paläoklimatischen Verschlechterungen aufgetreten sein könnten (HAAS et al. 1998). Das Postglazial wird unter anderem charakterisiert durch Klima-, Gletscher- und Waldgrenzschwankungen, die in einem engen Zusammenhang miteinander stehen, wobei eine Klimaveränderung grundsätzlich eine Anpassung von Gletschern bezweckt und für deren Existenz verantwortlich ist (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973; SLUPETZKY 1994).

So ist es etwa die Arbeit von WAGNER (1940), die einige bedeutende Belege in Bezug auf den Zusammenhang von postglazialen Gletschervorstößen und Klimaschwankungen liefert. Diese Belege beinhalten unter anderem:

- glaziologische Beweise für das Vorhandensein der ehemaligen Eisdecke,
- geologische Beweise hinsichtlich der Bodenbildung, die direkt oder indirekt mit der einstigen Eisdecke zusammenhängen,
- Vegetationsfolgen, speziell aus den Blütenpollen unterschiedlicher Pflanzen stammend, die noch in den Torfmooren erhalten geblieben sind.

Dank einer kontinuierlichen Klima- und Gletscherforschung ist heutzutage gesichert, dass im alpinen Postglazial nur geringe Schwankungsbreiten vorhanden waren. So wechselten etwa Kälte- und Wärmephasen einander im alpinen Postglazial ab. Bei einer Kaltphase sank die Schneegrenze um ca. 100 m, was einer längerfristigen Abnahme der Sommertemperatur um etwa 0,6° C entsprach. Umgekehrt lag die Waldgrenze bei einer Warmphase um 100 bis 150 m höher als in der derzeitigen Klimaphase (Subatlantikum). Angesichts dieser Tatsache betrug der Schwankungsbereich der Waldgrenze ca. 200 bis 250 m, während sich die Sommertemperatur in einem Bereich innerhalb von ca. 1,6 °C bewegte (SLUPETZKY 1994). In der Studie von NICOLUSSI (2009) wurden durch dendrochronologische Untersuchungen von Baumrestfunden, für das innere Kaunertal, ein Schwankungsbereich der Baumgrenze von mindestens 230 Höhenmeter festgestellt. Diese hochgelegenen Baumrestfunde konnten in den Zeitraum vor rund 4.000 Jahren (Älteres Subboreal) datiert werden, die klimatisch sowie auch anthropogen beeinflusst sein könnten. NICOLUSSI (2009) unterteilt das Holozän, aufgrund der Ergebnisse, grob in zwei Abschnitte: das frühe und mittlere Holozän ist durch weit zurückgezogene Gletscherzungen geprägt sowie ist die Baum- und Waldgrenze über dem Niveau der letzten Jahre anzusetzen; das spätere Holozän (11.700 – 4.000 BP) weist eine allgemeine größere Gletscherausdehnung auf mit wiederholten Hochständen, demzufolge ist auch eine tiefere Baum- und Waldgrenzhöhe anzunehmen.

In der Nacheiszeit entwickelte sich im Alpenraum ein Moränensystem sowie auch vor dem Gletschervorfeld des Frosnitzkeeses. Laut KINZL (1946) sind ältere postglaziale Moränen in den meisten Fällen nur mehr in einem geringen Ausmaß erhalten und sind aufgrund von Verwitterung und stärkerem Vegetationswachstum schlecht wahrnehmbar. Im Allgemeinen verändert sich das gegenwärtige Landschaftsbild des Frosnitzkeeses durch das Abschmelzen des Gletschers, wodurch sich das Gletschervorfeld zunehmend vergrößert. Durch die Permafrostdegradation und die Folgen des Frostwechsels kommt es besonders im Bereich der südlichen Felswand im Gletschervorfeld zu vermehrten Steinschlagereignissen und Felsstürzen. Ein Resultat dieser Sturzprozesse ist das Anwachsen riesiger Schutthalden an Steilhängen. Dies prägt nicht nur das gegenwärtige Landschaftsbild, sondern diese riesigen Schuttflächen befinden sich meistens in steilem Gelände und sind somit sehr anfällig für weitere Abtragungs- und Umlagerungsprozesse (LEIDLMAIR 1952/53; LIEB 2010).

Die Eisausdehnung des Frosnitzkeeses in Bezug auf den Gletscherhochstand um 1850 wurde basierend auf FISCHER et al. (2015) und der Kartierung von PATZELT (1973) ermittelt und angepasst, sowie wurden noch eigene Korrekturen durchgeführt. Die Umsetzung der

Moränenkartierung von PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) in einem DGM darzustellen, stellte sich teilweise äußerst komplex dar, aufgrund methodischer Einschränkungen. Grund dafür waren die kaum vorhandenen Moränenstrukturen der unterschiedlichen Moränenwälle auf dem DGM und Orthophoto. Hinsichtlich dieser Problematik wurde die Lageposition der entsprechenden Moränen mit Hilfe vorhandener Höhenlinien und weiteren Anhaltspunkten der Kartierung durch PATZELT hergeleitet, um die entsprechende Lage der Moränen in ein DGM abzuschätzen.

5.2 Rekonstruktion der Gletschergeometrie in 2D und 3D

Da in dieser Arbeit die 2D- und 3D-Rekonstruktion der Gletschergeometrie miteinander in Zusammenhang stehen, bezieht sich die Diskussion in diesem Unterkapitel auf beide Ansätze. Die 2D-Rekonstruktion der Gletscheroberfläche des Frosnitzkeeses zeigt unter der Annahme, dass man prinzipiell im Bereich der Gletscherzunge von einem konvexen Querprofil ausgehen kann, dies aber nicht durch die 2D-Modellierung dargestellt werden kann. Dies kann dadurch begründet werden, dass die Referenzhöhen gewisser Bereiche der Lateralmoränen mit der Gletscheroberfläche großteils übereinstimmen. Darüber hinaus war, aufgrund des steilen Gefälles des Gletschers, ein realistischer Gletscherverlauf im oberen Gletscherbereich im Auswertungsverfahren nicht umsetzbar (BENN & HULTON 2010).

Die 3D-Rekonstruktion der Gletschergeometrie von GlaRe zeigt die ehemalige Gletscherausdehnung bzw. die Gletscheroberfläche für den Hochstand um 1850. Aus der Gletscherinterpolation konnte die Gletschereisdicke des erfassten Gletschergebiets abgeleitet werden (siehe Abbildung 18). Obwohl die gleichen Werte der Schubspannung und des Formfaktors verwendet wurden, zeigen die Ergebnisse eine viel zu niedrige Eisdicke des gesamten Gletschergebiets, was durch den Vergleich der Profile (siehe Abbildung 19) belegt werden konnte.

Aufgrund der großen Abweichungen der Eisdicke im GlaRe-Modell wurde eine Sensibilitätsanalyse der Schubspannung durchgeführt, die bei einer Erhöhung des Parameters um 30 % (in 10er Schritten) eine deutliche Vergrößerung des Eisvolumens bezweckte. Der Bereich der Schubspannung befand sich dadurch zwischen 32.500 Pa und 130.000 Pa und die Eisdicke würde somit im mittleren Moränenbereich auf einer Höhe zwischen 120 bis 140 m geringfügig über der Referenzhöhe der Lateralmoräne liegen und somit eine plausible Gletschereishöhe aufweisen. Die in Kapitel 4.2.2 bereits angesprochenen Bereiche, bei denen die Gletschereisdicke bei keiner Veränderung der

Schubspannung zu hoch wäre, blieben ebenfalls bei einer Erhöhung dieses Parameters relativ gleich. Mögliche Gründe für diese erhöhten Bereiche können Modellierungsfehler bei der 3D-Rekonstruktion sein.

Durch die Veränderung der Parameter Schubspannung und Formfaktor konnte das Ergebnis der 2D-Rekonstruktion dementsprechend angepasst werden. Auch bei der Berechnung der Schubspannung aus der Eisdichte, der Erdbeschleunigung, der Eisdicke und der Oberflächenneigung spielt die Schubspannung hinsichtlich der Gletscherbewegung eine zentrale Rolle (BENN & EVANS 2010). Nach LOCKE (1995) liegt die effektive Schubspannung der Bruchfestigkeit auf 100.000 Pa, welche sowohl theoretisch als auch empirisch bestimmt wird. Die durchschnittliche Schubspannung kann anschließend in relevanten Schritten, wie auch in dieser Arbeit, angepasst werden, sodass die Modellausgabe den Referenzhöhen entspricht (BENN & HULTON 2010). Die basale Schubspannung ist bei homogenen Segmenten eines Talgletschers tendenziell konstant (PATERSON 1994). PATERSON (1994), MONEGATO (2012) und TEMOVSKY et al. (2018) definieren typische Schubspannungswerte für Paläogletscher zwischen 50.000 und 150.000 Pa, für alpine Talgletscher eignen sich Werte zwischen 25.000 und 135.000 Pa.

