



KATHOLISCHE UNIVERSITÄT
EICHSTÄTT-INGOLSTADT

**Vergleichende photogrammetrische Untersuchungen zu
langfristigen Veränderungen der Morphodynamik auf
neuzeitlichen Lateralmoränen ausgewählter Alpengletscher**

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Geographischen

Fakultät der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt

vorgelegt von

Sarah Betz-Nutz

Eichstätt 2021

Eingereicht am: 30.03.2021

Datum der mündlichen Prüfung: 23.06.2021

Referent: Prof. Dr. Michael Becht

Korreferent: Apl. Prof. Dr. Tobias Heckmann

Zusammenfassung

Seit dem Ende der Kleinen Eiszeit in der Mitte des 19. Jahrhunderts findet in den Alpen eine rasche Gletscherschmelze statt, die durch den aktuellen Klimawandel zusätzlich verstärkt wird. Im Zuge dessen werden große Areale mit lockerem Sediment freigelegt, unter anderem in Form von Lateralmoränen. Diese erfahren aufgrund ihres hohen Anteils an Lockermaterial und ihrer großen Neigung häufig eine Überformung durch geomorphologische Prozesse wie Muren, Rutschungen oder fluvialen Abtrag. Die Ergebnisse bisheriger Studien weisen darauf hin, dass die Geomorphodynamik auf Lateralmoränen während und im direkten Anschluss an die Gletscherschmelze am höchsten ist und im weiteren Verlauf abnimmt. Diese Untersuchungen fanden meist nur zu einem einzigen Zeitpunkt, aber auf Lateralmoränenabschnitten in verschiedenen Abständen zur rezenten Gletscherzunge statt. Diese Abstände wurden dabei mit einer unterschiedlich langen Zeit seit Entgletscherung gleichgesetzt.

Im Gegensatz dazu wurde in dieser Arbeit anhand einer Auswahl von 10 Gletschervorfeldern in den Ostalpen der Frage nachgegangen, welche geomorphodynamischen Entwicklungen und Veränderungen von geomorphologischen Prozessen Lateralmoränen bei einer Beobachtung über Jahrzehnte hinweg zeigen. Für den Blick in die Vergangenheit wurden Archivluftbilder genutzt, die bis in die 1950er Jahre zurückreichen. Weitere Luftbilddatensätze stammen für die meisten untersuchten Gebiete aus den 1970er und 2000er Jahren. Die Luftbilder ermöglichten die Berechnung von Höhenmodellen, über deren Differenz Oberflächenveränderungen detektiert werden konnten. Aktuelle Fotoaufnahmen mit einer Drohne aus zwei aufeinanderfolgenden Jahren erlaubten zudem die hochgenaue Untersuchung rezent stattfindender Prozesse auf ausgewählten Abschnitten der Lateralmoränen. Die Ergebnisse zeigen ein sehr differenziertes Bild der Entwicklung der Morphodynamik und identifizierten Lateralmoränenabschnitte, deren Erosionsraten stagnieren, einen Lateralmoränenabschnitt mit zunehmenden Raten sowie eine überwiegende Anzahl mit über die Jahrzehnte abnehmender Morphodynamik, die jedoch bei vielen dieser Flächen auf einem hohen Niveau verbleibt. So weisen Moränenabschnitte mit hoher Morphodynamik ab Beginn des Beobachtungszeitraumes größtenteils bis heute sehr hohe Erosionsraten von bis zu 11 cm im Jahr auf und sind von einer starken Runsenbildung am Oberhang geprägt. Ein Zusammenhang zwischen der Entwicklung der Morphodynamik und der Zeit seit Entgletscherung konnte nur sehr bedingt festgestellt werden. Vielmehr deuten die Ergebnisse darauf hin, dass Beschaffenheiten der Lateralmoränen wie die primäre Hangneigung zum Zeitpunkt der Entgletscherung großen Einfluss auf die spätere Morphodynamik ausüben. Aufgrund dieser Beobachtungen muss hinterfragt werden, inwiefern Vergleichsuntersuchungen von Moränenabschnitten in unterschiedlicher Entfernung zur rezenten Gletscherzunge tatsächlich Hinweise auf den Ablauf der Stabilisierung von Lateralmoränen liefern und ob die vorgeschlagenen Modelle einer raschen Stabilisierung innerhalb einiger Jahrzehnte nach Entgletscherung aufgrund dessen, was die in die Vergangenheit reichenden Daten zeigen, nicht überdacht werden müssen.

Abstract

Since the end of the Little Ice Age (LIA) in the middle of the 19th century the glaciers in the Alps were subject to severe recession that is enhanced by the recent climate change. The retreating glaciers expose large areas with loose sediments, amongst others in the form of lateral moraines. Due to their instability and high slope angle, the lateral moraines are reworked by geomorphological processes such as debris flows, slides or fluvial erosion. Previous studies have provided indications that the geomorphodynamics on lateral moraines are highest during and immediately after glacier melt and decline subsequently. These surveys, however, were mostly conducted at a single point in time only. Instead, lateral moraine sections at different distances from the recent glacier terminus were assumed to represent varying time spans since deglaciation.

By contrast, this work studied which geomorphodynamic developments and changes of geomorphological processes on lateral moraines emerge during an observation over decades, based on a selection of 10 glacier forefields in the eastern Alps. To look into the past, archival aerial images reaching back to the 1950s were utilized. Furthermore, aerial image datasets from the 1970s and the 2000s were at disposal. The aerial images laid the foundation for the computation of digital elevation models and, by calculating the difference between the models, allowed for the detection of surface elevation changes. Additionally, campaigns with a drone were conducted in two consecutive years for selected lateral moraine sections, enabling a high-resolution analysis of the processes currently occurring. The results concerning the development of morphodynamics on lateral moraine sections are diverse: some slopes display a stagnation of the erosion rates, the rates on one section merely increase and the majority of slopes show a decline of the morphodynamics over decades, which, however, stay on a high level in many cases. In particular, moraine sections with high morphodynamics in the beginning of the observation period mostly show high erosion rates up until now with values up to 11 cm per year. These moraine sections also feature heavy gullying on their upper slopes. A correlation between the development of morphodynamics and the time since deglaciation could scarcely be established. In fact, the results rather indicate that characteristics of the lateral moraines such as the initial slope angle at the time of deglaciation have a significant influence on the later morphodynamics. These observations raise concerns whether analyses based on the comparison of lateral moraine sections with different distances to the glacier terminus can provide sound evidence concerning their process of stabilization. Instead, models proposing a rapid stabilization within decades after deglaciation may need to be revisited in view of results that are based on the processing of historic records.

Danksagung

Die vorliegende Dissertation wäre nicht möglich gewesen ohne meinen Doktorvater Prof. Dr. Michael Becht. Ich möchte mich herzlich bedanken für die Unterstützung bei der Ausarbeitung des Themas und der Bewerbung für das Stipendium der deutschen Studienstiftung, mit dem diese Arbeit finanziert wurde, für die Betreuung, die wegweisenden und konstruktiven Gespräche und Hinweise sowie seinen Einsatz für eine zügige Fertigstellung der Arbeit und die dafür gewährten Freiheiten.

Der Studienstiftung des deutschen Volkes danke ich für die finanzielle Unterstützung dieser Arbeit durch ein Promotionsstipendium und die unkomplizierte Verlängerung der Förderung.

Eine große Bereicherung waren die anregenden Gespräche und die konstruktive Kritik insbesondere zu GIS-bezogenen und statistischen Fragen von Apl. Prof. Dr. Tobias Heckmann, wofür ihm großer Dank gebührt. Ich danke auch für die Übernahme des Zweitgutachtens.

Vielen Dank an Akad. Oberrat PD Dr. Florian Haas für die Beratung bei der logistischen Planung der Geländeaufnahmen sowie die hilfreichen Ratschläge bei der Prozessierung der Daten.

Meinen Kolleginnen und Kollegen Kerstin Wegner, Manuel Stark, Moritz Altmann, Jakob Rom, Fabian Fleischer, Dr. Livia Piermattei, Dr. Peter Fischer und Georgia Kahlenberg möchte ich für die gute kollegiale Zusammenarbeit, den fachlichen Austausch und die gute Stimmung in der Gruppe danken. Dr. Livia Piermattei danke ich besonders, dass sie ihr umfangreiches Wissen zur Prozessierung von Archivluftbildern an mich weitergegeben hat.

Die Geländearbeiten wären ohne eine ganze Reihe an Hilfskräften und der Mithilfe einiger Kolleginnen und Kollegen in der Form nicht möglich gewesen. Für die Unterstützung beim „Schleppen“ der Ausrüstung, dem oft nicht ungefährlichen Ablaufen (oder meist eher „Abkriechen“) der steilen Hänge zum Markieren von Gesteinsblöcken, dem Mithelfen bei der ganzen Logistik (insbesondere dem Auto-Packen in Eichstätt!) und dem Dulden des einige Male ausgefallenen Abendessen auf der Hütte aufgrund zu langer Arbeitszeiten geht ein großer Dank an die Hiwis Verena Croce, Andreas Hirtreiter, Marina Krauß, Franz Wenkowitsch, Angelika Neumann, Alexander Arnold sowie die Kolleginnen und Kollegen Jakob Rom, Kerstin Wegner, Fabian Fleischer und Moritz Altmann. Außerdem sei Selina Tönnies gedankt für die Unterstützung bei der Prozessierung einiger Archivluftbilder.

Ich erhielt für die vorliegende Arbeit von verschiedenen Stellen kostenlose Archivluftbilder sowie ALS-Daten. Für die großzügige Bereitstellung von Daten möchte ich mich bei DI Maria Attwenger (Amt der Tiroler Landesregierung), Dr. Roberto Dinale (Agentur für Bevölkerungsschutz, Autonome Provinz Bozen-Südtirol), Dr. David Colmano (Amt für Landesplanung und Kartografie, Südtiroler Landesverwaltung), Andreas Schierhuber (Referat für Geodateninfrastruktur, Land Salzburg), Erich Eisenschmid (Landesamt für Digitalisierung, Breitband und Vermessung) und Dr. Christian Casarotto (Museo delle Scienze di Trento) bedanken.

Weiterhin danke ich den Hüttenwirten der Hütten, die Ausgangspunkt meiner Geländeaufnahmen waren, für das großzügige zur Verfügung Stellen der Materialseilbahnen und Räume für die Aufbewahrung der Geräte sowie die gastfreundliche Aufnahme in den Hütten. Dies erleichterte die Geländeaufnahmen sehr.

Meinen Eltern Eva und Johann Betz danke ich aus ganzem Herzen, dass sie mir die lange Ausbildung ermöglichten und mich bei allen Plänen, Vorhaben und auch aufgetretenen Schwierigkeiten jederzeit unterstützten und stets liebevoll zur Seite stehen.

Besonderer Dank gilt meinem Mann Manuel, der über die Jahre dieser Arbeit oft plötzliche Abwesenheiten meinerseits für die Geländeaufnahmen sowie diverse Durchhänger ertragen musste, der meiner Arbeit immer großes Interesse entgegenbrachte, mir immer wieder mit außerfachlichen Ratschlägen zur Seite stand sowie für das Korrekturlesen der Arbeit. Danke, dass du mich in jeder Phase der Arbeit so unterstützt hast und immer für mich da bist!

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis.....	XIII
Tabellenverzeichnis.....	XVI
Abkürzungsverzeichnis	XVII
1 Einleitung	1
2 Stand der Forschung	5
2.1 Entstehung und Eigenschaften von Lateralmoränen	5
2.2 Geomorphologische Prozesse auf Lateralmoränen.....	7
2.2.1 Fluviale Prozesse	8
2.2.2 Hangmuren	9
2.2.3 Rutschungen	11
2.2.4 Schneeschurf und Frostverwitterung.....	12
2.2.5 Runsenerosion	13
2.3 Entwicklung der Morphodynamik an Lateralmoränen nach Entgletscherung	15
2.3.1 Erosionsraten auf Lateralmoränen.....	15
2.3.2 Paraglaziäle Anpassung.....	18
2.3.2.1 Theorie und Modelle der paraglazialen Anpassung.....	18
2.3.2.2 Runsenanalysen in Übereinstimmung mit dem Modell der paraglaziälen Anpassung und des <i>exhaustion</i> -Modells.....	19
2.3.2.3 Studien ohne Bestätigung des Modells der paraglazialen Anpassung und des <i>exhaustion</i> -Modells.....	22
2.3.2.4 Resümee aus den bisherigen Studien	24
2.4 Einflussfaktoren auf die geomorphologische Aktivität	25
2.4.1 Zeit seit Entgletscherung	25
2.4.2 Ausschmelzen von Toteis.....	26
2.4.3 Hangneigung.....	26
2.4.4 Höhenlage und Vegetationssukzession	27
2.4.5 Hangunterschneidung durch Gerinne und Hang-Gerinne-Konnektivität.....	28
2.4.6 Abstand vom LIA-Maximalstand.....	29
2.5 Verwendung von (historischen) Luftbildern sowie UAV-Aufnahmen zur Erfassung von Oberflächenveränderungen.....	30

3 Fragestellungen und Ziele	33
4 Untersuchungsgebiete.....	35
4.1 Auswahl und Lage der zehn Gletschervorfelder	35
4.2 Zugehörigkeit zu geologischen Einheiten	37
4.2.1 Wettersteingebirge	37
4.2.2 Ötztal-Stubai-Kristallin und Ortler-Campo Kristallin	38
4.2.3 Tauernfenster	38
4.2.4 Adamello-Presanella-Massiv	39
4.3 Klimatische Bedingungen	39
4.4 Vegetation	42
4.5 Untersuchungsflächen	43
4.5.1 Auswahl der Flächen.....	43
4.5.2 Charakteristika der Untersuchungsflächen	45
4.5.2.1 Höhenlage	45
4.5.2.2 Hangneigung.....	45
4.5.2.3 Exposition	46
4.5.2.4 Zeitpunkt der Entgletscherung.....	47
5 Methoden und Daten	49
5.1 Datengrundlage	49
5.2 Geländeaufnahmen	49
5.2.1 Einmessung von Ground Control Points.....	49
5.2.2 Fotoaufnahmen mit einer Drohne	53
5.3 Generierung von 3D-Punktwolken und Orthofotos aus Fotoaufnahmen.....	55
5.3.1 Grundlagen der Photogrammetrie und des <i>Structure from Motion with Multi-View Stereo</i>	55
5.3.2 Prozessierung der Drohnenfotoaufnahmen.....	56
5.3.3 Prozessierung der historischen digitalisierten sowie der digitalen Luftbilder	57
5.4 Anpassung der Punktwolken aneinander und Generierung von Differenzhöhenmodellen	60
5.5 Berechnung der Unsicherheiten der Differenzhöhenmodelle sowie eines Level of Detection	63
5.6 Gletscherstandskartierungen	70
5.7 Kartierung der Erosionsbereiche sowie Berechnung der Erosionsraten	71
5.8 Analysen zu verschiedenen möglichen Einflussfaktoren auf die Morphodynamik	74
5.8.1 Grundlagen der Analyse.....	74
5.8.2 Zeit seit Entgletscherung.....	76

5.8.3	Entfernung vom LIA-Maximalstand und Hangneigung.....	77
5.8.4	Höhenlage.....	77
5.8.5	Statistische Zusammenhänge.....	78
6	Ergebnisse	81
6.1	Toteis in den Untersuchungsgebieten	81
6.1.1	Detektion von Toteis	81
6.1.2	Verweildauer von Toteis	83
6.1.3	Verbreitung in den Untersuchungsgebieten	85
6.1.4	Reaktion von Lateralmoränen auf Toteisschmelze	86
6.2	Geomorphologische Prozesse und Landschaftsformen auf Lateralmoränen.....	89
6.2.1	Rutschungen	89
6.2.2	Tief eingeschnittene Runsen.....	90
6.2.2.1	Hangrückverlagerung.....	91
6.2.2.2	Bildung von Runsen und beteiligte geomorphologische Prozesse.....	94
6.2.3	Flachgründige Runsen und Rillen	100
6.2.4	Schneescharf und kleine Massenbewegungen	105
6.3	Zeitliche Entwicklung der Morphodynamik.....	108
6.3.1	Hinweise und Übersicht zu den Erosionsraten.....	108
6.3.2	Zeitliche Entwicklung der Erosionsraten und ihr Zusammenhang mit geomorphologischen Prozessen.....	110
6.4	Einfluss verschiedener Faktoren auf die Morphodynamik.....	113
6.4.1	Dauer seit Entgletscherung und Toteisschmelze.....	113
6.4.2	Entfernung vom LIA-Maximalstand	120
6.4.3	Hangneigung.....	122
6.4.3.1	Neigung der Erosionsbereiche der Untersuchungsflächen.....	122
6.4.3.2	Zusammenhang zwischen Hangneigung und Erosionsraten in den Untersuchungsgebieten.....	124
6.4.3.3	Abhängigkeit der Hangneigung von der Entfernung vom LIA-Maximalstand	126
6.4.3.4	Unterschiede der Hangneigung in Abhängigkeit von der Gletschergröße	130
6.4.4	Höhenlage und Vegetation	131
6.4.5	Hangunterschneidung.....	136
6.4.6	Klima und Geologie	138
6.4.7	Zusammenfassende Statistik	139
7	Diskussion.....	143
7.1	Methodische Limitationen der zeitlichen und räumlichen Auflösung der Ergebnisse.....	143

7.2	Vergleich der geomorphologischen Prozesse mit der Literatur	147
7.3	Vergleich der Erosionsraten mit der Literatur.....	149
7.4	Vergleich der Runsenentwicklung mit der Literatur.....	150
7.5	Einflussfaktoren auf die Morphodynamik.....	152
7.5.1	Dauer seit Entgletscherung	152
7.5.2	Toteisschmelze.....	153
7.5.3	Hangneigung	154
7.5.4	Höhenlage und Vegetationssukzession.....	155
7.5.5	Hangunterschneidung durch Gerinne und Hang-Gerinne-Konnektivität	156
7.5.6	Entfernung vom LIA-Maximalstand.....	157
7.6	Einordnung der Erkenntnisse dieser Arbeit in das Modell der paraglazialen Anpassung	158
8	Ausblick	163
9	Fazit.....	165
	Literaturverzeichnis	167
	Anhang.....	181

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Orthofotos des Gletschervorfelds des Alpeiner Ferners in den Jahren 1947, 1973 und 2009	3
Abbildung 2: Definition von tief eingeschnittenen und flachgründigen Runsen.....	15
Abbildung 3: Übersichtskarte über alle Untersuchungsgebiete und die dazugehörigen Gebirgsgruppen	35
Abbildung 4: Zugehörigkeit der Untersuchungsgebiete zu geologischen Einheiten	37
Abbildung 5: Hangneigungen aller Untersuchungsflächen	46
Abbildung 6: Verteilung von GCPs auf den Untersuchungsflächen	50
Abbildung 7: Einmessung der GCPs	51
Abbildung 8: Drohnenaufnahmen im Gelände	54
Abbildung 9: Verteilung der GCPs innerhalb der Gletschervorfelder am Beispiel des Alpeiner Ferners	59
Abbildung 10: Kartierung stabiler Bereiche zur Bestimmung der Unsicherheiten	66
Abbildung 11: Semivariogramme der DoDs	67
Abbildung 12: Beispiel für die Gletscherstandskartierung.....	71
Abbildung 13: Beispiele für die Kartierung der Erosionsbereiche	73
Abbildung 14: Kartierung für die Analyse zu Einflussfaktoren auf die Erosion in den gesamten Gletschervorfeldern sowie Kartierung des talwärtigen LIA- Maximalstands.....	76
Abbildung 15: Toteisvorkommen am Alpeiner Ferner.....	82
Abbildung 16: Problematik der Trennung von Toteis und Erosion am Beispiel des Waxeggkees.....	83
Abbildung 17: Toteisvorkommen am Krimmler Kees	84
Abbildung 18: Verschiedene Reaktionen von Lateralmoränen auf austauendes Toteis.....	88
Abbildung 19: Rutschung im Gletschervorfeld des Langtauferer Ferners	90
Abbildung 20: Hangrückverlagerung und Runsenbildung auf der Untersuchungsfläche APF3.....	92
Abbildung 21: Hangrückverlagerung auf der Untersuchungsfläche LTF2	94
Abbildung 22: Runsenentwicklung und geomorphologische Prozesse auf Untersuchungsfläche APF3	95

Abbildung 23: Drohnensfotos von Untersuchungsfläche APF3	96
Abbildung 24: Fotoaufnahmen von Untersuchungsfläche LTF2	97
Abbildung 25: Runsen und geomorphologische Prozesse auf Untersuchungsfläche KK2.....	99
Abbildung 26: Runsen und geomorphologische Prozesse auf Untersuchungsfläche HTF1	100
Abbildung 27: Toteis und geomorphologische Prozesse auf Untersuchungsfläche APF2	102
Abbildung 28: Geomorphologische Prozesse und Hangentwicklung auf Untersuchungsfläche KK1	103
Abbildung 29: Geomorphologische Prozesse auf Untersuchungsfläche LTF1.....	105
Abbildung 30: Geomorphologische Prozesse und Hangentwicklung auf Untersuchungsfläche HF1	106
Abbildung 31: Rutschung auf Untersuchungsfläche APF1	107
Abbildung 32: Erosionsraten auf den Untersuchungsflächen in cm pro Jahr innerhalb der jeweiligen Zeitscheibe	109
Abbildung 33: Zeitstrahl mit den Zeitpunkten der Entgletscherung der gesamten Untersuchungsflächen.....	114
Abbildung 34: Zeitstrahl mit den Zeitpunkten der Entgletscherung der Oberhangbereiche	116
Abbildung 35: Erosion in Abhängigkeit von den Jahren seit Entgletscherung.....	118
Abbildung 36: Zusammenhang der Erosion und der Dauer seit Entgletscherung im Untersuchungsgebiet des Waxeggkees	119
Abbildung 37: Zusammenhang der Erosion und der Entfernung vom LIA-Maximalstand im Untersuchungsgebiet des Waxeggkees	120
Abbildung 38: Erosion in Abhängigkeit von der Entfernung vom LIA-Maximalstand	121
Abbildung 39: Hangneigungen der Erosionsbereiche der Untersuchungsflächen	122
Abbildung 40: Zusammenhang der Erosion und der Hangneigung im Untersuchungsgebiet des Waxeggkees	125
Abbildung 41: Erosion in Abhängigkeit von der Hangneigung.....	126
Abbildung 42: Abhängigkeit der Hangneigung von der Entfernung vom LIA- Maximalstand im Vorfeld des Waxeggkees	127
Abbildung 43: Abhängigkeit der Hangneigung von der Entfernung vom LIA- Maximalstand im Vorfeld des Langtauferer Feners	128

Abbildung 44: Hangneigungen aller Gletschervorfelder in Abhängigkeit von der Entfernung zum LIA-Maximalstand	129
Abbildung 45: Fotoaufnahme des Waxeggkees mit deutlich sichtbarem Lateralmoränenzug mit nachlassender Mächtigkeit und Hangneigung in Richtung des talwärtigen LIA-Maximalstands	130
Abbildung 46: Hangneigungen in den Gletschervorfeldern aller zehn Untersuchungsgebiete.....	131
Abbildung 47: Zusammenhang der Erosion und der Höhenlage im Untersuchungsgebiet des Waxeggkees	132
Abbildung 48: Summe der jährlichen Erosion in Abhängigkeit von der Höhenlage	133
Abbildung 49: Erosion in Abhängigkeit der Höhenlage sowie der Jahre seit Entgletscherung	134
Abbildung 50: Unterschiedlich starker Vegetationsbewuchs im Vergleich der Orthofotos der Untersuchungsflächen (a) LTF1 und (b) RKF1	136
Abbildung 51: Analyse von Hangunterschneidung durch Gerinne	137
Abbildung 52: Karte mit den Untersuchungsgebieten der Arbeit, eingefärbt nach der dort jeweils gemessenen Erosion.....	138
Abbildung 53: Hauptkomponentenanalyse mit den Faktoren Jahre seit Entgletscherung, Distanz vom LIA-Maximalstand und der optimalen Kombination von Höhenlage und Hangneigung.....	141
Abbildung 54: Problematik der Oberflächenrekonstruktion bei einzelnen Datensätzen am Beispiel des Hohenferners	145
Abbildung 55: Vergleich der Entwicklung der Morphodynamik der Untersuchungsflächen dieser Arbeit mit der paraglazialen Anpassung nach CHURCH & RYDER (1972).....	161

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Erosionsraten in verschiedenen Gletschervorfeldern	16
Tabelle 2: Untersuchungsgebiete der Arbeit mit zugehöriger Gebirgsgruppe, Höhenlage und umfasster Fläche	36
Tabelle 3: Mittlere Jahresniederschlagssummen, mittlere Jahreslufttemperaturen und Höhenlagen der Untersuchungsgebiete.....	41
Tabelle 4: Übersicht über alle Untersuchungsflächen und deren Fläche, Höhenlage, Hangneigung, Exposition, Zeitpunkt der Entgletscherung und, wo vorhanden, Dauer der Präsenz von Toteis	44
Tabelle 5: Untersuchungsflächen geordnet nach Nord-, Ost-, Süd- und Westexposition.....	47
Tabelle 6: Aufnahmezeitpunkte der Untersuchungsflächen, Anzahl der jeweils eingemessenen GCPs sowie die mittlere Abweichung der in das gleiche Koordinatensystem transformierten Fixpunkte, eingemessen mit GNSS beziehungsweise mit Tachymeter, zum Zweck der Konsistenzprüfung.....	52
Tabelle 7: Vergleich unterschiedlicher Fehlerbeiträge in DoDs nach ANDERSON (2019)	68
Tabelle 8: Verwendete DoDs und DEMs für die Analyse des Zusammenhangs von Erosionsraten und verschiedenen möglichen Einflussfaktoren	75
Tabelle 9: Austauvolumen, maximale Mächtigkeit, Fläche sowie Höhenlage von in verschiedenen Zeiträumen auf DoDs kartierten Toteisvorkommen innerhalb der Untersuchungsgebiete	86
Tabelle 10: Hangrückverlagerung auf den Untersuchungsflächen	93
Tabelle 11: Mittelwerte und Mediane der Hangneigungen der Oberhänge der Untersuchungsflächen 1953/1954/1959 (erstes DEM der jeweiligen Flächen) und 2018.....	123
Tabelle 12: Korrelation der Erosion (m pro Jahr) mit den untersuchten Parametern Höhenlage, Jahre seit Entgletscherung, Parameterkombination von Höhenlage und Jahre seit Entgletscherung, Hangneigung und Distanz vom LIA-Maximalstand.....	140
Tabelle 13: Ergebnisse der multiplen Regressionsanalyse.....	140
Tabelle 14: Übersicht über die Entwicklung von Hangneigung und Erosionsraten, die heutige geomorphologische Aktivität (3. Zeitscheibe) sowie die Jahre seit Entgletscherung der Erosionsbereiche der Untersuchungsflächen (in Bezug auf 2020)	159
Tabelle 15: Gruppen von Untersuchungsflächen kategorisiert nach ihren Eigenschaften der langfristigen Entwicklung der Morphodynamik.....	161

Abkürzungsverzeichnis

ALS	Airborne Laser Scanning
BEV	Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Österreich
DEM	Digital Elevation Model (digitales Höhenmodell)
DoD	Digital Elevation Model of Difference (auch Differenzhöhenmodell)
GCP	Ground Control Point
GPS	Global Positioning System
GNSS	Global Navigation Satellite System
ICP	Iterative Closest Point (Algorithmus)
IGM	Militärgeographisches Institut Florenz, Italien
LIA	Little Ice Age, Kleine Eiszeit
LiDAR	Light Detection and Ranging
LoD	Level of Detection
M ü.d.M.	Meter über dem Meeresspiegel (ellipsoidische Höhe)
PROSA-Projekt	Hochaufgelöste Messungen der Geomorphodynamik in sich schnell verändernden proglazialen Systemen der Alpen (2011-2017)
RMSE	Root-Mean-Square Error
SEHAG-Projekt	Sensitivität hochalpiner Geosysteme gegenüber dem Klimawandel ab 1850 (laufend seit 2019)
SfM-MVS	Structure from Motion with Multi-View Stereo
TLS	Terrestrisches Laser Scanning
UAV	Unmanned Aerial Vehicle (unbemanntes Luftfahrzeug; Drohne)

Alle in dieser Arbeit gezeigten Karten sind genordet und im Koordinatensystem ETRS89 UTM Zone 32N (EPSG-Code 25832) dargestellt. Da es sich um ein metrisches Koordinatensystem handelt, kann der Maßstab anhand des Koordinatensystems an den Kartenrändern abgelesen werden.

Die Quellen der Luftbilder, aus denen Orthofotos, DoDs und weitere Derivate erstellt wurden, sind in Tabelle A 1 zu finden. Bei allen Abbildungen und Tabellen ohne Quellenverweis handelt es sich um eigene Darstellungen.

1 Einleitung

„Das Martellthal wurde in den beiden vergangenen Jahren (1888 und 1889) von Wasserkatastrophen heimgesucht, welche infolge ihrer Größe und Eigenart, sowie der anfänglichen Unsicherheit über ihre Ursachen geeignet sind, das Interesse weiterer Kreise auf sich zu ziehen.“ (FINSTERWALDER 1890, S. 21). So beschreibt Dr. Sebastian Finsterwalder im Jahr 1890 die vorangegangenen Gletscherseeausbrüche im Martelltal. Die Gletscher, die in der Mitte des 19. Jahrhunderts ihren Maximalstand der Neuzeit erreicht hatten, waren bereits deutlich zurückgeschmolzen. Nach den Ausführungen von FINSTERWALDER (1890) war die einst große Zunge im hintersten Martelltal in drei Einzelzungen zerfallen: den Langenferner, Fürkeleferner und Zufallferner. Zu jener Zeit um ca. 1880-1895 versperrte die am weitesten hinabreichende Zunge des Zufallfernens den Abfluss der Schmelzwässer des dahinterliegenden Langenfernens, sodass diese in einem Kanal durch den Zufallferner flossen. In den Wintern der von den Hochfluten betroffenen Jahre war der Abfluss unter dem Gletscher zugefroren und die Schmelzwässer des Frühjahrs stauten sich in Form eines Gletschersees hinter der Zunge des Zufallfernens auf. Im späten Frühjahr, zum Höhepunkt der Winterschmelze, öffnete sich durch stark ansteigende Temperatur plötzlich ein Abfluss durch den Gletscher, der Gletschersee entleerte sich und das Wasser brach durch ein großes, neu gebildetes Gletschertor aus. Innerhalb kürzester Zeit wies der Talbach Plima einen sehr starken Anstieg des Abflusses auf und die Flutwelle riss auf dem Weg ins Tal Brücken, Schutzbauten, Wald und große Mengen Schutt und Schlamm mit (vgl. FINSTERWALDER 1890). Nach einem erneuten Gletscherseeausbruch im Jahr 1891 wurde schließlich 1891/92 eine Schutzmauer bzw. Talsperre gebaut, die einem erneuten Gletscherseeausbruch 1895 standhielt (Informationstafel des Konsortiums Nationalpark Stiflser Joch an der Talsperre).