Grundsätzlich berücksichtigt der Formfaktor die Querschnittsfläche und den seitlichen Widerstand des Gletschers. Wird kein Formfaktor verwendet, so unterschätzt das Modell erwartungsgemäß die Eisdicke und somit auch das Eisvolumen um etwa 25 bis 30 % (PELLITERO et al. 2016). In der Arbeit von ZÜST et al. (2014) wird bei einem Schubspannungswertebereich von 50.000 bis 150.000 Pa ein Formfaktor von 0,5 bis 0,9 angegeben. Die Rekonstruktion der Eisoberflächenprofile der vorliegenden Arbeit basiert jedoch auf dem Ansatz von SIA (engl. *shallow ice approximation/SIA*) (LE MEUR et al. 2004). Ein vergleichbares 3D-Modell für die Rekonstruktion ehemaliger Gletscher wird in der Arbeit von JAMES et al. (2019) vorgestellt. Dieses als REVOLTA bezeichnete Modell (engl. *Reconstruction of Volume and Topography Automation*) ist eine Erweiterung des 2D-Modells von BENN & HULTON (2010) und ähnelt gewissermaßen dem Modell von PELLITERO et al (2016). Dieses Modell ist laut JAMES et al. (2019) leicht auf andere Regionen anwendbar. Für weitere Vergleichsstudien würde sich dieses Modell für das Arbeitsgebiet Frosnitzkees anbieten.

PEARCE et al. (2017) geben an, dass die Rekonstruktion ehemaliger Gletscher zunehmend automatisiert wird, weshalb die Gültigkeit der Gletschermodelle eine bedeutende Rolle dabei spielt, die Vorhersage der Gletscherausdehnung und Eisdicke zu überprüfen.

Angesichts des großen Fortschritts dieser Modelle werden Methoden und Unsicherheitsquellen selten angegeben. Um das Verständnis der Entwicklungsphase von Gletschern zu verbessern, vertritt LOCKE (1995) ein theoretisches Gletschermodell. Laut BENN & EVANS (2010) ist ein außerordentliches Potenzial für die Entwicklung von Gletschermodellen vorhanden. Diese werden aber in der Modellierungsgemeinschaft nicht allgemein geschätzt, da die Benutzerinterpretation der Moränengrenzen und der Eisausdehnung unterschiedlich ausfallen. Grundsätzlich ermöglicht die Rekonstruktion der Gletscher ein besseres Verständnis der Wechselwirkung zwischen Eis und Klima (BENN & EVANS 2010).

5.3 Geoelektrik

Vor dieser Masterarbeit konnten im Arbeitsgebiet Frosnitzkees noch keine Permafrostmessungen mit Hilfe von geophysikalischen Methodenansätzen durchgeführt werden, wodurch die Ergebnisse der ERT-Messungen nicht miteinander vergleichbar sind. Ziel der durchgeführten ERT-Messungen im Gletschervorfeld war es, mögliche Permafrostkörper zu detektieren. Angesichts der drei unterschiedlichen Messbereiche wurden nur im LMB und GZB mögliche Indikatoren für Permafrost sowie eine Form von Bodeneis festgestellt. In Kapitel 2.4 wurden zahlreiche Faktoren genannt, welche speziell die Permafrostverbreitung in den österreichischen Alpen beeinflussen können. Das Arbeitsgebiet befindet sich in einem diskontinuierlichen Permafrostgebiet, das sich unter anderem durch komplexe geomorphologische Merkmale, wie Grundeis sowie gefrorene und nicht gefrorene Bodenbedingungen, kennzeichnet (HAUK & KNEISEL 2008). Wie auch Kapitel 2.3 zu entnehmen ist, befindet sich die Permafrostuntergrenze in den Zentralalpen in etwa auf einer Seehöhe ab 2.500 bis 2.600 m ü. A., abhängig von der jeweiligen Expositionslage (LIEB 1998; HAUK & KNEISEL 2008; BOECKLI et al. 2012; KRÄINER 2015). Die in dieser Masterarbeit detektierten ERT-Profile befinden sich auf über 2.500 m Seehöhe (siehe Tabelle 6). Zudem ist in den südlichen Hohen Tauern in einer Höhe von 2.000 m ü. A. (ZAMG 2020) eine mittlere Jahrestemperatur (Jahr 2005) von rund 2 °C festzustellen.

Die Ergebnisse der LMB-Profile unterscheiden sich in Bezug auf die detektierten hohen spezifischen Widerstände speziell in den oberen Schichtlagen deutlich von den restlichen Profilen. Verantwortlich dafür ist das grobblockige Moränenmaterial, das durch die ehemaligen Gletschervorstöße zu diesem lateralen Moränenbereich transportiert wurde. Nach PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) wurde die Lateralmoräne in diesem

Bereich mehrmals durchbrochen, wodurch sich eine gestaffelte Moränenserie entwickelt hat. Vor Ort konnten auch mehrere Senkungsbereiche und Formen von Wällen festgestellt werden (siehe Abbildung 23 und 24). Eine Ursache für die detektieren hohen Widerstände können unter anderem Hohlräume im Sedimentkörper sein, die laut MEYER DE STADELHOFEN (1994) spezifische Widerstände aufweisen, welche höher oder geringer als das umgebende Material sind. Speziell große Hohlräume im Untergrund weisen einen hohen elektrischen Widerstand auf. Vor allem in grobblockigem Material können solche Lufteinschlüsse bzw. Hohlräume im Untergrund vorhanden sein. So lassen sich in den Profilen SWB-2 und SWB-3 derartige Muster in den oberen Schichtlagen erkennen, was wiederum das vorhandene Schuttmaterial erklärt. Bei niedrigen Widerständen ($<1.000 \text{ ohm.m}$), die vor allem im zentralen Bereich der LMB-Profile festgestellt wurden, könnte es sich unter anderem um wassergefüllte Klüfte, die aufgrund der Schneeschmelze entstanden sind sowie wassergesättigtes Material, handeln. Des Weiteren können höhere Widerstände bei Senken auftreten, die mit leitfähigem Schuttgestein aufgefüllt sind. Solche Senken wurden auch im lateralen Messbereich festgestellt, wodurch die hohen Widerstände in den oberen Schichten belegt werden konnten (MEYER DE STADELHOFEN 1994).

Die zwei höchsten Widerstandswerte wurden für LMB-2 und LMB-3 mit 928.038 ohm.m und $1.379.574 \text{ ohm.m}$ erreicht. Da diese oberflächennahen Bereiche laut der Auswertung eher kleinräumig sind, werden diese als Extremwerte klassifiziert, die wahrscheinlich Hohlräume darstellen. Der mittlere Linsenbereich im LMB-4 ($>11.000 \text{ ohm.m}$ bis 25.000 ohm.m) und der untere rechte Teil des Profilabschnitts LMB-3 ($>11.000 \text{ ohm.m}$ bis 15.000 ohm.m) zeigen Widerstandswerte, die laut Tabelle 5 für einen möglichen Permafrostkörper sowie Bodeneis sprechen könnten. Bodeneis ist ein wichtiger Bestandteil des Permafrosts und kann in feinkörnigen Lockersedimenten entstehen und bis zu 80 % des Bodenvolumens einnehmen (KRAINER 2007). Dabei ist Permafrost aber nicht zwingend von Bodeneis abhängig. Speziell in den Alpen ist ganzjähriges Bodeneis jedoch häufig mit Permafrost in Verbindung zu setzen (KELLERER-PIRKLBAUER & AVIAN 2012). Demzufolge kann in diesem Moränenbereich, vor allem im SWB-4, Permafrost in Verbindung mit Bodeneis vorhanden sein. HAUK & KNEISEL (2008) belegten diese Tatsache und stellten im Rahmen mehrerer geophysikalischer Untersuchungen fest, dass ein ähnliches Muster der räumlichen Verteilung von Permafrost und Bodeneis in alpinen Gletschervorfeldern vorhanden ist.

Im zweiten Messgebiet sind aufgrund der Fragestellungen dieser Masterarbeit vor allem GZB-3 und GZB-4 von Interesse, da GZB-1 und GZB-2 laut der Datenauswertung keine

Hinweise auf Permafrost lieferten. Laut dem GI4 von 2015 war der Messbereich der zwei Profile GZB-3 und GZB-4 großteils noch von Gletschereis überzogen. Vergleicht man das Orthophoto von 2018 mit jenem aus dem Jahr 2015 ist GZB-4 noch zur Hälfte von Gletschereis bedeckt (siehe Abbildung 2). Demzufolge hat der Gletscher diesen Bereich erst in den letzten zwei Jahren freigegeben. Grundsätzlich könnte durch ein fortschreitendes Abschmelzen eines Gletschers im eisfreien Gebiet, je nach Höhenlage, durchaus eine Permafrostaggradation stattfinden. Dies setzt jedoch voraus, dass die lokalen Permafrostbedingungen, wie in Kapitel 2.3 dargelegt, erfüllt sind (SCHROTT et al. 2012).