Diese Ereignisse sind Zeugnis von sich stark verändernden Landschaften durch Gletscherschmelze seit dem Ende der sog. „Kleinen Eiszeit“. Bei letzterer handelt es sich um eine neuzeitliche Vorstoßperiode der Gletscher, die um 1600 begann und deren Ende mit dem Einsetzen der ausgeprägten Schwundphase nach dem letzten Hochstand um 1850 einher geht. Der Begriff der „Kleinen Eiszeit“ wird heute als unglücklich gewählt angesehen, da es sich um keine Eiszeit im eigentlichen Sinne handelte (PATZELT 1999; ZUMBÜHL & HOLZHAUSER 1988). Aufgrund der großen Bekanntheit und Einfachheit des Begriffs wird er in dieser Arbeit dennoch verwendet werden. Besonders betroffen von den Landschaftsveränderungen durch die Gletscherschmelze sind die Gletschervorfelder, also die Bereiche innerhalb der maximalen Ausdehnung der Gletscher während der kleineiszeitlichen Hochstände.

Beschleunigt wird die Gletscherschmelze durch die rezente Klimaerwärmung, die im Alpenraum in stärkerem Ausmaß als in anderen Gebieten der Erde stattfindet. MARTY & MEISTER (2012) haben im Rahmen ihrer Analyse von sechs hochgelegenen Messstationen in den Alpen (2472-3580 m ü.d.M.) festgestellt, dass die mittlere Jahrestemperatur an allen Stationen zwischen 1981 und 2010 um ca. 0,8 °C gestiegen ist, was 1,2-fach höher ist als der entsprechende

Temperaturanstieg in der gesamten nördlichen Hemisphäre. Zwischen den Monaten April und Juni beträgt der Temperaturanstieg in den letzten 30 Jahren sogar 2,5 °C. Dieser Anstieg führt zu geringeren Neuschneemengen im Frühjahr und Sommer und damit zu weniger Neuschneeauflage für die Gletscher. Sehr warme und trockene Sommer, wie 2003, führen daher zu besonders hohen Schmelzraten (ZEMP et al. 2006). Aber auch die Höhe der Gleichgewichtslinie der Gletscher steigt stark an, bei einem Grad Erwärmung um 100-150 m. Die Akkumulationszone wird somit kleiner und die Ablationszone größer (HAEBERLI et al. 2019). So betrug 2015 die Fläche der Alpengletscher nur noch 40 % der Fläche von 1850 (HAEBERLI et al. 2019) und das Volumen beträgt noch ca. ein Drittel dessen von 1850 (ZEMP et al. 2006). ZEKOLLARI et al. (2019) haben berechnet, dass im Klimaszenario RCP2.6 (sofortiger Stopp aller Treibhausgasemissionen) bis 2050 ca. 47-52 % des Eisvolumens und bis 2100 zwei Drittel des heutigen (2017) Eisvolumens und der Eisfläche verloren sein werden. Mit dem Szenario RCP8.5 (keine Klimaschutzmaßnahmen) wären sogar 94 % des Eisvolumens von 2017 bis 2100 abgeschmolzen.

Das Abschmelzen der Gletscher hat wiederum Einfluss auf die Geomorphodynamik vor allem in den Gletschervorfeldern und damit auch auf Naturgefahrenprozesse. Es führt zusammen mit der Permafrostdegradation zu Instabilität der Hänge durch die verlorene Kohäsion und den verlorenen Gegendruck durch das Gletschereis (HAEBERLI et al. 1997). Zudem kommt es durch die Schmelze zu einer erhöhten Verfügbarkeit von Lockermaterial: Es werden große Mengen an unverfestigten, unbewachsenen und wassergesättigten Sedimenten, darunter vor allem Moränenmaterial, freigelegt (CHIARLE et al. 2007). Dieses Lockersediment ist empfänglich gegenüber einer Vielzahl von Prozessen, die das Material umlagern (BALLANTYNE 2002a; CURRY et al. 2006). Problematisch ist, dass ein beachtlicher Anteil der vom Auftauen betroffenen Hänge, insbesondere die Innenseiten der Moränen, steil geneigt und somit besonders anfällig für geomorphologische Prozesse ist (BALLANTYNE 2002a; MORTARA & CHIARLE 2005). Die Erforschung von proglazialen Gebieten im Sinne von Landschaften im Übergang von glazialen zu nichtglazialen Bedingungen ist wichtig, um ein Verständnis von den stattfindenden Prozessen zu bekommen und somit verschiedene Auswirkungen auf das Leben der Menschen sowie Risiken, die von Naturgefahren ausgehen, abzuschätzen und gegebenenfalls Anpassungsstrategien zu entwickeln (vgl. HAEBERLI et al. 2019; HECKMANN et al. 2016). Außerdem sind die aus den proglazialen Gebieten zu erwartenden Sedimentfrachten auch für den Wasserkraftbetrieb in Hochgebirgen relevant (z.B. PRALONG et al. 2015).

Durch Beschreibungen wie die obige von Dr. Sebastian Finsterwalder, Zeichnungen, Fotoaufnahmen, historische Karten sowie hinterlassene Moränen und weitere Methoden wie die Dendrochronologie können die Entwicklung der Gletscherschmelze und der Veränderung im Gletschervorfeld nachvollzogen werden (ADLER et al. 2015 nach ZUMBÜHL & HOLZHAUSER 1988). Der Alpenverein hat seit seiner Gründung Forschungen an Gletschern unterstützt und in diversen Publikationen gletscherkundliche Arbeiten gesammelt (GROß 2018). Überdies führten die verschiedenen Ämter der Bundesländer der Alpenanrainerstaaten Bildflüge durch. Diese

dienten verschiedenen Zwecken, unter anderem der Beobachtung der Gletscher und ihrer Umgebungen. Die Orthofotos aus Luftbildern der Jahre 1947, 1973 und 2009 in Abbildung 1 zeigen beispielsweise sehr eindrucksvoll die Gletscherschmelze des Alpeiner Ferners und die damit einhergehende Veränderung der Landschaft, vor allem der Lateralmoränen und des Gerinnes. All diese Daten stellen eine wichtige Basis dar, um Ereignisse der Vergangenheit zu verstehen, die Entwicklung bis zum heutigen Zustand zu rekonstruieren und daraus ein Verständnis für mögliche Zukunftsszenarien zu entwickeln. Die vorliegende Arbeit soll hierzu einen Beitrag leisten und stützt sich dabei unter anderem auf solche historischen Daten. Ergänzt werden diese durch moderne Gelände-Aufnahmetechniken (Drohnenaufnahmen). Im Fokus steht die Untersuchung der Morphodynamik an Lateralmoränen hinsichtlich ihrer Entwicklung ab Entgletscherung, der dabei stattfindenden geomorphologischen Prozesse sowie die Evaluierung möglicher Einflussfaktoren. Außerdem erfolgt eine Einordnung der Ergebnisse in die bisherige Forschung zu paraglazialer Anpassung nach Gletscherschmelze.

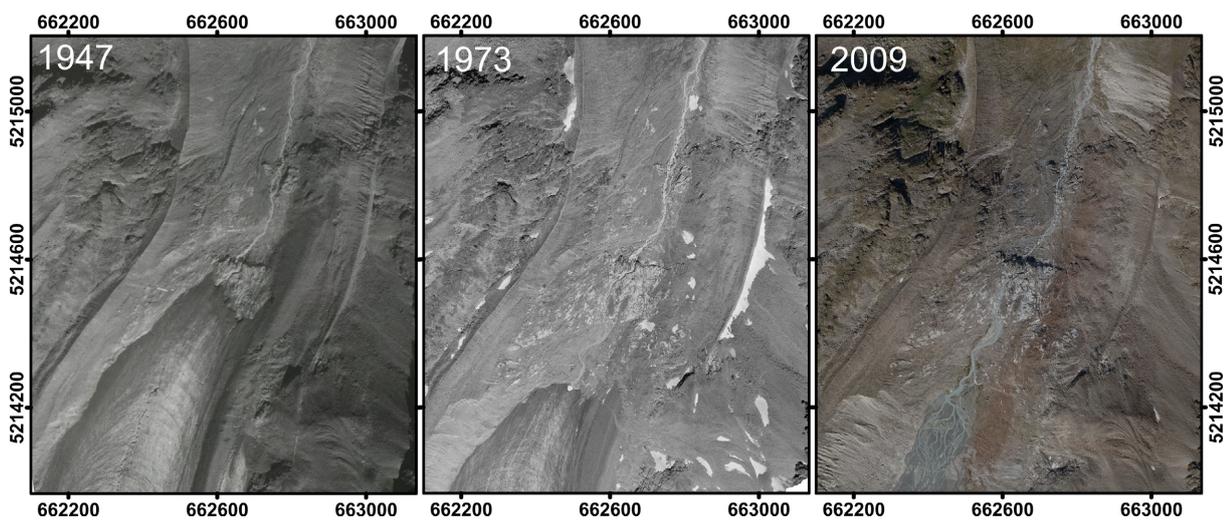


Abbildung 1: Orthofotos des Gletschervorfelds des Alpeiner Ferners in den Jahren 1947, 1973 und 2009 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

2 Stand der Forschung

2.1 Entstehung und Eigenschaften von Lateralmoränen

„Lateral moraines are among the most impressive features of contemporary glacial mountain environments [...]” (HAMBREY 1994, S. 142).

Lateralmoränen, veraltet Ufermoränen genannt (vgl. WINKLER 2009), sind nach Abschmelzen des Gletschers häufig eine markante Landschaftsform in (ehemaligen) Gletschervorfeldern und stellen durch ihre Position an den seitlichen Rändern eines ehemaligen Gletschers meist den Umriss der letzten Maximalausdehnung eines Gletschers dar. Die Konzentration von Schutt an den seitlichen Rändern eines Gletschers ist durch den divergenten Eisfluss bedingt, den Gletscher unterhalb der Gleichgewichtslinie aufweisen, denn dadurch wird Schuttmaterial auf und im Gletscher in Richtung der Seitengrenzen bewegt.

Während einige Autoren supraglazialen Schutt, also auf der Gletscheroberfläche transportiertes Material, als Hauptquelle für die Bildung von Lateralmoränen sehen (z.B. BENN & EVANS 2010; WINKLER 2009), beschreiben andere Autoren, dass auch das sub- und englazial vom Gletscher transportierte Sediment zur Genese von Lateralmoränen beiträgt (BENNETT & GLASSER 2009; HAMBREY 1994; LUKAS et al. 2012). Während supraglazial transportierter Schutt und auch subglazialer Schutt, der an den seitlichen Rändern des Gletschers durch die divergente Bewegung sowie eine Aufwärtsbewegung nach oben gelangen kann, meist durch den Prozess des *dumping* und teilweise auch durch *melt-out* abgelagert wird, erfolgt eine Ablagerung von subglazialen Schutt als *melt-out* oder *lodgement*. Unter *dumping* versteht man ein Abrutschen des am Gletscherseitenrand und an der Gletscheroberfläche angelangten Schutts durch eine gravitative, passive Bewegung. Die dabei entstehenden Moränen werden entsprechend auch als *dump moraine* oder *Satzmoräne* bezeichnet (BENN & EVANS 2010; BENNETT & GLASSER 2009; HAGG 2015; LUKAS et al. 2012; WINKLER 2009). Beim *lodgement* übersteigt die Reibung eines Gesteinsfragments am Gletscherbett die Bewegungsenergie des Gletschers und es kommt auf diese Weise zur Ablagerung. Beim *melt-out* wiederum taut das Gestein aus dem Eis aus, was sowohl subglazial durch basales Schmelzen als auch an der Gletscheroberfläche geschehen kann (HAGG 2015). Während WINKLER (2009) der Ablagerung subglazialen Materials durch *melt-out* oder *lodgement* an der proximalen Basis von Lateralmoränen keine große Bedeutung beimisst, kann laut LUKAS et al. (2012) bei der Bildung von Lateralmoränen supraglazialer Schutt, z.B. von Steinschlag, sowohl eine vernachlässigbare als auch eine dominante Rolle einnehmen, je nach den Sedimentquellen und Beschaffenheiten des Gletschers.

BENNETT & GLASSER (2009) unterscheiden in ihrem Modell überdies zwischen Material, das vom Gletscher antransportiert wird – vorwiegend supraglazialer Schutt und in geringerem Ausmaß auch *lodgement*-Ablagerungen – und Sediment, das direkt vom Tal an den Seiten des Gletschers kommt. Dabei führen sie aus, dass sich je nach dem Anteil des Sedimentbeitrags von

Gletscher oder Talseite eine unterschiedliche Moränenform ausbildet. So weisen die Lateralmoränen scharfe Kämme auf, wenn der Großteil des Materials supraglazial abgelagert wurde. Kommt die Mehrheit des Sediments wiederum von den umliegenden Hängen, so bilden sich eher bankförmige Moränen. Dies sei insbesondere dort der Fall, wo Mur- und Schuttkegel bis zum Gletscherrand reichen (BENNETT & GLASSER 2009).

Entsprechend der Genese von Lateralmoränen werden in der Literatur unterschiedliche Faktoren als bestimmend für deren Größe angesehen. Kurz gefasst sind das folgende Faktoren (BENN & EVANS 2010; BENNETT & GLASSER 2009; WINKLER 2009):

- Eisgeschwindigkeit
- Schuttgehalt des Gletschers
- Dauer des Hochstandes und Geschwindigkeit des Zurückschmelzens

Die Eisgeschwindigkeit ist entscheidend, da bei schnellerem Eisfluss die Rate des an den Gletscherrand transportierten Sediments höher ist. Der Schuttgehalt des Gletschers ist wiederum äußerst bedeutsam, da ohne ausreichende Sedimentmengen keine Lateralmoränen gebildet werden können (BENNETT & GLASSER 2009; WINKLER 2009). Laut BENN & EVANS (2010) werden die Dump-Moränen bei sedimentbedeckten Talgletschern am größten. Schließlich ist noch die Dauer, die ein Gletscher im Hochstand verweilt, beziehungsweise die Geschwindigkeit, mit der er abschmilzt, ausschlaggebend, denn je länger ein Gletscher seine Maximalausdehnung hält, desto mehr Zeit steht für die Akkumulation von Material an den Rändern des Gletschers zur Verfügung. BENNETT & GLASSER (2009) legen überdies dar, dass ein schnell an den Rändern abschmelzender Gletscher den enthaltenen Schutt weit verteilt ablagert, während bei langsamem Zurückweichen mit möglichen weiteren Stillständen das Sediment konzentriert in Form der Moränen abgelagert wird. Auch ein steiler Eisrand sei Bedingung für einen effektiven Transport von Schutt weg vom Gletscher.

Besonders große Lateralmoränen bilden sich somit, wenn die Eisgeschwindigkeit hoch und die Rate des Rückschmelzens langsam ist, dabei lange Phasen des Stillstands stattfinden sowie die Schuttbedeckung des Gletschers hoch ist (BENN & EVANS 2010; BENNETT & GLASSER 2009). Anhand der in der Literatur genannten die Größe bestimmenden Faktoren wird aber auch deutlich, dass die Höhe der Lateralmoränen von ihrem Fuß in der Talsohle bis zu ihrem Grat maßgeblich durch die maximale Eismächtigkeit des sie formenden Gletschers begrenzt ist. Somit ist die Größe der Lateralmoränen immer auch abhängig von der Größe des Gletschers.

Viele Lateralmoränen weisen nach dem Abschmelzen des sie einst formenden Gletschers einen schuttbedeckten Eiskörper auf, man spricht auch von Toteis (z.B. LUKAS 2011; SAILER et al. 2012). LUKAS (2011) beschreibt die Bildung einer Lateralmoräne mit Eiskern folgendermaßen: Ein bestimmter Bereich des Gletschers, meist der Eisrand, erhält z.B. durch Steinschlag oder den starken Antransport von supra- und englazialem Material eine besonders große Schuttbedeckung, die das Eis bei einer ausreichender Mächtigkeit von Dezimetern bis Metern, je nach

Beschaffenheit des Schutts, durch Isolation vor dem Schmelzen bewahrt oder dieses stark verlangsamt. Dies führt zu unterschiedlichen Schmelzraten des sedimentbedeckten und des blanken Gletschereises, sodass das sedimentbedeckte Eis schließlich vom aktiven Gletscher abgetrennt wird und keinen Nachschub an neuem Eis mehr bekommt. Von dem Punkt der Abtrennung vom aktiven Gletscher an kann von einer Moräne mit Eiskern (*ice-cored moraine*) bzw. von schuttbedecktem Toteis gesprochen werden. Auch Toteis, das nach einer Gletscherschmelze in situ verbleibt, und bei einem erneuten Gletschervorstoß überfahren wird, kann in eine Moräne inkorporiert werden. Aufgrund des nach und nach ausschmelzenden Toteises kann bei Moränen mit Eiskern nur von einer vorübergehenden Landschaftsform gesprochen werden. Das Schmelzwasser und der bei der Schmelze hinterlassene, freigewordene Raum führen zu starken Veränderungen der Landschaft. Das Erhaltungspotenzial ist stark abhängig von dem Verhältnis der Eismenge zum bedeckenden Schutt (vgl. LUKAS 2011). Wie in SAILER et al. (2012) vermutet, könnte bei älterem Toteis, das bereits länger austaut, eine zunehmende Schuttauflage isolierend wirken und das weitere Austauen verlangsamen. Die Studie von SAILER et al. (2012) stellte überdies sehr ausgeprägte Oberflächenveränderungen durch das Ausschmelzen von Toteis fest. Bei einem der untersuchten Toteiskörper wurde eine Oberflächenabsenkung von ca. 15 m in acht Jahren detektiert.

Es sei an dieser Stelle noch auf eine durch ihre Genese bedingte morphologische Eigenschaft von Lateralmoränen hingewiesen: So ist es für Lateralmoränen typisch, dass die dem Gletscher zugewandte Seite, auch proximale Flanke genannt, deutlich steiler ist, als die dem Gletscher abgewandte, distale Seite. Letztere nimmt in der Regel bereits bei der Bildung der Moränen den statischen Ruhewinkel ein. Die Neigung der proximalen Seiten wiederum ist durch die Steilheit des Gletschers vorgegeben. Bei dessen Schmelze bleiben diese steilen Hänge zurück und unterliegen aufgrund ihrer Instabilität geomorphologischer Überformung (WINKLER 2009). Auf die morphodynamische Entwicklung der Lateralmoränen und die an der Formung beteiligten Prozesse wird in den folgenden Kapiteln eingegangen.

2.2 Geomorphologische Prozesse auf Lateralmoränen

Wie bereits im vorangegangenen Kapitel erwähnt, weisen die Innenseiten der Lateralmoränen meist steile Hänge auf. Sind die Gletscher abgeschmolzen, so fehlt der Gegendruck und es beginnt häufig eine starke geomorphologische Umformung der Moränen. Außerdem ist das freigelegte Sediment der Lateralmoränen unverfestigt, unbewachsen und häufig stark wassergesättigt und damit sehr empfänglich für Erosionsprozesse (CURRY et al. 2009; MICHELETTI et al. 2015a). Dabei sind sowohl wasser- als auch gravitationsgetriebene Prozesse beteiligt (MORTARA & CHIARLE 2005). So tragen lineare Prozesse wie fluviale Rillenerosion oder Muren, teilweise mit Runsenbildung (vgl. 2.2.1 und 2.2.5), hangaquatischer Abtrag, Rutschungen, Steinschlag und Lawinen zur Sedimentumlagerung und damit zur Veränderung der Moränenform

bei (BALLANTYNE 2002a; HECKMANN et al. 2012; MORTARA & CHIARLE 2005). Im Folgenden soll näher auf diese geomorphologischen Prozesse eingegangen werden.

2.2.1 Fluviale Prozesse

Es wird auf Hängen zwischen flächenhaftem Abtrag (Denudation) und linearem Abtrag (Erosion) unterschieden. Bezogen auf fluviale Prozesse spricht man bei flächenhaftem Abtrag von Spüldenudation und bei linearem Abtrag von fluvialer Erosion (AHNERT 2009). Für Spüldenudation wird auch der Begriff „hangaquatisch“ verwendet, wie er von FIEBIGER (1999) eingeführt und u.a. von HAAS (2008) weiter in der Form angewandt wurde (nach THIEL 2013). Es wird daher auch in dieser Arbeit von hangaquatischem Abtrag gesprochen.

Die physikalische Ursache für fluviale Erosion ist Oberflächenabfluss (DIKAU et al. 2019). Dieser entsteht, wenn entweder bei langanhaltenden Niederschlägen oder durch große Mengen Schmelzwasser der Boden gesättigt ist oder die Niederschlagsintensität die Infiltrationsrate übersteigt. Der Oberflächenabfluss kann dann in einer dünnen Schicht flächenhaft erfolgen, womit er Sediment mobilisiert. Diese Mobilisierung von Sediment findet dadurch statt, dass der Abfluss den Scherwiderstand des Bodens überwindet, der Boden durch Sättigung seine Kohäsion verliert oder durch Luftsprennung Aggregate gelöst werden (engl. *slope wash* oder *sheet wash*). Je dicker die Schicht des Oberflächenabflusses und je größer die Hangneigung ist, desto größer sind die Scherkräfte des Abflusses. Überdies kommt es durch den Aufprall von Regentropfen (engl. *splash erosion*) zur Loslösung von Sediment. Neben der Transportkapazität des Abflusses wird der Sedimenttransport durch die Korngrößenzusammensetzung und Dichte des Sediments beeinflusst (DIKAU et al. 2019).

Insbesondere bei größeren Hangneigungen konzentriert sich der Oberflächenabfluss durch die Struktur und Unebenheit der Oberfläche auf Rillen und Rinnen. Dadurch erreicht der Abfluss höhere Geschwindigkeiten und eine stärkere Erosionskraft, die sich in einer zunehmenden Einschneidung der Rillen und Rinnen sowie rückschreitender Erosion zeigen kann (engl. *rill erosion*) (AHNERT 2009; DIKAU et al. 2019). Bei fortschreitender Rillen- und Rinnenerosion entstehen große und tief eingeschnittene Erosionsformen, die im Englischen *gullies* genannt werden, während im Deutschen entsprechend von Runsen (AHNERT 2009) gesprochen wird. Letzterer Begriff wird auch in der vorliegenden Arbeit verwendet. Studien zum Auftreten und der Entwicklung von Runsen wurden u.a. von BALLANTYNE & BENN (1996), CURRY (1999) und CURRY et al. (2006) durchgeführt. Darauf wird in Kapitel 2.2.5 noch näher eingegangen.

Aufgrund ihrer Eigenschaften weisen Lateralmoränen wichtige Voraussetzungen für Oberflächenabfluss auf: Sie sind, zumindest in den ersten Jahren nach Entgletscherung, zunächst vegetationslos und zudem sehr steil. So kann Vegetation keinen Niederschlag aufnehmen, ein Boden ist kaum entwickelt und es verbleibt aufgrund der Neigung wenig Zeit für Infiltration. Ein weiteres Phänomen, das den Oberflächenabfluss fördert, betrifft das Substrat: Obwohl das

Moränenmaterial meist als unkonsolidiert beschrieben wird, ist es zumindest an manchen Moränenabschnitten überverfestigt, es wird auch von Zementierung gesprochen (CURRY et al. 2009; EYLES 1983; LUKAS et al. 2012). Eine mögliche Erklärung ist, dass es sich dabei um Material handelt, das subglazial in dünnen Schichten nach und nach im Prozess des *lodgement* der Moräne hinzugefügt wurde, wobei es durch den großen Druck zu starker Verfestigung kam (LUKAS et al. 2012). In dieses zementierte Material mit großer Dichte kann nur wenig Niederschlags- und Schmelzwasser infiltrieren und es verstärkt somit den Oberflächenabfluss und dessen Erosionskraft. Auch trägt es zu einer Stabilisierung der Moräne und zum Erhalt hoher Hangneigungen bei (u.a. CURRY 1999; LUKAS et al. 2012).

Im Rahmen von Untersuchungen im Horlachtal (Stubai Alpen) von BECHT (1995a) bzw. BECHT (1995b) zeigte sich, dass der Effekt von fluvialen Prozessen auf die Hangentwicklung in subalpinen und alpinen Höhenlagen geringer ist als der Einfluss von Muren und Lawinen, obwohl die fluviale Formung in dieser Höhe ihr Maximum erreicht. Auch WETZEL (1992) stellt in seiner Untersuchung im Lainbachtal (Benediktbeuern/Oberbayern) fest, dass nur 35 % der jährlichen Feststofffracht durch fluvialen Abtrag erklärt werden können, während entsprechend 65 % des fehlenden Sediments durch gravitative Prozesse umgelagert werden. Die Untersuchungen von DUSIK (2020) bestätigen die bisherigen Studien diesbezüglich: So ist auf den Lateralmoränen der Vorfelder von Gepatschferner und Weißseeferner im Kaunertal (Österreich) von Juli bis Oktober der größte fluviale Abtrag messbar, jedoch erreicht er bei Weitem nicht die Umlagerungen durch Murgänge.

BECHT (1995a) zeigte auch, dass es in der subnivalen und nivalen Stufe zu weniger fluvialem Abtrag kommt als in subalpinen und alpinen Höhenlagen und kaum mehr Rinnenbildung stattfindet, da das Wasser dort in grobem Schutt schneller versickert. Die Höhengrenze zur Rinnenbildung befindet sich demnach in den Nördlichen Kalkalpen auf ca. 1900 m ü.d.M. und in den Zentralalpen auf ca. 2300 m ü.d.M. (BECHT 1995a). In SAILER et al. (2012) ist allerdings von fluvialen Prozessen wie der Einschneidung von Runsen auf Höhenlagen zwischen 2600 und 2900 m ü.d.M. in den Ötztaler Alpen (Rofental) berichtet. Dieser Unterschied kann möglicherweise auf eine unterschiedliche Art der untersuchten Lockergesteinskörper zurückgeführt werden.

2.2.2 Hangmuren

Muren sind ein Prozess der Massenbewegung im Grenzbereich zwischen gravitativen und fluvialen Prozessen (BECHT 1995a). Sie weisen ein Volumenverhältnis von Sedimentgehalt zu Wasser von über 50 % auf (STINY 1910) und entstehen, wenn durch Starkregen, langanhaltenden Niederschlag und/oder große Mengen an Schmelzwasser die Porenräume von Schuttakkumulationen aus vorwiegend grobem (Steine, Kies, Sand), aber auch feinem Schutt (Schluff und Ton) gefüllt werden und sich die Masse bei ausreichend großen Gerinneneigungen in Bewe-

gung setzt. Die Bewegung des Materials wird häufig als breiartig oder auch lawinenartig beschrieben und es erfolgt dabei keine Sortierung des Sediments wie bei fluvialen Prozessen. Des Weiteren werden Muren in zwei Typen klassifiziert: die Hangmuren und die Talmuren (auch Gerinnebettmure genannt). Während Hangmuren in oft unkonsolidierten Hangsedimenten anreißen und meist den bereits vorhandenen Tiefenlinien des Geländes folgen, entstehen Talmuren im Gerinnebett von Gebirgs- und Wildbächen bei starken Abflüssen (vgl. AHNERT 2009; BECHT 1995a; BECHT & RIEGER 1997; DIKAU et al. 2019; ZIMMERMANN & HAEBERLI 1992). Im Folgenden wird lediglich auf Hangmuren weiter eingegangen, da nur diese auf den untersuchten Lateralmoränen auftreten.

Das Gefälle ist neben der ausreichenden Verfügbarkeit an mobilisierbaren Lockersedimenten und Wasser für die Auslösung von Muren entscheidend. Dabei werden Hangmuren meist bei Hangneigungen zwischen 20° und 40° ausgelöst, da bei geringerer Hangneigung nicht genug Scherspannung auftritt und sich bei größeren Hangneigungen keine Ansammlungen von Lockermaterial bilden (HILGER 2017). HILGER (2017) stellte fest, dass Muren im Hinteren Kautental (Ötztaler Alpen) ab Hangneigungen von 25° auftraten. ZIMMERMANN & HAEBERLI (1992) fanden Muren im stark betroffenen Sommer 1987 in der Schweiz in Anrisszonen zwischen 28° und 33° und DAMM & FELDERER (2008) im Naturpark Riesenerferner-Ahrn (Südtirol) bei Geländeneigungen von 35-45°.

Als Schwelle für Hangmuren auslösende Starkniederschlagsereignisse werden in der Literatur 60-90 mm/h für die Nördlichen Kalkalpen und 30-40 mm/h für die Zentralalpen angegeben (HILGER 2017 nach HAGG & BECHT 2000). Ist der Untergrund bereits durch Schmelzwässer von Schneefeldern, Gletschern oder Toteis stark gesättigt, so wird schon durch weniger Niederschlag eine Hanginstabilität erreicht (ZIMMERMANN & HAEBERLI 1992).

Muren sind an folgenden hinterlassenen Eigenschaften zu erkennen: Durch ihre Erosionswirkung bilden sie sogenannte Murkanäle, die an den Rändern durch die dort verringerte Fließgeschwindigkeit häufig Schuttwälle (Levées) aufweisen. Im Akkumulationsbereich formen sie Murkegel, die keinerlei Sortierung des Materials aufweisen und durch ihre Wölbung in der Regel vom umliegenden Gelände zu unterscheiden sind (vgl. BECHT 1995a; DIKAU et al. 2019). Je nach den Umgebungsbeschaffenheiten können Muren auch bis in das Gerinne reichen oder die Kegel später von diesem angeschnitten werden. Der Beitrag von Muren zum Sedimenttransport in Gerinnen ist jedoch allgemein gering, da Muren vor allem grobes Material enthalten, das nur bei sehr hohem Abfluss transportiert werden kann. Somit wird der Großteil des Materials am Hangfuß abgelagert und verbleibt dort (BECHT & RIEGER 1997).

Aufgrund der hohen Hangneigungen und der großen Verfügbarkeit an Lockersedimenten sind Lateralmoränen prädestiniert für die Bildung von Muren (z.B. CHIARLE et al. 2007; HAAS et al. 2012; HILGER 2017). Es kann davon ausgegangen werden, dass Muren auf Lateralmoränen transportlimitiert sind, da zwar nahezu unbegrenzt viel Sediment zur Verfügung steht, aber ein

auslösendes Ereignis wie Starkniederschlag auftreten muss (vgl. BOVIS & JAKOB 1999). Studien, wie die von CURRY et al. (2006), und auch das Review von BALLANTYNE (2002a) gehen davon aus, dass Muren das Haupterosions- und Transportmedium auf kürzlich entgletscherten sedimentummantelten Hängen mit großem Gefälle sind. Sie finden sich auf Lateralmoränen insbesondere dort, wo sich durch fluviale Erosion bereits Rinnen bzw. Runsen gebildet haben (vgl. Kapitel 2.2.1). Häufig befindet sich hier auch Lockermaterial in den Rinnen, das dann insbesondere im Frühjahr bei Schneeschmelze leicht mobilisiert werden kann (BALLANTYNE 2002a; BALLANTYNE & BENN 1996). DUSIK et al. (2019) stellten fest, dass im Sommer durch starken Niederschlag induzierte Muren, ebenso wie fluviale Erosion, zu einer Weiterformung von Runsen führen. Die Größe und Frequenz der Muren hängt jedoch stark von den Niederschlagsintensitäten sowie der vorangegangenen Sedimentbereitstellung im Frühjahr ab. Wurde bereits im Frühjahr durch Schneeschmelze und Niederschlag viel Material in den Runsen ausgeräumt, so ist im Sommer weniger verfügbar (DUSIK 2020).