Auch KNEISEL (1999), der Gletschervorfelder in einem inneralpinen Hochtal im Oberengadin untersucht hat, schreibt in seiner Arbeit, dass eine Permafrostbildung in Gletschervorfeldern möglich ist. Die Permafrostbildung kann bereits im Stadium des Gletscherrückganges geschehen, da eine geringmächtige Gletscherschicht für die Bildung von Permafrost förderlich ist. Unabhängig vom thermischen Gletscherregime besitzt ein Gletscheruntergrund auch im Sommer Temperaturen von ≤ 0 °C. Kalte Temperaturen, die besonders im Spätherbst/Frühwinter auftreten, können die schmale Gletschereisschicht durchdringen und folglich den Untergrund abkühlen. Weiters konnte KNEISEL (1999) in seiner Untersuchung das Vorhandensein von Permafrost vor dem Gletschervorstoß der Kleinen Eiszeit im Gletschervorfeld feststellen. Der ehemalige Gletscher bewegte sich damals beim Vorstoß um 1850 über den existierenden Permafrost und taute dadurch einige Meter dieses von Eis überschobenen Permafrostes ab. Durch den Gletscherschwund und aufgrund des Einflusses der niedrigen Wintertemperaturen, konnte in dem proglazialen Gebiet eine Permafrostaggradation stattfinden.

Prinzipiell könnte das von KNEISEL (1999) beschriebene Szenario auch auf das Gletschervorfeld des Frosnitzkeeses zutreffen, in dem sich das Messgebiet GZB befindet. Da aber das Messgebiet erst vor kurzem entgletschert wurde, der Faktor Zeit und die aktuellen Klimaverhältnisse dagegensprechen, ist die Neubildung von Permafrost in der momentanen Situation relativ unwahrscheinlich. Dies belegt auch die Klimastudie von TAUCHER et al. (2009), in der eine deutlich höhere Erwärmung als im globalen Durchschnitt im Hochgebirge der österreichischen Alpen aufgezeigt wurde. Auch dem Gletscherbericht 2020 ist zu entnehmen, dass die Jahresmitteltemperatur von Oktober 2019 bis September 2020 an den drei Gebirgswetterstationen Sonnblick, Zugspitze und Säntis im Durchschnitt um 1,6 °C über dem langjährigen Mittel (1981 bis 2010) lag und es sich somit

um eines der wärmsten Jahre in der Messgeschichte handelte (LIEB & KELLERER-PIRKLBAUER 2020).

Folglich lassen sich die hohen spezifischen Widerstandswerte im GZB-3 und GZB-4 folgenermaßen interpretieren: GZB-3 weist auf Profilmeter 68 einen kreisförmigen Bereich auf, der einen maximalen Widerstand von 13.126 ohm.m besitzt. Laut Tabelle 5 besteht dieser Bereich womöglich aus gefrorenen Sedimenten, die Eiseinschlüsse beinhalten könnten. Im GZB-4 könnten möglicherweise zwei Eislinen vorhanden sein, die für die Widerstandswerte von maximal 18.391 ohm.m verantwortlich sind. Eislinen wären demzufolge eine der plausibelsten Erklärungen, aber auch schuttbedecktes Toteis würde infrage kommen. Gletschereis besitzt nach HAUKE & KNEISEL (2008) einen spezifischen Widerstandsbereich von 10^6 bis 10^8 ohm.m und ist aufgrund dessen auszuschließen. Ein weiterer Nachweis für Eislinen wäre der Schmelzwassersee, der sich neben dem Profil GZB-4 befindet und ein Wasserreservoir für die Bildung von Eislinen darstellen könnte. Die Eislinenbildung, bei der Wasser im Boden gefrieren kann, beschreibt im Allgemeinen die Bewegung der Wassermoleküle zur Eislinse, die von einem Wasserreservoir entzogen werden (TAKAGI 1980). Die Linsen in GZB-4 befinden sich in ca. vier bis fünf Metern Tiefe, was als ein weiteres Indiz für Eislinen gewertet werden könnte, da somit ein gewisser Isolierungsschutz, ausgehend von der überlagerten Bodenschicht, vorhanden wäre.

Das letzte Messgebiet SWB befindet sich auf einer Schutthalde, die an eine Felsflanke angrenzt. Die Oberfläche der Schutthalde weist großteils kantige Gesteinsklaster auf, die hauptsächlich durch Frostverwitterung entstanden ist, bei der sich das Gesteinsgefüge der angrenzenden steilen Felsflanke wegen wiederholten Gefrierens und Wiederauftaus lockert. Dadurch ist der Hangbereich im Arbeitsgebiet Frosnitzkees von Steinschlagaktivitäten geprägt. Aufgrund der gegenwärtigen gravitativen Prozesse besitzen die Schutthalden nur einen sehr geringen Vegetationsanteil, der auch auf dieser Schutthalde festgestellt wurde. Des Weiteren spielen noch andere Faktoren wie Höhenlage, Strahlungsgunst oder Schneelage eine entscheidende Rolle, hinsichtlich der Vegetationsentwicklung auf Schutthalden (STAHR & HARTMANN 1999). Die östlich exponierten SWB-Profile zeigten anhand der Profilauswertungen in diesem Messbereich keine Anzeichen für mögliche Permafrostkörper oder eine Art von Bodeneis. Lässt man die höheren Werte in den oberen Schichten, bedingt durch Lufteinschlüsse in diesem grobblockigen Schuttmaterial, außer Acht, so weisen die Profile im Allgemeinen geringe Widerstandswerte (<4.000 ohm.m) auf (MEYER DE STADELHOFEN 1994).

5.4 Bildanalyse (CIAS)

Durch den bildanalytischen Ansatz CIAS wurde im Teilarbeitsgebiet (2) die flächenhafte Bestimmung der horizontalen Geländeformation durch Bildvergleiche untersucht. Für die Analyse wurden drei Zeiträume überprüft, um mögliche Oberflächenbewegungen im Bereich der Lateralmoränen festzustellen. Die Ergebnisse zeigten vor allem bei der Auswertung der Orthophotos von 1974 bis 2012 und 1974 bis 2018 ein ähnliches Bewegungsmuster im Zentrum. Die höheren Bewegungsraten konzentrieren sich vor allem auf die Senkungsbereiche und -kanten und zeigen eine Abnahme der Geländeneigung. Ebenso war dies im Zeitraum von 2012 bis 2018 feststellbar, jedoch nur durch geringere Bewegungsraten. In den zwei längeren Zeiträumen von 1974 bis 2018 und von 1974 bis 2012 fand eine maximale horizontale Oberflächenbewegung von 1,21 m - 1,75 m bzw. 1,21 m - 1,5 m statt (siehe Abbildung 23). Bei der Auswertung der Orthophotos von 2012 bis 2018 konnten maximale Bewegungsraten von 0,61 m - 0,73 m festgestellt werden. Diese bewegen sich prinzipiell in Richtung des Senkungsbereichs, was in Abbildung 24 gut erkennbar ist. Anzumerken ist, dass die Summen der maximalen Bewegungsraten von 1974 bis 2018 (1,21 m - 1,75 m) und der beiden Teilperioden (1,82 m - 2,23 m) etwas abweichen aber größenordnungsmäßig übereinstimmen. Diese Diskrepanz bezieht sich auf eine minimale Abweichung der Eingabeparameter der Teilperiode 1974 bis 2012, da die Größe der Bewegungsraten abhängig von den Eingabeparameter ist. Es konnte in diesen Zeitabschnitten, vor allem in den längeren zwei Perioden (38 und 44 Jahre), Bewegungstendenzen festgestellt werden, die durch mögliche Permafrostaktivitäten ausgelöst wurde. Der dritte, deutlich kürzere Zeitraum von sechs Jahren, zeigte im Gegensatz zu den anderen zwei Zeitabschnitten ein sehr geringes Bewegungsaufkommen, sodass ein aktuelles permafrostbedingtes Kriechen nicht mit Sicherheit belegt werden konnte. Die Bewegung des kürzeren Zeitabschnitts könnte einerseits aufgrund einer Aufeinanderfolge von Frostkriechen (Frosthub) stattgefunden haben, andererseits könnte ein langsames Fließen des wassergesättigten, aufgetauten Bodens im Sommer für die Bewegungsraten verantwortlich gemacht werden (KRAINER 2007).