2.2.3 Rutschungen

Insbesondere parallel zur Gletscherschmelze und unmittelbar im Anschluss daran können sich an Lateralmoränen große Rutschungen ereignen, die die ursprüngliche Form der Moränen stark verändern (z.B. BALLANTYNE 2002a; BLAIR 1994; CODY et al. 2020; HAEBERLI et al. 2013; MORTARA & CHIARLE 2005; STOFFEL & HUGGEL 2012). Diese Rutschungen sind in der Regel bedingt durch den Entzug der Stützwirkung der Gletscher, die Instabilität der Moränen (GOBIET et al. 2014; HAEBERLI et al. 2017; HUGGEL et al. 2012; STOFFEL & HUGGEL 2012) und vermutlich auch durch die Schmelze von (ehemaligem) Gletschereis in den Moränen. So berichten STOFFEL & HUGGEL (2012) von einem Ereignis im Vorfeld des Unteren Grindelwaldgletschers, bei dem ein Teil einer großen Moräne im Jahr 2009 abrutschte. Von den geschätzten 300.000 m³ Masse gelangten 100.000 m³ in einen Gletschensee am Fuß der Moräne. In EMMER et al. (2020) sind große Rutschungen (Größenordnung 10⁶ m³) an Lateralmoränen in der peruanischen Cordillera Blanca beschrieben. CODY et al. (2020) stellten in einem Gletschervorfeld in Neuseeland ebenfalls fest, dass die Hänge während des Abschmelzens des Gletschers v.a. durch langsames Hinabgleiten großer Hangbereiche mit einer Breite von über 500 m geprägt sind. Solch große Rutschungen können an kleineren Moränen, wie den in der vorliegenden Arbeit untersuchten, kaum auftreten. Dennoch besteht die Möglichkeit, dass Bereiche von Lateralmoränen bei Entzug der Stützwirkung durch den Gletscher kollabieren, u.a. da die Hänge übersteilt sind, und, wie oben beschrieben, häufig von schmelzendem Toteis durchsetzt sind. In MORTARA & CHIARLE (2005) ist hierfür ein Beispiel am Forni Gletscher (Ortler-Cevedale-Gruppe) im Jahr 2003 genannt, bei dem 40.000 m³ Schutt mit einer Mächtigkeit von einigen Metern abgerutscht sind, sowie große Rutschungen aufgrund von schmelzendem Eis im Untergrund an Moränen des Grand Sertz Gletschers (Gran Paradiso Gruppe) 1931.

Häufiger als solch große Rutschungen treten auf Lateralmoränen jedoch flachgründige Translationsrutschungen auf. Dies sind Rutschungen mit einer hangparallelen Scherfläche. Gleitflächen, an denen die durch Niederschlag oder Schneeschmelze durchfeuchtete Masse hinabrutscht, können sowohl eine undurchlässige Substratschicht, Festgestein unter einer Substratauflage oder Kluftsysteme darstellen (BURNS 2013; DIKAU et al. 2019). Auch schuttbedecktes Toteis kann beim Tauen eine Gleitfläche für das darüberliegende Sediment bilden. Ein Beispiel hierfür ist in der Studie von RAVANEL et al. (2018) zu finden, in der an einer Lateralmoräne mit Eiskern auf ca. 2880 m ü.d.M. das Gleiten von unkonsolidiertem Material als der Hauptprozess für Erosion identifiziert wurde. Das Gleiten erfolgte systematisch an der Oberfläche von Eisschichten und ereignete sich in den Sommermonaten. Zu dieser Zeit taut das Eis, es steht viel Feuchtigkeit für das Sediment zur Verfügung und zusätzlich erhöhen Sommergewitter den Wassergehalt im Sediment.

Die Arbeit von DUSIK (2020) stellte fest, dass Rutschungen der dominante Hangformungsprozess auf Lateralmoränen des Gepatschferners nahe dem rezenten Gletscherstand sind. Nach dem vermuteten Austauen von Toteis nahmen die Rutschungen allerdings ab und fluviale Prozesse im Gegenzug zu. Auch im Anschnittsbereich von Runsen konnten in der Studie Anzeichen von Rutschungen gefunden werden, allerdings konnten sie aufgrund der Prozessüberlagerung nicht eindeutig identifiziert werden.

2.2.4 Schneeschurf und Frostverwitterung

Vom Prozess her eng verwandt mit den flachgründigen Translationsrutschungen ist Sedimentumlagerung durch das Abgleiten von Schnee, auch Schneeschurf genannt. In LAATSCH (1974: S. 23) ist der Prozess folgendermaßen beschrieben: „Die Schneedecke gerät bei größerer Hangneigung in langsame Bewegung und erzeugt dabei Schurfschäden [...]“. Dabei ist die Ursache der Bewegung die Spannung durch das eigene Gewicht der Schneeeauflage. Die Bewegung geht mit einigen Millimetern bis Zentimetern am Tag vonstatten (MEUSBURGER et al. 2014). Laut LEITINGER et al. (2018) haben 56 % der Flächen der zentralen Alpen in Tirol und Südtirol zwischen 205 m und 3905 m ü.d.M. ein Potenzial für Schneegleiten, 2000 km² von den insgesamt 20.036 km² sogar für hohe bis sehr hohe Raten an Schneegleiten.

Bisher wurden vor allem Studien durchgeführt, die sich mit Schneeschurf im Bereich von Wäldern, Almen oder anderen mit alpinem Rasen bewachsenen Flächen beschäftigen, und der Einfluss von Beweidung oder anderweitiger Landnutzung untersucht (u.a. GEITNER et al. 2021; LAATSCH 1974; MEUSBURGER et al. 2014; VIGLIETTI et al. 2013). Von Schneeschurf geprägte Flächen weisen dabei eine erhöhte Disposition für sekundäre Erosion wie Gleitschneelawinen, Rutschungen und Muren auf (CEAGLIO et al. 2012; GEITNER et al. 2021; LEITINGER et al. 2018).

Schneeschurf und Gefrierprozesse auf vegetationsfreien, steilen Hängen aus pleistozänem Lockermaterial wurden von WETZEL (1992) im Lainbachtal (Deutschland) untersucht. Er stellte dabei fest, dass im Winterhalbjahr durch Gefrierprozesse und die Bildung von Kammeis der

Oberboden aufgelockert wird und insbesondere grobe Komponenten emporgehoben werden. Infolge dessen kommt es bei Erwärmung auch zu Steinschlag. Schneeschurf verfrachtet laut WETZEL (1992) besonders zur Zeit der Schneeschmelze Bodenmaterial hangabwärts und nivelliert Unebenheiten im Boden, die beispielsweise im Sommer durch Rillenbildung entstanden sind. Auch solifluktionsartige Rutschungen bei Wasserübersättigung des gelockerten Untergrunds im Frühjahr werden beschrieben. Im Frühjahr und Sommer wird das aufgelockerte grobkörnige Material wiederum durch fluviale Erosionsprozesse abgetragen (WETZEL 1992). Die Untersuchungen von DUSIK et al. (2019) und DUSIK (2020) an Moränen im Vorfeld des Gepatschferners und Weißseeferners (Kaunertal, Österreich) bestätigen die Beobachtungen von WETZEL (1992). Auch dort wurde festgestellt, dass in der Wintersaison flächenhafter Abtrag durch Schneegleiten, Schneeschurf und Frostwechselprozesse der dominante Prozess ist. Das erodierte Material lagert sich, wie auch bei BECHT (1995a) beschrieben, in den Tiefenlinien bzw. Runsen ab (DUSIK et al. 2019).

2.2.5 Runsenerosion

Wie bereits in Kapitel 2.2.1 beschrieben, können sich durch fluviale Prozesse sog. Runsen bilden. Auch wenn ihre Formung zunächst fluvial bedingt ist, treten in der Folge häufig weitere geomorphologische Prozesse in den Runsen auf. Runsen stellen somit eine Landschaftsform dar, die durch verschiedene geomorphologische Prozesse geprägt sein kann. Häufig werden Muren als der dominante sekundäre Prozess genannt (z.B. BALLANTYNE & BENN 1996). In der Literatur wird allgemein von Runsenerosion (engl. *gully erosion*) gesprochen (z.B. BALLANTYNE 2002a). Runsen sind auf Lateralmoränen weit verbreitet, weshalb im Folgenden die Ergebnisse einiger Studien zu Runsen auf Lateralmoränen skizziert werden. Dabei wird v.a. auf Form und Größe der Runsen eingegangen, denn in den Kapiteln 2.3.1 und 2.3.2.2 wird näher über die Erosionsraten und Entwicklung der Runsen über die Zeit berichtet.

Sowohl die Untersuchungen von BALLANTYNE & BENN (1996) als auch die von CURRY (1999) wurden in Gletschervorfeldern in Norwegen durchgeführt. Die Runsen werden dort als tief eingeschnitten und von Graten (*arête*) aus verfestigtem Material getrennt beschrieben. Die Eintiefung der Runsen liegt bei BALLANTYNE & BENN (1996) bei bis zu 25 m und die Breite bei bis zu 80 m. Bei CURRY (1999) mit einer größeren Anzahl an untersuchten Gletschervorfeldern sind die Runsen zwischen 1 und 16 m tief und zwischen 1,9 und 63,5 m breit. Die Hangneigung in der Tiefenlinie der Runsen liegt bei CURRY (1999) zwischen 12,2 und 35,6°.

CURRY et al. (2006) untersuchten Runsen in zwei Gletschervorfeldern der Schweizer Alpen, am Glacier Mont Miné und am Nord-Feegletscher. Dabei wurde festgestellt, dass Sedimentumlagerung in Runsen auf Hängen ab 30° Hangneigung auftritt. Die Dichte der Runsen betrug in beiden Gletschervorfeldern 62 pro Kilometer Lateralmoräne. Am Mont Miné wurden 26 Runsen und am Feegletscher 29 Runsen untersucht. Am Mont Miné ist das erodierte Volumen pro Abschnitt der Lateralmoräne seit 1859 mit geschätzt 472 m³/m (1274 t/m) deutlich höher als

am Feegletscher seit 1922 mit $87 \text{ m}^3/\text{m}$ (235 t/m). Die untersuchten Runsen weisen je nach Moränenabschnitt im Median eine maximale Tiefe zwischen 1 und 16 m, eine maximale Weite von 10 bis 28 m, ein maximales Verhältnis von Weite zu Tiefe von 0,2 bis 0,7, eine reale Oberfläche von 1000 bis 3000 m^2 , ein Volumen zwischen 1000 und 17.000 m^3 und eine mittlere Hangneigung zwischen 38° und 44° auf. Weitere Aspekte der Studie von CURRY et al. (2006) zu den Erosionsraten und zur paraglazialen Anpassung, die anhand der Runsen untersucht wurden, werden in Kapitel 2.3.2.2 diskutiert.

Eine weitere Studie zu Runsen auf alpinen Lateralmoränen wurde von JÄGER & WINKLER (2012) im Gletschervorfeld des Vernagtferners im Ötztal (Österreich) durchgeführt. Dabei wurde festgestellt, dass sich die geomorphologischen Prozesse dort auf einem niedrigeren Niveau bewegen als bei den vergleichbaren Studien von BALLANTYNE & BENN (1994) oder CURRY (1999), die in den norwegischen Bergen durchgeführt wurden. So weisen die am Vernagtferner untersuchten Runsen eine vergleichsweise geringe Tiefe von max. 2 m auf (Vergleich: 20 m bei BALLANTYNE & BENN 1994) und auch ein deutlich geringeres Volumen, allerdings bei einer vergleichbaren Hangneigung. Runsen mit einer Tiefe von 1 m oder mehr wurden nur bei Hangneigungen über 36° detektiert. Es wird in der Studie vermutet, dass eine nicht zur Runsenbildung ausreichende Mächtigkeit an Schuttmaterial ein limitierender Faktor sein könnte. So wird bei CURRY (1999) ein Minimum von 10 m für die Bildung von Runsen angegeben, während bei JÄGER & WINKLER (2012) nur maximal 5-8 m gemessen werden konnten. Warum bestimmte Abschnitte von Lateralmoränen Runsen aufweisen und andere nicht, konnte in der Arbeit von JÄGER & WINKLER (2012) nicht abschließend geklärt werden.

In dieser Arbeit werden tief eingeschnittene Runsen und flachgründige, lediglich schwach ausgebildete Runsen unterschieden. Tief eingeschnittene Runsen werden in Anlehnung an LOUIS (1975) so definiert, dass die Neigung der Runsenseitenwände zur Tiefenlinie hin größer ist als die Neigung Richtung Hangfuß (Definition einer vollständig ausgebildeten Tributärböschung nach LOUIS 1975). Dies ist anhand eines spitzen Winkels ($<90^\circ$) der Höhenlinien im Bereich der eingeschnittenen Runsen erkennbar (Abbildung 2a). Beträgt der Winkel mehr als 90° , so wird nicht von tief eingeschnittenen Runsen gesprochen, sondern von flachgründigen Runsen (Abbildung 2b). Runsen werden dabei schon dann als tief eingeschnitten bezeichnet, wenn die Seitenwände einer Runse an einer Stelle einen spitzen Winkel einschließen und nicht erst dann, wenn dies über die gesamte Länge der Runse der Fall ist, denn im oberen und unteren Bereich wird immer ein stumpfer Winkel beobachtet. Ebenso ist zu berücksichtigen, dass sich entlang eines Hangabschnitts häufig Runsen mit spitzen Winkeln und solche mit stumpfen Winkeln zwischen den Seitenwänden abwechseln. In diesem Fall wird dennoch von einem von tief eingeschnittenen Runsen geprägten Hang gesprochen und von flachgründigen Runsen nur dann, wenn keine der Runsen einen spitzen Winkel aufweist.