Die benutzerdefinierten Eingabeparameter in der Software CIAS wurden durch mehrere Analysen ermittelt. Zudem waren die Bewegungsraten von der Größe der Eingabeparameter abhängig: je größer die Eingabeparameter, desto größer die Bewegungsraten. Mit Hilfe von Referenzwerten auf Felsflächen, die normalerweise in einem analysierten Zeitraum keine bzw. nur geringe Bewegungsvektoren aufweisen, konnten im Zuge der in dieser Masterarbeit

durchgeführten Untersuchung die passenden Eingabeparameter ermittelt werden. Die Genauigkeit der Verschiebewege hinsichtlich der Datenqualität wurde an stabilen Punkten (Felsflächen) bewertet (siehe Kapitel 4.4). Mögliche Fehlerquellen in diesem Zusammenhang könnten laut KÄÄB & VOLLMER (2000) Verzerrungen in der Bildausrichtung und fehlerhafte Geländeinterpretationen sein.

In der Arbeit von KÄÄB & VOLLMER (2000) wurde der photogrammetrische Ansatz CIAS hinsichtlich der Qualität und Genauigkeit mit konventionell ermittelten Daten eines Blockgletschers verglichen. Der Vergleich zeigte, dass mit dem photogrammetrischen Ansatz mindestens die gleiche Genauigkeit erzielt wurde wie mit den Referenzdaten. Die Zuverlässigkeit der Bilddaten des angewandten Ansatzes ist wiederum stark von steilen Hängen, Schatten oder Schneedecken abhängig. Diese Problematik wird auch in der Arbeit von KÄÄB (2002) thematisiert. So wird die Methodik von hochgebirgsspezifischen Bedingungen beeinflusst, was beispielsweise bedeutet, dass die Oberflächenmerkmale im Beobachtungszeitraum die Größe der Bildauflösung mit ausreichendem Kontrast überschreiten müssen. Zu Problemen kommt es vor allem dann, wenn diese Merkmale auf den Bilddaten von einer Eis- oder Schneedecke sowie Wolken überlagert sind.

Auch JAWAK et al. (2018) haben in ihrer Studie mehrere Bildanalyseansätze zur Ableitung von Oberflächenbewegungen eines Gletschers verglichen und sind zu dem Schluss gekommen, dass Ergebnisse, die mittels der Software CIAS erzielt werden können, ähnliche Geschwindigkeitsraten ergeben wie andere Auswertungsverfahren.

6 Fazit

Diese Arbeit fokussierte sich im Wesentlichen auf zwei Schwerpunkte: einerseits wurde die holozäne Landschaftsentwicklung im Bereich des Frosnitzkeeses untersucht und die Gletschergeometrie des Frosnitzkeeses seit dem letzten Gletscherhochstand in der Kleinen Eiszeit rekonstruiert. Andererseits wurden mittels ERT-Messungen und einer digitalen Bildanalyse die Verbreitung von Permafrost und die Aktivität von Permafrost beeinflussten Formen im Gletschervorfeld des Frosnitzkeeses erforscht. Die Untersuchungen im ersten Schwerpunkt fokussierten sich dabei auf die Entwicklung sowie Lokalisierung der neuzeitlichen und postglazialen Moränen vor dem aktuellen Gletschervorfeld der Kleinen Eiszeit (Teilarbeitsgebiet (2)) in Anlehnung an früheren Arbeiten. Bei der Rekonstruktion der Gletschergeometrie des Frosnitzkeeses um 1850 konnte die tatsächliche Gletscherausdehnung und die Gletschereisdicke bestimmt werden. Der zweite Schwerpunkt

konzentrierte sich allgemein auf die Lokalisierung von Permafrostaktivitäten im Gletschervorfeld sowie deren Aussage zur Existenz oder Inexistenz von Permafrost.

Durch eine Analyse der Arbeiten von BORTENSCHLAGER & PATZELT (1969), PATZELT (1973) und PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) konnten die neueiszeitlichen und postglazialen Moränen in einem DGM lokalisiert sowie kartiert und dargestellt werden, inwieweit sich das Landschaftsbild im Bereich des Gletschervorfeldes durch die ehemaligen Gletschervorstöße im Postglazial verändert hat.

Die Gletschergeometrie des Frosnitzkeeses der Kleinen Eiszeit konnte mit Hilfe zweier Ansätze nach PELLITERO et al. (2010) und BENN & HULTON (2016) rekonstruiert werden. Die 2D-Rekonstruktion zeigte ein Gletscheroberflächenprofil unter der Annahme, dass die Gletscheroberfläche nicht konvex, sondern eben ist. Die 3D-Rekonstruktion zeigte hingegen eine deutlich niedrigere Gletscheroberfläche. Die Durchschnittseisdicke des Frosnitzkeeses entlang des Profils beträgt laut dieser Rekonstruktion rund 52 m mit einem Eisvolumen von 0,255 km³, weshalb auch eine Sensibilitätsanalyse der Schubspannung durchgeführt wurde. Bei einer Erhöhung von 30 % der Schubspannungswerte, wurde ein realistisches Ergebnis der Gletscheroberfläche erzielt.

Mit der ERT-Methode im Arbeitsgebiet wurden drei unterschiedliche Messbereiche im Gletschervorfeld untersucht, die sich speziell vom Geländeuntergrund und der Expositionslage unterscheiden. Der Messbereich LMB ist im Allgemeinen von mehreren Moränenwällen mit Teils grobblockigem Moränenmaterial geprägt. Die ERT-Auswertungen zeigten aufgrund der Hohlräume im Untergrund speziell im Messbereich LMB teils hohe Widerstandswerte. Die Profile LMB-3 und LMB-4 weisen Widerstände von maximal 15.000 ohm.m und 25.000 ohm.m auf, die unter anderem für Permafrost und Bodeneis (10³ – 10⁶ ohm.m) sprechen könnten. Der GZB befindet sich unterhalb der aktuellen Gletscherzunge, in einem vor Kurzem eisfrei gewordenen Gletschervorfeld. Die Lage des Profils GZB-4 war noch vor zwei Jahren bis zur Hälfte von Gletschereis bedeckt. Bei den Auswertungen des GZB zeigten nur Profil GZB-3 und GZB-4 hohe Widerstandswerte (Maximalwert: 13.126 ohm.m und 18.391 ohm.m), die Anzeichen für Permafrost mit Bodeneis sein könnten. Da dieses Areal erst vor kurzem entgletschert wurde, ist es relativ unwahrscheinlich, dass sich dort Permafrost gebildet hat. Laut Belegen von KNEISEL (1999) aus ähnlichen topographischen Gebieten wäre dies jedoch theoretisch möglich (siehe Kapitel 4.3). Das letzte Messgebiet befand sich im südwestlichen Hangbereich mit SWB-Profilen auf einer Schutthalde, die großteils von grobblockigem Schuttmaterial geprägt ist. Anhand der ERT-

Auswertungen konnten keine Rückschlüsse auf Permafrostexistenz sowie Eiseinschlüsse in diesem schuttgeprägten Bereich gezogen werden.

Mit der digitalen Bildanalyse eines Gesamtzeitraums von 1974 bis 2018 und deren Teilzeiträume 1974 bis 2012 und 2012 bis 2018 konnten einerseits horizontale Oberflächenbewegungen im Zentrum der lateralen Moränen festgestellt und andererseits ein ähnliches Bewegungsmuster im Zentrum der Lateralmoränen eruiert werden. Der Bildvergleich von 1974 bis 2012 und von 1974 bis 2018 zeigte im mittleren Bereich eine maximale Bewegungsrate von 1,56 und 1,75 m (rund 0,04 m pro Jahr). Dies führte zur Schlussfolgerung, dass ein mögliches permafrostbedingtes Schuttkriechen sowie Frostkriechen stattgefunden hat. Die Auswertung des Zeitraumes von 2012 bis 2018 zeigte hingegen geringere Bewegungsraten (maximal 0,73 m), aber deutlich höhere Jahresbeträge (maximal 0,12 m pro Jahr), wobei sich ein vergleichbares Muster erkennen ließ, das den Rückschluss auf geringe Oberflächenbewegungen zulässt. Da die Summe der Bewegungsraten vom Gesamtzeitraum (1974 bis 2018) mit den Summen der Teilzeiträume (1974 bis 2012 und 2012 bis 2018) geringe Abweichungen aufweisen, bezieht sich diese Diskrepanz auf die minimale Abweichung der Eingabeparameter vom Teilzeitraum 1974 bis 2012. Schließlich konnte durch die Kombination der gemessenen ERT-Profile (LMB-3 und LMB-4) und der digitalen Bildanalyse dargelegt werden, dass möglicherweise geringe Permafrostaktivitäten - womöglich in Verbindung mit Frostkriechen - vorhanden sind. Aktuell ist eher von einem frostbedingten Schuttkriechen (Frostkriechen) auszugehen. Da nicht mit Sicherheit belegt werden konnte, dass im Gletschervorfeld Permafrost vorhanden ist, wären in Zukunft weitere Permafrostuntersuchungen in diesem Gebiet, vor allem in Kombination mit einer weiteren geophysikalischen Methode, äußerst wertvoll. Auf diese Weise könnte ein noch umfangreicherer Einblick in die holozäne Landschaftsentwicklung sowie die rezente Permafrostverbreitung im Bereich des Frosnitzkeeses in der Venedigergruppe, Hohe Tauern, gewonnen werden.

7 Literaturverzeichnis

- ABERMANN, J.; KUHN, M.; LAMBRECHT, A.; HARTL, L. (2013): Gletscher in Tirol, ihre Verteilung und jüngsten Veränderungen. *Publikationen Alpine Forschungsstelle Obergurgl – 3*, S. 49-67.
- ARCHIE, E. G. (1942): The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers*, S. 54-62.
- AUER, I.; BÖHM, R.; JURKOVIC, A.; LIPA, W.; ORLIK, A.; POTZMANN, R.; SCHÖNER, W.; UNGERSBÖCK, M.; MATULLA, C.; BRIFFA, K.; JONES, P. D.; EFTHYMIADIS, D.; BRUNETTI, M.; NANNI, T.; MAUGERI, M.; MERCALLI, L.; MESTRE, O.; MOISSELIN, J-M.; BEGERT, M.; MÜLLER-WESTERMEIER, G.; KVETON, V.; BOCHNICEK, O.; STASTNY, P.; LAPIN, M.; SZALAI, S. (2007): HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region, *International Journal of Climatology* 27, S. 17-46, <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1002/joc.1377> (Zugriff: 12.2019).
- AVIFAUNA NATIONALPARK HOHE TAUERN (2007): *Hühnervögel – Endbericht*. S. 177.
- BALLANTYNE, C. K. (2002): Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, S. 1935-2017.
- BENN, D. & EVANS, D. J. (2010): *Glaciers and Glaciation*. Routledge, S. 816.
- BENN, D. I. & HULTON, N.R.J. (2010): An Excel™ spread sheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers & Geosciences* 36, S. 605-610.
- BMLRT (2020): Fließgewässer des Gesamtwässernetz Österreich (GGN), Version V15 (Routen), <https://docs.umweltbundesamt.at/s/DQkGXiMgnPrpS68> (Zugriff: 04.2020).
- BOECKLI, L., BRENNING, A., GRUBER, S., & NOETZLI, J. (2012): Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere* 6, S. 807-820.
- BOECKLI, L.; BRENNING, A.; GRUBER, A.; NOETZLI, J. (2012): Alpine permafrost index map. *PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.784450> (Zugriff: 05.2021).
- BORTENSCHLAGER, S. & PATZELT, G. (1969): Wärmezeitliche Klima- und Gletscherschwankungen im Pollenprofil eines hochgelegenen Moores der Venedigergruppe (Hohe Tauern). *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 20, S. 116-122.

- BORTENSCHLAGER, S. (1970): Waldgrenz- und Klimaschwankungen im pollenanalytischen Bild des Gurgler Rotmooses. *Mitteilung ostalp.-dinarischen Gesellschaft für Pflanzenkunde*. 11, Innsbruck, S. 19-26.
- BRAUN, F. (2009): *Sommer-Bergtourismus im Klimawandel: Szenarien und Handlungsbedarf am Beispiel des hochalpinen Wegenetzes*. Dissertation, Universität für Bodenkultur, Wien, S. 142.
- BREININGER, H. (1984): Das Verhalten der Österreichischen Alpengletscher seit dem letzten Höhepunkt der Alpinen Vergletscherung 1850. *Wissenschaftliche Hausarbeit, Universität Graz*, S. 184.
- BUCKEL, J. & OTTO, J.-C. (2018): The Austrian Glacier Inventory GI4 (2015) in ArcGIS (shapefile) format. *PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.887415> (Zugriff: 02.2020).
- BUTLER, D. K. (2005): *Near-Surface Geophysics*. SEG, Tulsa, Oklahoma, USA, S. 355.
- CARR, S. & COLEMAN, C. (2007): An Improved Technique for the Reconstruction of Former Glacier Mass-Balance and Dynamics. *Geomorphology* 92 (1), S. 76–90, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.008> (Zugriff 03.2021).
- CARR, S. J.; LUKAS, S.; MILLS, S. C. (2010): Glacier Reconstruction and Mass-Balance Modelling as a Geomorphic and Palaeoclimatic Tool. *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (9), S. 1103-1115.
- CHURCH, M. & RYDER, J. M. (1972): Paraglacial Sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, S. 3059-3071.
- EBOHON B. & SCHROTT L. (2008): Modeling Mountain Permafrost Distribution. A New Permafrost Map of Austria. In: KANE, D. & HINKEL K. (Hrsg.): *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*. Fairbanks, Alaska, S. 397-402.
- EHLERS, J.; GIBBARD, P. L.; HUGHES, P. D. (2011): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. DCW_Europe_WGS84 (Shapefile), Elsevier, <https://booksite.elsevier.com/9780444534477/index.php> (Zugriff: 5.2020).
- ETZELMÜLLER, B.; HOELZLE, M.; HEGGEM, E. S. F.; ISAKSEN, K.; MITTAZ, C.; VONDER MÜHLL, D.; ODEGARD, R. S.; HAEBERLI, W.; SOLLID, J. L. (2001): Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 55 (4), S. 186 – 194.
- EXNER, C. (2005): FRIEDRICH BECKE und die Tauerngeologie. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 145, S. 5-19.

- FISCHER, A. (2015): Gletscherbericht 2014/2015. Sammelbericht über die Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins im Jahre 2015. *Bergauf* 2/2015, Jg. 70 (140), S. 26-33.
- FISCHER, A.; SEISER, B.; STOCKER-WALDHUBER, M.; MITTERER, C., ABERMANN, J. (2015): Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria, *The Cryosphere*, 9, S. 753-766.
- FISCHER, A.; SEISER, B.; STOCKER-WALDHUBER, M.; MITTERER, C.; ABERMANN, J. (2015): The Austrian Glacier Inventories GI1 (1969), GI2 (1998), GI3 (2006), and GI LIA in ArcGIS (shapefile) format. *PANGAEA*, <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.844988> (Zugriff: 03.2021).
- FISCHER, A. (2016): Gletscherbericht 2015/2016. Sammelbericht über die Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins im Jahre 2016. *Bergauf* 2/2016, Jg. 71 (141), S. 6-13.
- FORMAYER, H. & KROMP-KOLB, H. (2009): Klimawandel und Tourismus in Oberösterreich. Endbericht, *BOKU-Met Report* 18, S. 40, <http://www.boku.ac.at/met/report/> (Zugriff: 05. 2020).
- FRANK, W.; MILLER, C.; PESTAL, G. (1987): *Geologische Karte Republik Österreich 1:50.000: 152 Matrei in Osttirol*. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FRANKE, D. (2020): *Geologie von Ostdeutschland (Sachsen, Thüringen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern) - Ein Kompendium*. <http://www.regionalgeologie-ost.de/Tab.%2032%20Holozaen.pdf> (Zugriff: 05.2021).
- FRENCH, H. M. (2007): *The Periglacial Environment*. John Wiley & Sons Ltd, S. 478.
- FRITZSCH, M. (1898): *Verzeichnis der bis zum Sommer 1896 in den Ostalpen gesetzlichen Gletschermarken*. Selbstverlag des DÖAV, Wien.
- GEILHAUSEN, M. (2007): *Erkundung des oberflächennahen Untergrundes glazifluvialer und fluvialer Sedimentspeicher. Diplomarbeit*, Geographischen Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, S. 163.
- GEOTOMO. (2011): *RES2DINVx32 ver. 3.71 for Windows XP/Vista/7*. Penang, Malaysia.
- GRASSLER, F. (1984): Alpenvereinseinteilung der Ostalpen (AVE). In: Deutscher Alpenverein, Österreichischer Alpenverein und Alpenverein Südtirol (Hrsg.): *Berg`84. Alpenvereinsjahrbuch (108)*, München, Innsbruck, Bozen, S. 215-224.
- HAEBERLI, W. & KING, L. (1987): Polarer und alpiner Permafrost. *Verhandlungen des Deutschen Geographentages* 45, Stuttgart, S. 269-274.