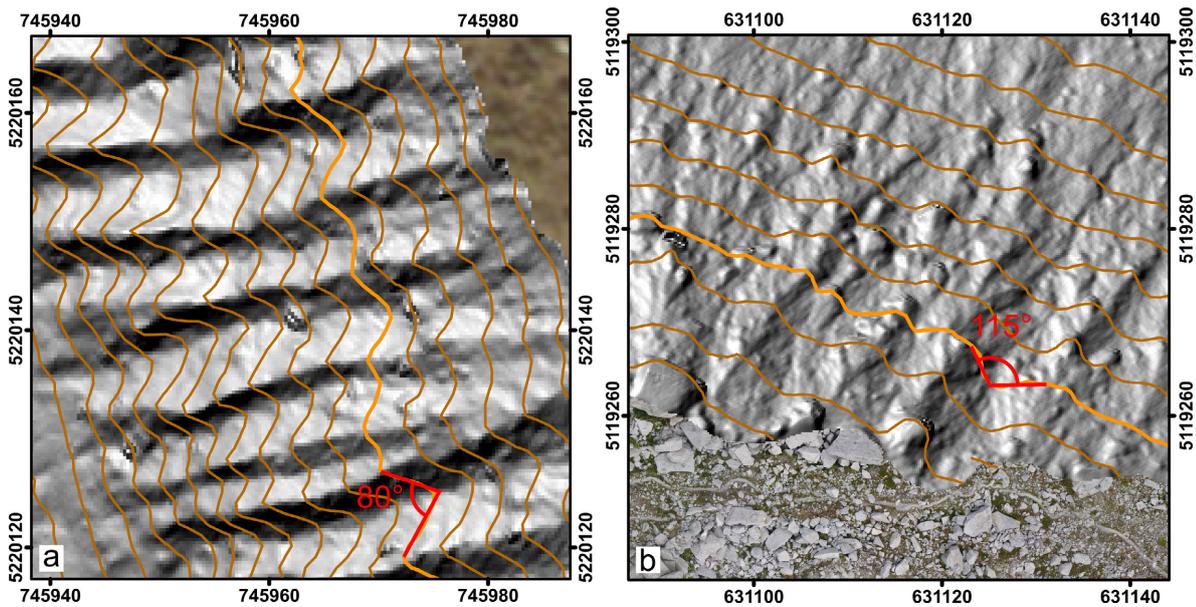


Abbildung 2: Definition von tief eingeschnittenen und flachgründigen Runsen: (a) Beispiel für eine tief eingeschnittene Runse mit einem spitzen Winkel der Höhenlinien im Bereich der Runse ($<90^\circ$, rot markierter Winkel 80° , Beispiel Untersuchungsfläche KK2, Hillshade 2018 aus eigener Drohnenaufnahme) und (b) ein Beispiel für eine flachgründige Runse mit einem stumpfen Winkel der Höhenlinien im Bereich der Runse ($>90^\circ$, rot markierter Winkel 115° , Beispiel Untersuchungsfläche AM1, Hillshade 2018 aus eigener Drohnenaufnahme)

2.3 Entwicklung der Morphodynamik an Lateralmoränen nach Entgletscherung

2.3.1 Erosionsraten auf Lateralmoränen

Im Folgenden werden Erosionsraten für die oben genannten Prozesstypen bzw. Landschaftsformen auf Moränen genannt (vgl. Tabelle 1). Eine Übersicht über die Erosionsraten einiger Studien, die Runsenerosion auf Moränenoberhängen untersuchten, ist in CURRY et al. (2006) zu finden. Dabei stammt ein Großteil der bisherigen Quantifizierungen von Moränen in Norwegen: BALLANTYNE & BENN (1994) maßen am Fåbergstølsdalen in Norwegen 50-100 mm Erosion im Jahr. Ebenfalls in Norwegen wurden von CURRY (1999) u.a. Untersuchungen am Fåbergstølsbre und Lodalsbre durchgeführt, wobei Erosionsraten von 38-169 mm bzw. 19-169 mm pro Jahr detektiert wurden. Vergleichbar mit den Werten in Norwegen sind Messungen von CURRY et al. (2006) in der Schweiz am Mont Miné Gletscher (86-151 mm) und am Nord-Feegletscher (49-103 mm) an Runsen, die seit 1946 eisfrei geworden sind. Runsen auf Flächen, die bereits seit mindestens 1900 eisfrei sind, weisen dort geringere Erosionsraten zwischen 1,7 und 42 mm pro Jahr auf (CURRY et al. 2006). All diese Studien leiten die Erosionswerte aus der Vermessung von Runsen über Transekte und dem daraus berechneten Runsenvolumen ab. Somit beziehen sich die Erosionsraten auf die gesamte Zeit seit Ausbildung der Runsen (43-79 Jahre) und stellen eine Schätzung des langjährigen Mittelwerts dar.

Tabelle 1: Erosionsraten in verschiedenen Gletschervorfeldern

Gebiet	Erosion (mm/Jahr)	Art der Erosion	Autor	Substrat	Methode	Jahre seit Entgletscherung	Jahre der Beobachtung
Fåbergstølsdalen, Norwegen	50-100	Runsenerosion	BALLANTYNE & BENN (1994)	Moräne	Schätzung aus Volumen der Runsen	48	48
Fåbergstølsbreen, Norwegen	38-169	Runsenerosion	CURRY (1999)	Moräne/ Glazigen	Schätzung aus Volumen der Runsen	53	53
Lodalsbreen, Norwegen	19-169	Runsenerosion	CURRY (1999)	Moräne/ Glazigen	Schätzung aus Volumen der Runsen	43	43
Mont Miné, Schweiz	86-151	Runsenerosion	CURRY et al. (2006)	Moräne	Schätzung aus Volumen der Runsen	55	55
Feeegletscher, Schweiz	49-103	Runsenerosion	CURRY et al. (2006)	Moräne	Schätzung aus Volumen der Runsen	79	79
Gepatschferner, Österreich	29-34	Runsenerosion	DUSIK (2020)	Moräne	DEM of Difference	47-53	8
Weißseeferner, Österreich	8-17	Fluvialer Abtrag/Muren	DUSIK (2020)	Moräne	DEM of Difference	50-79	8
Höllentalferner, Deutschland	0,15-0,39	Fluviale Erosion	BECHT (1995a)	Moräne	Sedimentwannen	102	1
Urseren Tal, Schweiz	0,003-2,3	Schneeschurf	MEUSBURGER et al. (2014)	Moräne mit Vegetation	Vermessung der Ablagerungen	Nicht vergletschert in der LIA	1 (ein Winter)

DUSIK (2020) detektierte am Gepatschferner (Kaunertal, Österreich) zwischen 2006 und 2014 an zwei Moränenabschnitten mit ausgeprägten Runsen über die Analyse durch Digital Elevation Models (DEMs) of Difference (DoDs) 29 bzw. 34 mm Abtrag pro Jahr (53 bzw. 47 Jahre seit Entgletscherung, gerechnet vom Mittelwert der Jahre des DoD, 2010). An den Lateralmoränen am benachbarten Weißseeferner, die keine stark ausgeprägten Runsen aufweisen, beträgt die Erosion nur 8 bzw. 17 mm im Jahr (79 bzw. 50 Jahre seit Entgletscherung). Allerdings ist zu bedenken, dass hier die vor allem am Oberhang stattfindende Erosion durch die Gesamtfläche des Moränenabschnitts geteilt wurde, während in den oben genannten Studien lediglich der Abtrag in den Runsen berechnet wurde. Dieser Unterschied trägt zu den geringeren errechneten Erosionsraten bei.

In der Arbeit von BECHT (1995a) wurde unter anderem die Erosion im Höllentalkar an einer dortigen kleineiszeitlichen Endmoräne gemessen, die seit ca. 102 Jahren entgletschert ist und durch fluviale Erosionsrinnen gekennzeichnet ist. Dort wurden zwischen 20.07.1990 und 29.07.1991 an einer in eine Rinne eingebauten Sedimentwanne 5,9 t/ha und an einer anderen 2,2 t/ha gemessen, was bei einer angenommenen Dichte von 1,5 t/m³ einem Abtrag von 0,39 bzw. 0,15 mm im Jahr entspricht. Methodisch bedingt beziehen sich die Abtragswerte auf das gesamte Einzugsgebiet auf der Endmoräne.

MEUSBURGER et al. (2014) führten erstmals eine Abschätzung von Erosionsraten durch Schneeschurf im Urserental in der Schweiz durch, indem das Volumen der Ablagerungen nach einem Winter vermessen wurde. Die untersuchten Flächen befanden sich allerdings alle auf bewachsenen Wiesen oder alpinem Grasland und waren in der LIA nicht vergletschert, weshalb die Raten nur bedingt auf vegetationsfreie Lateralmoränen übertragen werden können. Die Erosionsrate liegt zwischen 0,003 und 2,3 mm bei einem Umrechnungsfaktor von 1 t/ha, wie bereits von ALEWELL et al. (2015) für das Urserental angewandt.

In der Studie von CODY et al. (2020) sind während des Abschmelzens des Gletschers (Fox glacier, Neuseeland) auf den angrenzenden Sedimenthängen minimale Erosionsraten von 1000 mm im Jahr und maximale Raten auf den Rutschungskörpern von 2500-4000 mm im Jahr detektiert worden. Es ist jedoch nicht klar, ob bei dieser Bilanzierung ausschmelzendes Toteis vollständig ausgeschlossen wurde. Auch die klimatischen Bedingungen sind in dem Untersuchungsgebiet in Neuseeland mit über 7000 mm Jahresniederschlag (vgl. CODY et al. 2020) nicht vergleichbar mit den anderen genannten Untersuchungsgebieten.

Bei einem Vergleich der Erosionsraten müssen die Unterschiede bei den Methoden zur Quantifizierung der Erosion sowie die unterschiedlich langen Beobachtungszeiträume und Zeiten seit Entgletscherung beachtet werden. So waren die Flächen im Urserental in der LIA nicht vergletschert, die Endmoräne am Höllentalferner ist bereits seit ca. 100 Jahren eisfrei, während einige andere Lateralmoränenabschnitte erst seit ca. 50 Jahren entgletschert sind. Somit sind die deutlich geringeren Raten bei fluvialen Prozessen am Höllentalferner (BECHT 1995a) und Schneeschurf im Urserental (MEUSBURGER et al. 2014) im Vergleich zur Runsenerosion nicht

eindeutig auf die jeweiligen Prozesse zurückzuführen. Es zeigt sich jedoch auch, dass die Erosionsraten in den Studien z.B. von BALLANTYNE & BENN (1994) und CURRY et al. (2006) auch innerhalb eines Moränenabschnitts stark variieren, obwohl kein Unterschied bei der Zeit seit Entgletscherung besteht.

2.3.2 Paraglaziale Anpassung

2.3.2.1 Theorie und Modelle der paraglazialen Anpassung

In der Theorie setzt ab der Entgletscherung einer Landschaft ein Prozess ein, in dem Sediment umgelagert wird, sich die Hänge somit langfristig abflachen und schließlich stabilisieren. CHURCH & RYDER (1972) führten für diese Prozesse, die sich nach Entgletscherung ereignen, also nicht glazial sind, jedoch bedingt sind durch die vorangegangene Vergletscherung, den Begriff „paraglazial“ ein. Die *paraglacial period* umfasst nach CHURCH & RYDER (1972) die Zeit, in der sich paraglaziale Prozesse ereignen. Später wurde der Begriff weiter ausgedehnt und neu definiert (nach SLAYMAKER 2011): So wurde von BENN & EVANS (1998) vorgeschlagen, den Begriff auf eine Zeitspanne zu beziehen, die von schneller Anpassung der Umwelt auf die Gletscherschmelze geprägt ist. BALLANTYNE (2002a: S. 1938) wiederum definiert den Begriff als „nichtglaziale Erdoberflächenprozesse, Sedimentakkumulation, Landformen, Landssysteme und Landschaften, die direkt bedingt sind durch Vergletscherung und Entgletscherung“ (übersetzt aus dem Original). Dies ist eine sehr weit gefasste Variante des ursprünglichen Begriffes, da er nicht mehr nur Prozesse umfasst. In BALLANTYNE (2002b) wird zudem die paraglaziale Periode erweitert definiert als die Zeitskala, innerhalb derer glazial bedingte Sedimentquellen entweder erschöpfen oder Stabilität erlangen.

CHURCH & RYDER (1972) versuchten auch erstmals, ein Modell zu erstellen, das das Fortschreiten der paraglazialen Sedimentbewegung während der spätglazialen und postglazialen Phase repräsentieren soll – wie von den Autoren beschrieben auf Vorbehalt, da die Daten unreif waren. Das Modell nimmt an, dass die maximale Sedimentbewegung unmittelbar nach Entgletscherung stattfindet und die Raten bald nach dem Verschwinden des Eises stark abnehmen. Anschließend sinkt die Rate der Sedimentfracht auf ein regional „normales“ Niveau.

BALLANTYNE (2002b) entwickelte ein sogenanntes *exhaustion*-Modell, das auf der Annahme beruht, dass die Verfügbarkeit potenziell instabiler Sedimente die einzige Limitierung für die Raten paraglazialer Sedimentumlagerung bzw. -mobilisierung ist. Die Rate der Sedimentlösung ist nach der Theorie abhängig von dem Anteil an Sediment, das noch für Umlagerung zur Verfügung steht. Somit würde die Rate der Sedimentmobilisierung im Laufe der Zeit exponentiell abnehmen und es könnte die „Halbwertszeit“ der Sedimentumlagerung bestimmt werden, wenn 50 % des Sediments mobilisiert wurden. So könnten laut BALLANTYNE (2002b) in einem hypothetischen paraglazialen System nach 354 Jahren 50 % des Sediments „aufgebraucht“, das heißt bereits umgelagert sein. Bis 99 % des Sediments umgelagert sind, würde es gemäß dem Modell in diesem Beispiel 2300 Jahre dauern. Dieser Zeitpunkt wird als Ende der paraglazialen

Periode angenommen. Rahmenbedingungen für das Modell sind ausreichende Mengen an Lockermaterial, das Fehlen äußerer Störungen, wie ein erneuter Gletschervorstoß oder Klimaveränderungen, und die Möglichkeit der Reduktion der Sedimentverfügbarkeit durch natürliche Sukzession. Da ein System selten über Jahrtausende stabil ist, wird die Entwicklung der paraglazialen Landschaft in der Realität häufig von der monotonen Abnahme der Sedimentmobilisierung abweichen, wie die Autoren festhalten (BALLANTYNE 2002b).

Es besteht also sowohl bei CHURCH & RYDER (1972) als auch bei BALLANTYNE (2002b) Konsens in der Annahme, dass hauptsächlich zu Beginn der Entgletscherung viel Sediment abgetragen wird, mit in der Folge stark nachlassender Tendenz. Es wird in der Veröffentlichung von BALLANTYNE (2002b) jedoch auch darauf hingewiesen, dass es zu einem zweiten Maximum der Sedimentfracht kommen kann, teils Jahrtausende später, zum Beispiel durch isostatische Hebungen infolge der Entgletscherung, Veränderungen des Meeresspiegels, Klimawandel, extreme klimatische oder geomorphologische Ereignisse oder anthropogene Aktivität.

2.3.2.2 Runsenanalysen in Übereinstimmung mit dem Modell der paraglazialen Anpassung und des *exhaustion*-Modells

CURRY (1999) stellte fest, dass paraglaziale Anpassung in den untersuchten Gletschervorfeldern in Norwegen vorwiegend über die Entwicklung von Runsen systemen geschieht, die sich in die steilen Sedimentkörper einschneiden. Aufgrund dieser Bedeutsamkeit von Runsen untersuchten verschiedene Studien die Eigenschaften von Runsen unterschiedlichen Alters, leiteten daraus deren Entwicklungsablauf ab und letztlich dessen Implikation für das *exhaustion*-Modell und die paraglaziale Anpassung (BALLANTYNE & BENN 1996; BALLANTYNE & BENN 1994; CURRY 1999; CURRY et al. 2006).

BALLANTYNE & BENN (1994) und BALLANTYNE & BENN (1996) untersuchten die Bildung und Entwicklung von Runsen in Norwegen. Dabei stellten sie eine sehr hohe Dynamik an Hängen mit Runsen fest, überwiegend bedingt durch Muren. Die Umlagerung durch die Einschneidung von Runsen am Oberhang und einer Akkumulation von Material am Unterhang führte laut den Analysen zu einer Senkung der Hangneigung um ca. 5° (Mittel von 35° auf 30°). Da sich neben der Abnahme der Hangneigung auch die starke Eintiefung der Runsen und die damit verbundene Oberflächenabsenkung innerhalb von einigen Jahrzehnten nach Entgletscherung ereignete, folgern die Autoren daraus, dass der paraglaziale Landschaftswandel sehr schnell vonstatten gehe und sich eher innerhalb von Jahrzehnten als Jahrhunderten abspiele. Die Schlussfolgerung, dass in der darauffolgenden Entwicklungsphase die Muren als treibende Kraft beendet seien, sobald die Runsen Seitenwände in ihrer Steilheit abnähmen, durch Vegetation stabilisiert würden und das Material erschöpft wäre (BALLANTYNE & BENN 1996), sind jedoch nur Annahmen, die in der Studie nicht durch Beobachtungen fundiert sind.