- HAEBERLI, W. (1996): Gletscherschwund, Permafrostdegradation und periglaziale Murgänge im hochalpinen Bereich. In: *Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse*. Monte Verità, Birkhäuser Basel, S. 163-181, https://www.researchgate.net/publication/302138057_Gletscherschwund_Permafrostdegradation_und_periglaziale_Murgange_im_hochalpinen_Bereich (Zugriff: 03.2020).
- HARFLINGER, O. & KNEES, G. (1999): Klimahandbuch der Österreichischen Bodenschätzung. In: *Mitteilung der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft* 58. S. 196.
- HAAS, J. N.; RICHOSZ, I.; TINNER, W.; WICK, L. (1998): Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The Holocene* 8, S. 301-309.
- HAUCK, C. (2002). Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography. *Geophysical Research Letters*, S. 12-1 - 12-4.
- HAUCK, C., & KNEISEL, C. (2008): *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press, S. 238.
- HÄCKEL, H. (1999): *Meteorologie. 8 Auflage*, Stuttgart, S. 473.
- HEBBELN, D. & VOGT, C. (2014): Die polaren Meeressedimente als Archiv des Weltklimas. In: *WARNSIGNAL KLIMA: Die Polarregionen. Wissenschaftliche Auswertungen*, Hamburg, S. 254-259.
- HELFRICHT, K.; HUSS, M.; FISCHER, A.; OTTO, J. C. (2019): Spatial ice thickness distribution and glaciers off the third Austrian Glacier Inventory (GI3). *PANGAEA*, <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.898651> (Zugriff: 01.2021).
- HEMMING, S. 2004: Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42, S. 1-43.
- HUTCHINSON, M. F. (1989): A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal Hydrology* 106, S. 211-232.
- HUTCHINSON, M. F.; XU, T.; STEIN, J. A. (2011): Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure. In: HENGL, T.; EVANS, I.; WILSON, J.; GOULD, M. (Hrsg.): *Geomorphometry 2011*. Redlands, California, USA, S. 19-22.
- IVY-OCHS, S.; KERSCHNER, H.; KUBIK, P. W.; SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science*, Vol. 21, S. 115-130, <https://www.glaciers-climat.com/wp-content/uploads/4-Stade-de-Gschnitz.pdf> (Zugriff: 03.2021).

- JAMES, W.; CARRIVICK, J. L.; QUINCEY, D. J.; GLASSER, N. F. (2019): A geomorphology based reconstruction of ice volume distribution at the Last Glacial Maximum across the Southern Alps of New Zealand. *Quaternary Science Reviews* 219, S. 20-35, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.06.035> (Zugriff: 12.2020).
- JAWAK, S.; KUMAR, S.; LUIS, A. J.; BARTANWALA, M.; TUMMALA, S.; PANDEY, A. C. (2018): Evaluation of Geospatial Tools for Generating Accurate Glacier Velocity Maps from Optical Remote Sensing Data. *2nd International Electronic Conference on Remote Sensing*, S. 6, <https://doi.org/10.3390/eocrs-2-05154> (Zugriff: 04.2021).
- KÄÄB, A. & VOLLMER, M. (2000): Surface Geometry, thickness changes and flow fields on permafrost streams: automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes* 11, S. 315-326.
- KÄÄB, A. & VOLLMER, M. (2001): Digitale Photogrammetrie zur Deformationsanalyse von Massenbewegungen im Hochgebirge. *Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik*, Bd. 99, Heft 8, S. 538-843, <https://www.e-periodica.ch/cntmng?pid=geo-006:2001:99::1535> (Zugriff: 02.2021).
- KÄÄB, A. (2002): Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 57, S. 39-52.
- KÄÄB, A.; LAMARE, M.; ABRAMS, M. (2013): River ice flux and water velocities along a 600 km-long reach of Lena River, Siberia, from satellite stereo. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, S. 4671-4683, <https://doi.org/10.5194/hess-17-4671-2013> (Zugriff: 02.2021).
- KÄÄB, A. (2013). *Image Correlation Software CIAS*. <https://www.mn.uio.no/geo/english/research/projects/icemass/cias/> (Zugriff: 02.2021).
- KALTENBRUNN, A. & PREUSSER, F. (2015): Überblick über die quartären Vergletscherungen der Vogesen. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau* 105, S. 9-35, https://www.researchgate.net/publication/303678132_Uberblick_uber_die_quartaren_Vergletscherungen_der_Vogesen (Zugriff: 03.2020).
- KAUSCHE M. (2018) Sensitivitätsanalyse. In: *Wirtschaftlichkeit schwimmender Offshore Windenergieanlagen. Baubetriebswirtschaftslehre und Infrastrukturmanagement*, Springer Gabler, S. 71-78.
- KELLER, G. V. & FRISCHKNECHT F. C. (1966): *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press, S. 519, <https://archive.org/details/electricalmethod00kell/page/n7/mode/2up> (Zugriff: 11.2020).

- KELLERER-PIRKLBAUER, A. (2008): *Aspects of glacial, paraglacial and periglacial processes and landforms of the Tauern Range, Austria*. Dissertation, Universität Graz, S. 200.
- KELLERER-PIRKLBAUER, A. & AVIAN M. (2012): Permafrost und Bodentemperatur zwischen 2006 und 2011 in der Reißbeckgruppe, Hohe Tauern, Österreich. *Carinthia* 2, 202./122. Jahrgang, S. 505-522.
- KERSCHNER, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpenen Spätglazial und frühen Holozän. In: MATULLA C.; SCHMIDT R.; R. PSENNER (Hrsg.): *Klimawandel in Österreich - Die letzten 20.000 Jahre und ein Blick voraus*. Innsbruck, S. 5-26.
- KINZL, H. (1928): Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe während der letzten 100 Jahre. *Der Bergkamerad*, 5 Jg. Nr. 26, S.206-208, Nr. 27, S. 213-216.
- KINZL, H. (1929): Beiträge zur Gletschergeschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, Bd. 17, S. 66-121.
- KINZL, H. (1949): Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. *Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum*, Bd. 26/29, Innsbruck, S. 61-82, https://www.zobodat.at/pdf/VeroeffFerd_026-029_0061-0082.pdf (Zugriff: 01.2021).
- KLINGE, M. & LEHMKUHL, F. (1998): Zur Differenzierung des periglazialen Formenschatzes nach ökologischen Standortfaktoren im Piffkar (Hohe Tauern). Nationalpark Hohe Tauern, *Wissenschaftliche Mitteilung Nationalpark Hohe Tauern* 4, S. 207-223.
- KNEISEL, C. (1999): Permafrost in Gletschervorfeldern, Eine vergleichende Untersuchung in den Ostschweizer Alpen und Nordschweden. In: BAUMHAUER, R. (Hrsg.): *Trierer Geographische Studien*. Universität Trier: Geographischen Gesellschaft Trier, S. 156.
- KNEISEL, C.; HAUCK, C.; FORTIER, R.; MOORMAN, B. (2008): Advances in Geophysical Methods for Permafrost Investigations. *Permafrost and Periglacial Processes* 19, S. 157-178.
- KRAINER, K. (2007): Permafrost und Naturgefahren Österreich. *Online-Fachzeitschrift des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft*. S. 18.
- KRAINER, K. (2015): Nationalpark Hohe Tauern: Geologie. *Wissenschaftliche Schriften*, 3. Auflage, Tyrolia Verlag, Innsbruck-Wien, S. 199.
- KUTZBACH, L.; OVERDUIN, P.; PFEIFFER, E. M.; WETTERICH, S.; ZUBRYCKI, S. (2015): Terrestrischer und submariner Permafrost in der Arktis. In: LOZAN, J. L.; GRABL, H.; KASANG, D.; NOTZ, D.; ESCHER-VETTER, H. (Hrsg.): *Warnsignal Klima: Das Eis der Erde*. S. 78-86.

- LAND TIROL: Nationalpark Hohe Tauern - Luftbildinterpretation Tirol 2015.
<https://www.data.gv.at/katalog/dataset/ecbc2623-50bd-4516-93a3-18c80c021c38>
 (Zugriff: 03.2021).
- LAND TIROL: Orthophotos der Jahre 1974, 2004, 2009, 2012, 2015 und 2018.
- LAND TIROL/TIRIS: Digitales Geländemodell (DGM) 1 m Auflösung von 2009.
- LAND TIROL – data.tirol.gv.at: Digitales Geländemodell (DGM) 5 m und 10 m Auflösung von 2009.
- LANGE, G., & JACOBS, F. (2005): Gleichstromgeoelektrik. In: KNÖDEL, K.; KRUMMEL, H.; LANGE, G. (Hrsg.): *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten. Bd. 3: Geophysik*, Berlin: Springer-Verlag, S. 128-173.
- LEIDLMAIR A. (1952/1953): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Schlickertal/Stubai. *Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum 032_033*, S. 14-33.
- LE MEUR, E.; GAGLIARDINI, O.; ZWINGER, T.; RUOKOLAINEN, J. (2004): Glacier flow modelling: A comparison of the Shallow Ice Approximation and the full-Stokes solution. *Comptes Rendus Physique* 5 (7), S. 709-722, <https://doi.org/10.1016/j.crhy.2004.10.001> (Zugriff: 03.2021).
- LIEB, G. K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. *Arbeiten aus dem Institut für Geographie in Graz*, 33, S. 9-125.
- LIEB, G. K. (1998): High-Mountain Permafrost in the Austrian Alps (Europe). *Proceedings of the 7th International Permafrost Conference*, Yellowknife, Canada, S. 663-668.
- LIEB, G. K. (2010): Klimawandel und Naturgefahren in den Hochgebirgen Österreichs, *Gmundner Geo Studien* 4, S. 35-43.
- LIEB, G. K. & KELLERER-PIRKLBAUER, A. (2017): Gletscherbericht 2016/2017. Sammelbericht über die Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins im Jahre 2017. *Bergauf* 2/2017, Jg. 72 (142), S. 18-25.
- LIEB, G. K. & KELLERER-PIRKLBAUER, A. (2018): Gletscherbericht 2017/2018. Sammelbericht über die Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins im Jahre 2018. *Bergauf* 2/2018, Jg. 73 (143), S. 20-29.
- LIEB, G. K. & KELLERER-PIRKLBAUER, A. (2019): Gletscherbericht 2018/2019. Sammelbericht über die Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins im Jahre 2019. *Bergauf* 2/2019, Jg. 74 (144), S. 20-29.
- LIEB, G. K. & KELLERER-PIRKLBAUER, A. (2020): Gletscherbericht 2019/2020. Sammelbericht über die Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins im Jahre 2020. *Bergauf* 2/2020, Jg. 75 (145), S. 6-15.