Die Analysen von CURRY (1999) und CURRY et al. (2006) gingen einen Schritt weiter, um die Entwicklung der Runsen über die Zeit näher zu charakterisieren: So wurden die untersuchten

Runsen in verschiedene Altersgruppen hinsichtlich ihrer Zeit seit Entgletscherung unterteilt und die Eigenschaften der Runsens der verschiedenen Gruppen näher analysiert. CURRY (1999) stellte in vier Gletschervorfeldern fest, dass die Runsens der drei Altersgruppen (T_1 nahe des heutigen Gletscherrands, T_2 innerhalb des LIA-Maximalstands, T_3 außerhalb des LIA-Maximums) mit zunehmendem Alter an Tiefe, Breite, Fläche und Volumen zunehmen. Allerdings nimmt die Breite deutlich stärker zu als die Tiefe, weshalb die älteren Runsens nicht mehr so eng eingeschnitten sind. Die Autoren folgern aus dem signifikanten Unterschied der Form der Runsens von Alter T_1 und T_2 mit einem Altersunterschied von nur 25 Jahren, dass die Formentwicklung und damit die paraglaziale Erosion sehr schnell vonstattengeht und dies konsistent wäre mit der Stabilisierung innerhalb von Jahrzehnten, wie zuvor u.a. von BALLANTYNE & BENN (1996) postuliert. Auf initiale Unterschiede der verglichenen Hangabschnitte vor Ausbildung der Runsens wird methodisch bedingt nicht eingegangen, weshalb unklar bleibt, inwiefern die Moränenabschnitte miteinander vergleichbar sind.

Die Studie von CURRY et al. (2006) in den Schweizer Alpen ist ähnlich aufgebaut und kommt ebenfalls zu einem ähnlichen Schluss. Auch dort wurden Runsens bzw. Lateralmoränenabschnitte verschiedenen Alters untersucht, die seit 1946, 1925, 1900 bzw. 1859 entgletschert sind. Anhand der Untersuchung der Hangneigung, Runsengröße und -form schließen die Autoren, dass nach einer kurzen Periode der schnellen Einschneidung und Weitung der Runsens eine maximale Tiefe und Weite erreicht werde. Dies sei auf Hängen der Fall, die seit 55 Jahren entgletschert sind. In der nächsten Phase seien die Flächen und Wände zwischen den Runsens so stark erodiert, dass sie kollabieren und sich die Runsentiefe reduzieren würde. Diese Periode sei wiederum gefolgt von weiterer Erosion der Seitenwände der Runsens und einer Abnahme der Hangneigung der Seitenwände. Schlussendlich seien die Sedimentquellen am Oberhang erschöpft und es trete eine zunehmende Stabilisierung und Einebnung des Reliefs auf. Dies ist der Studie zufolge in dem einen Gletschervorfeld (Mont Miné) nach 140 Jahren und bei dem anderen (Feegletscher) bereits 80 Jahre nach Gletscherschmelze der Fall. Im Gegensatz zu den Ergebnissen der Untersuchungen in Norwegen vergrößern sich die Runsens in den Schweizer Untersuchungsgebieten nicht stetig weiter, sondern verkleinern sich ab einem gewissen Entwicklungsstand wieder (CURRY et al. 2006). Auch in dieser Studie bleibt die Vergleichbarkeit der untersuchten Moränenabschnitte bezüglich ihrer Reliefeigenschaften unklar. Ebenfalls unterbleibt eine tatsächliche Quantifizierung des Abtrags und die postulierte Stabilisierung basiert lediglich auf Vergleichen von in unterschiedlichen Entwicklungsstadien befindlichen Runsens und deren Form.

Die Anwendung des *exhaustion*-Modells von BALLANTYNE (2002b) in CURRY et al. (2006) auf Basis der dort ermittelten Daten führte zu dem Ergebnis, dass bei einer angenommenen exponentiellen Abnahme der Sedimentverfügbarkeit nach 10 bis 50 Jahren die Hälfte des verfügbaren Sediments aufgebraucht wäre. Der primäre Sedimenttransfer von den Moränen wäre in wenigen Jahrhunderten beendet, während der sekundäre, fluviale Transport am Talboden sehr viel langsamer erfolgte und Jahrtausende andauern könnte (CURRY et al. 2006).

Auch SCHIEFER & GILBERT (2007), die die Runsenentwicklung in einem proglazialen Gebiet in British Columbia (Kanada) rekonstruierten, kamen zu dem Ergebnis, dass die höchsten Erosionsraten während des Entzugs der Stützwirkung durch den Gletscher auftraten (1963-1973), anschließend relativ hoch blieben und dann jedoch im Zeitraum von ca. 1987-2007 nur noch wenig Sedimenttransfer auftrat. Dies würde der paraglazialen Anpassung in den oben genannten Modellen entsprechen. Diese Studie ist eine der wenigen, die eine quantitative Untersuchung der Erosionsraten über Differenzhöhenmodelle vorgenommen hat.

EICHEL et al. (2018) untersuchten drei Lateralmoränenabschnitte mit unterschiedlicher Entfernung zur rezenten Gletscherzunge im Gletschervorfeld des Turtmanngletschers in der Schweiz. Die Ergebnisse indizieren laut den Autoren einen Übergang von aktiven zu stabilen Moränenhängen in drei Phasen: Die erste Phase ist von starker Runsenerosion geprägt, die aber nach einigen Jahrzehnten aufgrund von abnehmender Hangneigung ebenfalls abnimmt. Mit einem nachlassenden Sedimenttransport in den Runsen kommen verstärkt Ökosystemingenieure auf (vgl. auch EICHEL et al. 2016; EICHEL et al. 2017), die durch ihre stabilisierende und den Oberflächenabfluss verringernde Wirkung einen Wandel hin zu Solifluktion (Abwärtskriechen von Lockergestein) einleiten. Die Beobachtungen und Kartierungen der Studie deuten darauf hin, dass der untersuchte Moränenabschnitt, der ein Alter von maximal 98 Jahren aufweist, bereits von der Phase 1 der Runseneinschneidung- und erosion zu Phase 2 der Solifluktion übergeht. Eine Dauer der Phase der Runsenbildung von einigen Jahrzehnten bis zu einem Jahrhundert würde mit den Resultaten von CURRY et al. (2006) übereinstimmen. Mit zunehmender Mächtigkeit und Bedeckung des Bodens durch die Ökosystemingenieure wird das Eindringen von Frost in den Boden immer mehr verringert und die Solifluktionsprozesse nehmen ab. Dies stellt den Übergang zu Phase 3 dar, in der keine geomorphologischen Prozesse mehr stattfinden und schließlich Bäume und Sträucher aufwachsen, die die Ökosystemingenieure verdrängen und die Hänge dauerhaft stabilisieren. Diese Phase ist innerhalb von Jahrhunderten erreicht. Sie kann bislang nur am Hangfuß des ältesten Moränenabschnitts festgestellt werden (Alter max. 168 Jahre) (EICHEL et al. 2018). Laut DRAEBING & EICHEL (2018) ist diese Phase, die auch das Ende der paraglazialen Anpassung bedeuten würde, im Vorfeld des Turtmanngletschers noch nicht erreicht. Eine Abfolge dieser Phasen würde somit mit dem paraglazialen Modell übereinstimmen. Die Ergebnisse der Studie von EICHEL et al. (2018) zeigen jedoch auch, dass an den Oberhängen häufig noch sehr lange nach Entgletscherung geomorphologische Aktivität stattfindet. So zeigt ein untersuchter Moränenabschnitt auch nach langer Zeit seit Entgletscherung (max. 168 Jahren) noch Runsenbildung am Oberhang, auch wenn diese nicht mehr so stark ausgeprägt ist wie bei jüngeren Flächen. Eine mögliche Ursache könnten Lawinen von oberhalb liegenden Hängen sein. Das Nachvollziehen der drei Phasen in dem untersuchten Gletschervorfeld ist somit nur möglich, wenn Ober- und Unterhänge differenziert betrachtet werden, denn Stabilisierung beginnt laut den Untersuchungen am Hangfuß. Außerdem zeigten die Analysen, dass kurze Hanglängen von proximalen Moränenhängen zu schnellerer Anpassung und Stabilisierung führen (EICHEL et al. 2018). Die Erkenntnisse zu geomorphologischen Prozessen und

geomorphologischer Aktivität in EICHEL et al. (2018) und DRAEBING & EICHEL (2018) basieren auf Beobachtungen im Gelände auf permanenten Plots sowie einer geomorphologischen Kartierung auf Orthofotos und digitalen Geländemodellen. Es fand somit keine Quantifizierung der Prozesse durch Messungen statt. Des Weiteren beruhen die Aussagen zum Übergang von aktiven zu stabilen Moränenhängen lediglich auf Vergleichen verschiedener Moränenabschnitte unterschiedlichen Alters seit Entgletscherung ohne eine längere (jahrzehntelange) Beobachtung bestimmter Abschnitte. Somit sind die Ergebnisse zur Entwicklung der Prozesse ausschließlich aus Hinweisen abgeleitet.

Auch eine Studie, die sich nicht explizit mit der Entwicklung von Runsen, sondern allgemein der Sedimentverfügbarkeit im Gletschervorfeld nach Entgletscherung beschäftigt, konnte das paraglaziale Konzept weitgehend nachvollziehen: CARRIVICK et al. (2013) stellten bei ihrer Analyse im proglazialen Gebiet des Ödenwinkelkees (Österreich) fest, dass die geomorphologische Aktivität bezüglich der Dichte und Intensität mit zunehmender Distanz vom Gletscher (und damit einem Anstieg der Zeit seit Entgletscherung) abnimmt, was konsistent mit dem paraglazialen Konzept ist. Die geomorphologische Aktivität auf den Hängen ist im mittleren Teil des Einzugsgebiets am größten, während die fluviale Aktivität im niedrigeren Teil des Einzugsgebiets dominiert. Dabei ist jedoch zu bedenken, dass die Hänge in großer Distanz vom Gletscher bereits initial andere Verhältnisse aufweisen können, die zu einer geringeren geomorphologischen Aktivität führen (s. Kapitel 2.3.2.4).

2.3.2.3 Studien ohne Bestätigung des Modells der paraglazialen Anpassung und des *exhaustion*-Modells

JÄGER & WINKLER (2012) konnten anhand ihrer Analysen an Runsen im Vernagtferner vorfeld (Österreich) das *exhaustion*-Modell nicht bestätigen. Wie in Kapitel 2.2.5 aufgeführt, waren die untersuchten Runsen im Jahr 2012 deutlich kleiner als z.B. die von CURRY et al. (2006) beschriebenen. Es gibt jedoch weder Hinweise darauf, dass die Runsen zwischen 1950 und 1991 stärker entwickelt waren, noch ist eine Abnahme der Aktivität feststellbar. Das geringere Ausmaß der Runsen ist somit nicht auf paraglaziale Anpassung zurückzuführen.

Auch die Studie von LANE et al. (2017) konnte nicht bestätigen, dass sich die Runsen, wie von CURRY et al. (2006) beschrieben, nach über 50 Jahren seit Entgletscherung auffüllen. Vielmehr sind die Runsen am Haut Glacier d'Arolla (Schweiz) nach einer Analyse auf Basis von Differenzhöhenmodellen (DoDs) immer noch in der Phase der Eintiefung. Ein bedeutender methodischer Unterschied zu oben genannten Studien von CURRY (1999), CURRY et al. (2006) und BALLANTYNE & BENN (1994) und BALLANTYNE & BENN (1996) ist die Beobachtung desselben Moränenabschnitts über mehrere Jahrzehnte hinweg (insgesamt vier DoDs zwischen 1967-2009).

DUSIK et al. (2019) untersuchten Runsen auf verschiedenen Lateralmoränenabschnitten am Gepatschferner und Weißseeferner (Österreich) mit unterschiedlichen Zeiten seit Entgletscherung,

wie es z.B. auch in der Studie von CURRY et al. (2006) der Fall war. Sie konnten weder eine Korrelation der Zeit seit Entgletscherung zum rekonstruierten Runsenvolumen noch zur planimetrischen Runsenfläche feststellen. Die Autoren vermuten, dass das Unterschneiden der Moränen durch Gerinne sowie Gletschererosion und Festgesteinsausbisse ebenso die Entwicklung der Runsen beeinflussen. Dies könnte dazu führen, dass die Runsen auch nach mehr als 140 Jahren seit Entgletscherung entgegen der Hypothese von CURRY et al. (2006) noch nicht stabilisiert sind.

Manche Untersuchungen an Runsen lassen somit vermuten, dass die paraglaziale Anpassung möglicherweise deutlich komplexer ist als im *exhaustion*-Modell vermutet. So beobachteten CURRY et al. (2009) am Nord-Feegletscher (Schweiz) auch, dass die proximalen Hänge ihre steile Hangneigung über eine lange Zeit aufrecht erhalten, obwohl parallel eine Umlagerung von Sediment stattfindet. Die Autoren vermuten, dass für den Erhalt der hohen Hangneigung vor allem nach außen gekippte, distal eingeriegelte Steine in Dachziegellagerung verantwortlich sind, da dadurch eine translationale Spannung am Hang verhindert wird. Diese Lagerung der Steine tritt insbesondere an den oberen Hangbereichen auf. Entstanden sein könnte sie durch die Ablagerung supraglazialen Materials, das vom Eisrand hinabrutscht und auf dem nach außen geneigten bereits vorhandenen Schutt zum Liegen kommt. Ein weiterer möglicher Grund für den Erhalt sehr hoher Hangneigungen kann die teilweise starke Verfestigung bis Zementierung des Moränenschutts sein, wie sie in Kapitel 2.2.1 bereits beschrieben wurde. Laut LUKAS et al. (2012) führt die hohe Stabilität der Hänge zu einer Abnahme der Aktivität der Anpassungsprozesse und ermöglicht eine Konservierung der Lateralmoränen über eine lange Zeit. Auch CURRY et al. (2009) kommen zu dem Schluss, dass die quasi-stabile Bewahrung von glazigenen Sedimenten in den steilen Moränen das *exhaustion*-Modell mit seiner angenommenen monoton exponentiell abnehmender Sedimentmobilisierung stören kann.

Ein Abgleich der Ergebnisse in CODY et al. (2020) mit dem Modell von CHURCH & RYDER (1972) ergab, dass bereits zu Beginn der Gletscherschmelze eine paraglaziale Anpassung erfolgt und das Maximum der Sedimentumlagerung noch vor dem vollständigen Entzug der Stützwirkung erreicht wird. Damit erfolgt die paraglaziale Anpassung schneller als im Modell von CHURCH & RYDER (CODY et al. 2020).

Die Übersicht über bislang vorliegende Literatur bezüglich des *exhaustion*-Modells von BALLANTYNE (2002a) soll mit folgender Feststellung der Studie von COSSART & FORT (2008: S. 130) in einem Gletschervorfeld der französischen Alpen geschlossen werden: „Das komplexe Muster der paraglazialen Sedimentmobilisierung ist im *exhaustion*-Modell nicht klar wiedergegeben“. (übersetzt aus dem Original)

2.3.2.4 Resümee aus den bisherigen Studien

Die theoretischen Modelle zur paraglazialen Anpassung von CHURCH & RYDER (1972) und BALLANTYNE (2002b) konnten, wie in Kapitel 2.3.2.2 beschrieben, in verschiedenen empirischen Studien nachvollzogen werden (z.B. BALLANTYNE & BENN 1996; CURRY et al. 2006; CURRY 1999; EICHEL et al. 2018). Jedoch weisen auch einige Publikationen darauf hin, dass das Prinzip einer raschen paraglazialen Anpassung bzw. Sedimenterschöpfung nicht auf allen Lateralmoränenabschnitten so deutlich beobachtet werden kann (vgl. Kapitel 2.3.2.3, z.B. DUSIK et al. 2019; JÄGER & WINKLER 2012; LANE et al. 2017). Im Folgenden wird auf einige methodische Limitationen vieler bisheriger Studien hingewiesen, die möglicherweise Befunde im Einklang mit der Idee einer raschen paraglazialen Anpassung begünstigen, ohne dass notwendigerweise ein kausaler Zusammenhang besteht.