- LOCKE, W. (1995): Modelling of icecap glaciation oft the northern Rocky Mountains of Montana. *Geomorphology* 14 (2), S. 123-130.
- LOEWY A. (1932): Das Hochgebirgsklima. Physiologie des Höhenklimas. *Monographien aus dem Gesamtgebiet der Physiologie der Pflanzen und der Tiere, Vol. 26*. Springer, Berlin, Heidelberg, S. 12-65.
- LOKE, M. H. & BARKER, R. D. (1995): Least-squares deconvolution of apparent resistivity. *Geophysics* Nr. 60, S. 1682-1690.
- LOKE, M. H. (2000): *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*. <https://pages.mtu.edu/~ctyoung/LOKENOTE.PDF> (Zugriff: 02.2021).
- LOKE, M. H. (2004): *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Angewandte Geophysik, Bd. 2*, Springer Verlag Wien/Akademie-Verlag Berlin, S. 134.
- LOKE, M. H. (2012): *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Geotomo Software Sdn. Bhd., Gelugor, Penang, Malaysia, S. 161, <https://de.slideshare.net/coskunertugrul/2-d-and-3d-electrical-imaging-surveys-by-dr-mhloke> (Zugriff: 12.2020).
- MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica, Vol. 37*, S. 93-104, <https://gh.copernicus.org/articles/37/93/1982/gh-37-93-1982.pdf> (Zugriff: 03.2021).
- MANGERUD, J. (1982): The Chronostratigraphical Subdivision oft he Holocene in Norden; a Review. In MANGERUD, J.; BIRKS, H. J. B.; JÄGER, K. D. (Hrsg.): *Chronostratigraphic subdivision oft he Holocene. Striae, Vol. 16*, S. 65-70.
- MEYER DE STADELHOFEN, C. (1994): *Anwendung geophysikalischer Methoden in der Hydrogeologie*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, S. 230.
- MIEHE, G. & BURGA, C. A. (2004): Geographische Merkmale der Hochgebirge. In: BURGA, C. A.; KLÖTZLI, F.; GRABHERR, G. (Hrsg.): *Gebirge der Erde. Landschaft, Klima, Pflanzenwelt*. Ulmer, Stuttgart, S. 20-21.
- MONEGATO, G. (2012): Local glaciers in the Julian Prealps (NE Italy) during the Last Glacial Maximum. *Alpine and Mediterranean Quaternary* 25, S. 5-14, https://www.researchgate.net/publication/233324561_Local_glaciers_in_the_Julian_Prealps_NE_Italy_during_the_Last_Glacial_Maximum (Zugriff: 03. 2021).
- NATIONALPARK HOHE TAUERN (2016): Ein Jahr im Tiroler Nationalpark Hohe Tauern. In: Tiroler Nationalparkfonds Hohe Tauern (Hrsg.): *Tätigkeitsbericht 2016*. Matri, S. 48.

- NICOLUSSI, K. (2009): Alpine Dendrochronologie – Untersuchungen zur Kenntnis der holozänen Umwelt- und Klimaentwicklung. In: MATULLA C.; SCHMIDT R.; R. PSENNER (Hrsg.): *Klimawandel in Österreich - Die letzten 20.000 Jahre und ein Blick voraus*. Innsbruck, S. 41-54.
- NÜSSER, M. (2010): Hochgebirge – Ein aktuelles und integratives Forschungsthema. *Praxis Geographie* 40 (10), S. 4-7, https://www.sai.uni-heidelberg.de/geo/pdfs/Nuesser_2010_Hochgebirge_PraxisGeographie.pdf (Zugriff: 12.2020).
- NYE, J.F. (1952a): A method of calculating the thickness of ice sheets. *Nature*, 169, S. 529-30.
- NYE, J. F. (1952b): The mechanics of glacier flow. *Journal of Glaciology*, Vol. 2, Issue 12, S. 82-93, <https://doi.org/10.3189/S0022143000033967> (Zugriff: 12.2020).
- OLHOEFT, G. R. (1978): Elektrical properties of permafrost. *Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost*, Edmonton, Canada: National Research Council of Canada, Ottawa, S. 127-131.
- OTTO, J-C.; SMITH, M. (2013): Geomorphological Mapping. In: *Geomorphological Techniques*. British Society for Geomorphology, S. 10, https://www.researchgate.net/publication/257263871_Geomorphological_Mapping (Zugriff: 03.2021).
- PALACKY, G. J. (1987): Resistivity characteristics of geologic targets. In: *Electromagnetic methods in applied geophysics. Vol. 1*, Nabighian MN, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, S. 53-129.
- PATERSON, W. S. B. (1994): *The Physics of Glaciers*. Pergamon, Oxford, S. 480.
- PATZELT, G. (1973): Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Zeitschrift für Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, Bd. 9, S. 5-57.
- PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER S. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F., Suppl. 16*, Berlin–Stuttgart, S. 25-72.
- PATZELT, G. (1977): Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. In: FRENZEL, B. (Hrsg.): *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissenschaftliche Forschung*, Bd. 13, Franz Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden, S. 248-259.
- PEARCE, D.; ELY, J.; BARR, I. D.; BOSTON, C. M. (2017): Glacier Reconstruction. *Geomorphological Techniques, Chap*, British Society for Geomorphology, S. 16, https://www.geomorphology.org.uk/sites/default/files/chapters/3.4.9_Glacier%20Reconstruction_0.pdf (Zugriff: 03.2021).

- PEARSON, C.; MURPHY, J.; HALLECK, P.; HERMES, R.; MATHEWS, M. (1983): Sonic and resistivity measurements on Berea sandstone containing tetrahydrofuran hydrates: a possible analog to natural gas hydrate deposits. *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska: National Academy Press, S. 973-978.
- PELLITERO, R.; FREW, C.; SPAGNOLO, M.; REA, B. R.; BAKKE, J.; HUGHES, P. D.; IVY-OCHS, S.; LUKAS, S.; RENSSSEN, H.; RIBOLINI, A. (2014): Automating the implementation of an equilibrium profile model for glacier reconstruction in a GIS environment. *Department of Geography & Environment, University of Aberdeen*, S. 7, https://www.gla.ac.uk/media/Media_401745_smxx.pdf (Zugriff: 01.2021).
- PELLITERO, R.; REA, B. R.; SPAGNOLO, M.; BAKKE, J.; IVY-OCHS, S.; FREW, C. R.; HUGHES, H.; RIBOLINI, A.; LUKAS, S.; RENSSSEN, H. (2016): GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. *Computer & Geosciences* 94, S. 77-85, www.researchgate.net/publication/304247325_GlaRe_a_GIS_tool_to_reconstruct_the_3Dsurface_of_palaeoglaciers (Zugriff: 03.2020).
- PITSCHMANN, H.; REISIGL, H.; SCHIECHTL, H. M.; STERN, R. (1974): Karte der aktuellen Vegetation von Tirol 1:100.000. *Blatt Hohe Tauern und Pinzgau* (8). *Doc. Cartographie Ecologique* 13, S. 17-32.
- PREUSSER, F. (2019): Das Klima des Eiszeitalters und seine Spuren in der Landschaft. *Glaciation of Central Europe*, S. 22, https://www.researchgate.net/publication/332093179_Das_Klima_des_Eiszeitalters_und_seine_Spuren_in_der_Landschaft (Zugriff: 03.2021).
- RAITH, M.; MEHRENS, C.; THÖLE, W. (1980): Gliederung, tektonischer Bau und metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet, Osttirol. *Jahrbuch Geologie B.-A*, S. 1-37, https://www.zobodat.at/pdf/JbGeolReichsanst_123_0001-0037.pdf (Zugriff: 01.2021).
- REYNOLDS, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics. 2nd Edition*, John Wiley & Sons, S. 696.
- SCHIECHTL, H. M.; & STERN, R. (1985): Die aktuelle Vegetation der Hohen Tauern. Vegetation Matriel in Osttirol und Großglockner. *Wissenschaftliche Schriften des Nationalparks Hohe Tauern*, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, S. 64.
- SCHILLING, D. H. & HOLLIN, J. T. (1981): Numerical reconstructions of valley glaciers and small icecaps. In: DENTON, G. H. & HUGHES, T. J. (Hrsg.): *The Last Great Ice Sheets*. Wiley, New York, S. 207-220.

- SCHNEIDER, S.; DAENGELI, S.; HAUCK, C.; HOELZLE, M. (2013): A spatial and temporal analysis of different periglacial materials by using geoelectrical, seismic and borehole temperature data at Murtèl–Corvatsch, Upper Engadin, Swiss Alps. *Geographica Helvetica*, Vol. 68, S 265-280.
- SCOTT, W.; SELLMANN, P.; HUNTER, J. (1990): Geotechnical and Environmental Geophysics. *Society of Exploration Geophysicists*, Stanley H. Ward, Tulsa, S. 355-384.
- SCHROTT, L. & SASS, O. (2008): Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* 93, S. 55-73.
- SCHROTT, L.; OTTO, J-C.; KELLER, F.; ROSNER, M-L. (2012): *Permafrost in den Hohen Tauern – Abschlussbericht*. Arbeitsgruppe für Geomorphologie und Umweltforschung, S. 34, <https://www.data.gv.at/katalog/dataset/E11174DC-B7D1-5202-1551-0349A261D68C> (Zugriff: 04.2021).
- SCHULTZ, J. (2010): *Ökozonen*. Ulmer, Stuttgart, S. 128.
- SCHUSTER, R.; DAURER, R.; KRENMAYR, H. G.; LINNER, M.; MANDL, G. W.; PESTAL, G.; REITNER, J. M. (2015): *Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt*, 4. Auflage, Geologische Bundesanstalt, Wien, S. 80.
- SENARCLENS VON GRANCY, W. (1942): Zur Gliederung eiszeitlicher und jüngerer Gletscherspuren in den Alpen zwischen Venediger, Glockner und Pustertal. *Mitteilungen des Alpenländischen geologischen Vereines*, Bd. 35, Wien, S. 125-178.
- SLUPETZKY, H. (1994): Die Hohen Tauern in der Eiszeit und Nacheiszeit. *Diverse Verlagsschriften des Naturhistorischen Museums Wien*, 13, S. 15-28.
- STAHR, A. & HARTMANN T. (1999): *Landschaftsformen und Landschaftselemente im Hochgebirge*. Springer, Berlin, Heidelberg, S. 398.
- TAUCHER, W.; KELLERER-PIRKLBAUER, A.; LIEB, G. K.; AVIAN, M. (2009): Climate change in alpine areas in central Austria between 1961 and 2006, Nationalpark Hohe Tauern, *Conference Vol. 4*, S. 305-310.
- TAKAGI, S. (1980): The absorption force theory of frost heaving. *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 3, S. 57-81.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A. (1990): *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, S. 770.
- TEMOVSKY, M.; MADARASZ, B.; KERN, Z.; MILEVSKI, I.; RUSZKICZARY-RÜDIGER, Z. (2018): Glacial Geomorphology and Preliminary Glacier Reconstruction in the Jablanica Mountain, Macedonia, Central Balkan Peninsula. *Geoscience*, Bd. 8, 270, S. 21.

- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich. Die Zentralalpen, Bd. 1*, Deuticke Verlag Wien, S. 766.
- TROLL, C. (1955): Über das Wesen der Hochgebirgsnatur. *Jahrbuch des Deutschen Alpenvereins* 80, S. 142-157.
- VAN DER VEEN, C. J. (2013): *Fundamentals of Glacier Dynamics*. Balkema, Rotterdam, S. 408.
- VAN EVERDINGEN, R. (1998): *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*. International Permafrost Association, S. 159.
- VAN HUSEN, D. (1987): *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. Geologische Bundesanstalt, Wien, S. 24.
- VEHLING, L. (2016): *Gravitative Massenbewegungen an alpinen Felshängen: Quantitative Bedeutung in der Sedimentkaskade proglazialer Geosysteme (Kaunertal, Tirol)*. Dissertation, Naturwissenschaftlichen Fakultät der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, S. 283.
- VETTER, J. (1927): Beiträge zur Kenntnis der Flora des Froßnitztales bei Matri in Osttirol. *Verhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft in Wien*, S. 39-44, https://www.zobodat.at/pdf/VZBG_77_0039-0044.pdf (Zugriff: 03. 2021).
- VONDER MÜHLL, D. (1993): Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. *Mitteilungen Versuchsanstalt Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 122, S. 222.
- WAGNER A. (1940) Die postglaziale Zeit. In: Klimaänderungen und Klimaschwankungen. *Die Wissenschaft, Vol. 92*, Vieweg+Teubner Verlag, Wiesbaden, S. 106-131.
- WAGNER, K. & SUDA, M. (2006): NATURgefahren oder NaturGEFAHREN – Die Sichtweise von Wissenschaft, Verwaltungen und Bevölkerung auf Sturzfluten, Rutschungen und vergleichbare alpine Prozesse. *Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt*, München, S. 79-94, https://www.zobodat.at/pdf/Jb-Verein-Schutz-Bergwelt_71_2006_0079-0094.pdf (Zugriff: 03.2021).
- WALKER, M. J. C.; BJÖRCK, S.; LOWE, J. J.; CWYNAR, L. C.; JOHNSEN, S.; KNUDSEN, K-L.; WOHLFAHRT, B. (1999): Isotopic ‘events’ in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 18, S. 1143-1150.
- WARD, S. H., (1990): Resistivity and Induced Polarization Methods. *Geotechnical and Environmental Geophysics, Review and Tutorial, Vol. 1*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, S. 147-189.
- WATSON, D. F. & PHILIP, G. M. (1985): A Refinement of Inverse Distance Weighted Interpolation. *Geoprocessing, Vol. 2*, S. 315-327.

- WEIDELT, P. (2005): Geoelektrik. In: KNÖDEL, K.; KRUMMEL, H.; LANGE, G. (Hrsg.): *Handbuch zur Erkundung des Untergrunds von Deponien und Altlasten, Bd. 3: Geophysik*, Springer-Verlag, Heidelberg, S. 71-100.
- WELTEN, M. 1982: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern-Wallis. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft* 95, S. 1-104.
- WENNER, F. (1915): A Method of Measuring Earth Resistivity. *Report No. 258, Bulletin of Bureau of Standards, Vol. 12, No. 3*, S. 469-478.
- WILHELM, F. (1975): *Schnee- und Gletscherkunde*. Walter de Gruyter, Berlin, S. 434.
- WILLIAMS, P. J. & SMITH, M. W. (1991): *The frozen earth - Fundamentals of Geocryology*. Cambridge University Press, S. 306.
- ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK (ZAMG) (2020): *Historische Klimadaten*. <http://www.zamg.ac.at/a-tale-of-two-valleys/daten.html> (Zugriff:12.2020).
- ZANGERL, C.; PRAGER, C.; BRANDNER, R.; BRÜCKL, E.; EDER, S.; FELLIN, W.; TENSCHERT, E.; POSCHER, G.; SCHÖNLAUB, H. (2008): Methodischer Leidfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. *Geo. Alp, Vol. 5*, S. 52.
- ZIMMERMANN, R. & FRANZ, G., (1989): Die Eklogite der Unteren Schieferhülle, Frosnitztal/Südvenediger (Tauern, Österreich). *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Vol. 81*, S. 167-188.
- ZOLLER, H. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz., *Naturfreunde Gesellschaft* 83, 2, Zürich, S. 45-156.
- ZOLLER, H. (1968): Postglaziale Klimaschwankungen und ihr Einfluss auf die Waldentwicklung Mitteleuropas einschließlich der Alpen. *Bericht Deutsche Botanische Gesellschaft* 80, 10, S. 690-696.
- ZOLLER, H. (1977a): Les oscillations du climat et des glaciers pendant le Tardi- et le Postglaciaire dans les alpes de la Suisse. In: Laville, H. & Renault-Miskovsky, J. (Hrsg.): Approche cologique de l'homme fossile. *Supplement du Bulletin de l'Association Franc, aise pour l'Etude du Quaternaire* 1977, S. 297-301.
- ZOLLER, H. (1977b): Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. In: Frenzel, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. *Erdwissenschaftliche Forschung* 13, S. 271-281.
- ZÜST, F.; DAHMS, D.; PURVES, R. S.; EGLI, M. (2014): Surface reconstruction and derivation. of erosion rates over several glaciations (1Ma) in an alpine setting (Sinks Canyon, Wyoming, USA). *Geomorphology, Vol. 219*, S. 232-247.