In vielen bisherigen Studien zur paraglazialen Anpassung wurden Lateralmoränenabschnitte unterschiedlichen Alters seit der Entgletscherung zu einem bestimmten Zeitpunkt miteinander verglichen, um daraus Schlüsse über die Entwicklung der Moränenform und der Morphodynamik zu ziehen (z.B. CURRY et al. 2006, BALLANTYNE & BENN 1996 und EICHEL et al. 2018). Diese Vorgehensweise beruht auf dem ergodischen Prinzip bzw. der *Space-for-time*-Substitution, bei der in diesem Fall eine Untersuchung zu verschiedenen Zeitpunkten seit Entgletscherung mit unterschiedlichen Entfernungen vom LIA-Maximalstand ersetzt wird (vgl. CARRIVICK & HECKMANN 2017). Bei dieser Herangehensweise bleibt jedoch unbeachtet, dass Lateralmoränen zum Zeitpunkt der Entgletscherung unterschiedliche geomorphometrische Voraussetzungen aufweisen, die einen Einfluss auf die geomorphologische Entwicklung der Hänge genommen haben könnten. Hierzu zählt insbesondere die Hangneigung, die sich, z.B. je nach Position innerhalb eines Gletschervorfelds, bereits initial zum Zeitpunkt der Entgletscherung stark unterscheiden kann und in Bereichen des Gletschervorfelds, die später entgletscherten, tendenziell steiler sein könnte (nähere Erläuterungen zur Hangneigung s. Kapitel 2.4.3). Es stellt sich somit die Frage, ob ein Studiendesign auf Basis von *Space-for-time*-Substitution geeignet ist, um paraglaziale Anpassung zu untersuchen oder ob nicht vielmehr dieselben Lateralmoränenabschnitte über einen längeren Zeitraum beobachtet werden sollten. Dies wurde in den Studien von JÄGER & WINKLER (2012), SCHIEFER & GILBERT (2007) und LANE et al. (2017) bereits ansatzweise unternommen, in ersterer Studie jedoch nicht über einen längeren Zeitraum hinweg mit quantitativer Untersuchung.

Des Weiteren wurden in den oben diskutierten Studien zu paraglazialer Anpassung (Kapitel 2.3.2.2 und 2.3.2.3) die Erosionsraten und damit auch die Entwicklung der Morphodynamik häufig aus Sedimentvolumina gefolgert, die, wie anhand des Reliefs erkennbar ist, in der Vergangenheit abgetragen wurden. Beispielweise wurden Erosionsvolumina aus der Multiplikation der Querschnittsfläche einer Runse mit ihrer Länge errechnet (z.B. BALLANTYNE & BENN 1996; CURRY et al. 2006). Dies geht mit einer großen Unsicherheit einher, da das exakte ursprüngliche Relief zum Zeitpunkt der Entgletscherung unbekannt ist und die Volumenschätzung nur grobe

Anhaltspunkte liefern kann. Wie in CURRY et al. (2006) beschrieben, findet z.B. auch eine Absenkung der Runsenseitenwände statt, weshalb die Volumenschätzungen lediglich eine untere Grenze der tatsächlichen Erosion darstellen. Überdies bleibt z.B. in den Studien von CURRY et al. (2006) und BALLANTYNE & BENN (1996) unklar, ob bei der angegebenen Zeit seit Entgletscherung das zeitlich meist stark differenzierte Austauen von Ober- und Unterhang berücksichtigt wird, da Prozesse am Oberhang bereits vor einem vollständigen Abschmelzen des Gletschers beginnen und somit für die Berechnung von Erosionsraten eine Differenzierung erfolgen müsste. Auch eine Beurteilung der aktuellen Morphodynamik über eine geomorphologische Kartierung (z.B. EICHEL et al. 2018) oder das Markieren von Steinen in Runsen und das Beobachten ihrer Erosionsbewegungen (JÄGER & WINKLER 2012) können nur Hinweise liefern, stellen aber keine quantitative Analyse dar und erlauben somit keine verlässliche Beurteilung von Erosionsraten oder Morphodynamik.

Ein weiterer kritischer Aspekt ist, dass in den meisten Studien lediglich wenige Lateralmoränenabschnitte und meist lediglich ein Gletschervorfeld untersucht wurden. Dadurch werden aus bestimmten lokalen Gegebenheiten beispielsweise bezüglich der Geomorphometrie des Hanges oder der Lage zu einem Gerinne auf einem Moränenabschnitt oder in einem Gletschervorfeld Rückschlüsse auf die paraglaziale Anpassung im Allgemeinen gezogen. Dabei kann kaum erkannt werden, welche Faktoren die Morphodynamik tatsächlich entscheidend prägen.

2.4 Einflussfaktoren auf die geomorphologische Aktivität

Die geomorphologische Aktivität auf Lateralmoränen wird durch verschiedene Faktoren beeinflusst. Darunter gibt es Faktoren, die einen direkten Einfluss auf die Prozesse haben, wie z.B. die Hangneigung, und andere, die indirekt beschreiben, auf welchen Bereichen von Lateralmoränen eine höhere Morphodynamik zu erwarten sein könnte, wie z.B. die Entfernung vom talwärtigen LIA-Maximalstand des entsprechenden Gletschers. Im Folgenden werden einige der möglichen Einflussfaktoren beschrieben, die in unterschiedlicher Ausführlichkeit in der Arbeit analysiert werden. Nicht näher untersucht wird in der vorliegenden Arbeit der Einfluss des Klimas, das sowohl zwischen den Gletschervorfeldern als auch klimawandelbedingt im Laufe der Zeit variiert. Analysen hierzu sind u.a. in DUSIK (2020) und ALTMANN et al. (2020) zu finden.

2.4.1 Zeit seit Entgletscherung

Wie in Kapitel 2.3.2.1 gezeigt, ist die Zeit seit Entgletscherung ein wichtiger Parameter in den Modellen der paraglazialen Anpassung, da ab dem Zeitpunkt der Entgletscherung geomorphologische Prozesse einsetzen können. Diese führen im Laufe der Zeit zu einer Umformung der Lateralmoränen und somit ggf. zu einer Stabilisierung (z.B. BALLANTYNE 2002a; CURRY et al. 2006). Daher kommt diesem Aspekt in dieser Arbeit eine besondere Bedeutsamkeit zu. „Entgletscherung“ impliziert dabei tatsächlich nur das vollständige Abschmelzen des Gletschers

und ist nicht mit „Eisfreiwerdung“ gleichzusetzen, was bedeuten würde, dass auch jegliches Toteis ausgetaut ist. Wie bereits in Kapitel 2.3.2.4. beschrieben wurde, ist es möglicherweise problematisch, wie in bisherigen Studien häufig durchgeführt, verschiedene Beobachtungszeitpunkte durch die Auswahl von Moränenhängen in unterschiedlicher Entfernung vom LIA-Maximalstand bzw. unterschiedlichen Zeitpunkten der Entgletscherung zu ersetzen (*Space-for-time-Substitution*). Insofern ist eine längerfristige Untersuchung bestimmter Lateralmoränenabschnitte über Jahrzehnte hinweg zu bevorzugen, um den tatsächlichen Einfluss der Zeit seit Entgletscherung auf die Morphodynamik zu ermitteln.

2.4.2 Ausschmelzen von Toteis

Neben der Gletscherschmelze kann auch austauendes Toteis einen Einfluss auf die Hangstabilität haben. So schlussfolgert BALLANTYNE (2002a) nach einem Vergleich verschiedener Studien, dass Lateralmoränen mit Eiskern besonders instabil sind, da sie durch die Eisschmelze kollabieren und ihre ursprüngliche Form nicht beibehalten. Auch LUKAS (2011) beschreibt Verzögerungen bei der Oberflächenstabilisierung von Moränen mit ausschmelzendem Toteis. In LUKAS et al. (2012) kann jedoch kein klarer Einfluss festgestellt werden, ebenso wie JÄGER & WINKLER (2012) im Vernagtferner-Vorfeld keine Beschleunigung der paraglazialen Prozesse durch ausschmelzendes Toteis detektieren konnten. Die bereits erwähnte Studie von RAVANEL et al. (2018) (Kapitel 2.2.3) wiederum stellt einen deutlichen Einfluss von ausschmelzendem Eis auf die geomorphologischen Prozesse an der untersuchten Moräne fest, weist aber darauf hin, dass bisher wenig Forschungen zu alpinen Moränen mit Toteis durchgeführt wurden.

Diese Hinweise auf einen Einfluss von Toteis auf die geomorphologischen Prozesse machen deutlich, wie wichtig es ist, zwischen Entgletscherung und Eisfreiwerdung (d.h. auch Toteis ist vollständig ausgetaut) zu unterscheiden, v.a. hinsichtlich der jeweiligen Eintrittszeitpunkte (s. 2.4.1). Letzterer Aspekt wurde in bisherigen Studien meist nicht beachtet, insbesondere, weil keine Methoden angewandt wurden, die eine Quantifizierung der Oberflächenveränderungen und somit auch die Identifizierung von Toteis erlaubten. Aufgrund der wenigen, oben genannten Studien ist auch der mögliche zeitliche Versatz des Zeitpunkts der Entgletscherung und Eisfreiwerdung bislang unklar.

Des Weiteren ist entscheidend, dass bei einer Bilanzierung von Abtragsvolumina zuvor eine korrekte Trennung von Hangbereichen mit Toteis und ohne Toteis erfolgt. Andernfalls besteht die Gefahr, dass schmelzendes Toteis irrtümlich in die Berechnung von Sedimentumlagerungsvolumina einbezogen wird (ANDERSON 2019).

2.4.3 Hangneigung

Wie bei der Beschreibung der geomorphologischen Prozesse auf Lateralmoränen aufgeführt, werden in der Literatur v.a. für Muren Mindesthangneigungen angegeben (ca. 28°-33° nach

ZIMMERMANN & HAERBERLI 1992, s. Kapitel 2.2.2). Des Weiteren wird ein exponentieller Zusammenhang von Hangneigung und fluvial induziertem Abtrag beschrieben (WETZEL 1992 nach RICHTER 1965). Auch bestimmte Erosionsformen, wie zum Beispiel Runsen, die v.a. durch fluviale Prozesse und Muren geprägt werden, treten erst ab einer gewissen Hangneigung auf. So wurden mehr als 1 m tief eingeschnittene Runsen z.B. von JÄGER & WINKLER (2012) erst ab einer Hangneigung von 36° festgestellt. Somit ist anzunehmen, dass erst ab einer bestimmten Hangneigung eine höhere Morphodynamik auftritt, die die Landschaft z.B. durch die Ausbildung von Runsen formt. Ob hohe Hangneigungen auf Lateralmoränen jedoch in allen Fällen tatsächlich eine hohe Morphodynamik bewirken und ob flachere Hangbereiche zwangsweise deutlich schneller stabilisieren, ist bislang in der Literatur nicht geklärt.

Des Weiteren ist davon auszugehen, dass die Hangneigungen innerhalb der Gletschervorfelder aufgrund der in Richtung des talwärtigen LIA-Maximalstands hin abnehmenden Eismasse und damit schwächer ausgebildeten Moränen im Allgemeinen niedriger werden. Somit könnten bereits initial bei Ausaperung unterschiedliche Hangneigungen je nach Moränenabschnitt vorliegen, was wiederum die Morphodynamik beeinflussen könnte.

2.4.4 Höhenlage und Vegetationssukzession

Neben der Sedimentumlagerung kann auch die Kolonisierung und Entwicklung von Vegetation durch Stabilisierung die paraglaziale Anpassung beeinflussen (KLAAR et al. 2015). Wie oben angedeutet (Kapitel 2.3.2.2), fassen Pionierarten oder Ökosystemingenieure vermutlich Fuß, sobald die Morphodynamik nachlässt (EICHEL et al. 2018). Es folgen Feedback-Reaktionen und Interaktionen zwischen Vegetationsaufwuchs und geomorphologischer Aktivität. Insofern ist die Vegetation sowohl als Folge als auch als Ursache von Hangstabilisierung im Rahmen der paraglazialen Anpassung zu sehen (EICHEL et al. 2016; EICHEL et al. 2013).

Es wurde in bisherigen Studien gezeigt, dass sich die Primärsukzession im Gletschervorfeld innerhalb weniger Jahrzehnte nach Entgletscherung ereignen kann (vgl. ORWIN & SMART 2004), wie zum Beispiel am Morteratsch-Gletscher (BURGA et al. 2010). Dort etablierten sich bereits sieben Jahre nach Entgletscherung erste Pionierpflanzen, die nach weiteren 20 Jahren einen größeren Bedeckungsgrad aufweisen. Nach ca. 15 Jahren sind erste Lärchen und nach ca. 30 Jahren Steinpinien zu finden (BURGA et al. 2010).

Das Vorfeld des Morteratsch-Gletschers liegt mit 1900-2100 m ü.d.M. im Vergleich zu vielen anderen Gletschervorfeldern der Alpen jedoch niedrig. In welcher Höhenlage sich das Zungenende befindet, wird dabei unter anderem durch die Größe der Nährgebiete der Gletscher bestimmt. So reichen die Zungen großer Talgletscher bis auf wesentlich niedrigere Höhen hinab als kleine Kargletscher (AHNERT 2009). Somit befindet sich auch das rezent durch Gletscherschmelze freigelegte Material auf unterschiedlichen Höhen. Dies kann sich wiederum, wie bei SCHUMANN et al. (2016) beschrieben, auf den Vegetationsbewuchs auswirken, da sich die Vegetation in niedrigeren Lagen aufgrund günstigerer klimatischer Bedingungen deutlich leichter

etablieren und somit rascher ausbreiten kann. So beträgt die Vegetationsperiode im Stubaital auf 2880 m ü.d.M. nur 5 Wochen bis 2 Monate (ERSCHBAMER 2013 nach LARCHER et al. 2010), während sie im Gletschervorfeld des Rotmoosferner im Ötztal auf 2400 m ü.d.M. noch bei mehr als 3 Monaten liegt (ERSCHBAMER 2013).

Neben der Vegetationssukzession kann sich die Höhenlage eines Gletschervorfelds auch auf die ablaufenden geomorphologischen Prozesse und damit auf die Morphodynamik auswirken. In der Arbeit von BECHT (1995a) ist beispielsweise festgestellt worden, dass es eine Obergrenze für Rinnenbildung und damit lineare Prozesse gibt, da größere Höhenlagen überwiegend sehr grobes Material aufweisen, in dem Niederschlag schnell versickert (vgl. Kapitel 2.2.1). Gleichzeitig ist in hohen Lagen der Zeitraum für lineare Prozesse im Allgemeinen durch die kurze schneefreie Periode stärker begrenzt. Vergleichende Untersuchungen des Höheneinflusses auf die Morphodynamik, beispielsweise über Untersuchungsgebiete in unterschiedlichen Höhenlagen, wurden allerdings auf Lateralmoränen bislang nicht durchgeführt.

2.4.5 Hangunterschneidung durch Gerinne und Hang-Gerinne-Konnektivität

Die geomorphologische Aktivität kann ebenfalls durch die Sedimentkonnektivität der Lateralmoräne zu einem aktiven Gerinne beeinflusst werden (CARRIVICK & HECKMANN 2017). Häufig fehlt jedoch die Konnektivität zwischen den Hängen und den Gerinnen, sodass akkumuliertes Material für eine lange Zeit am Hangfuß verweilt, bevor es das Gerinne erreicht (BECHT 1995b). HAAS et al. (2012) stellten fest, dass von Muren während eines Starkregenereignisses im August 2011 mobilisiertes Material auf Lateralmoränen im Vorfeld des Gepatschferners (Österreich) nur zu 29 % in das Gerinne am Hangfuß gelangte, während ein Großteil des Materials sich in Form von Levées oder Murkegeln am Fuß der Hänge akkumulierte. Es ließen sich jedoch Unterschiede je nach der Hangneigung und Hanglänge feststellen: So gelangten an dem steileren und kürzeren analysierten Hangabschnitt 59 % des erodierten Materials in den Bach, was auf eine gute Kopplung hindeutet. An dem weniger steilen und längeren Moränenabschnitt hingegen akkumulierten 91 % des mobilisierten Materials am Hangfuß.

Neben Material, das durch Hangprozesse in das Gerinne eingetragen wird, kann es auch zu einer Hangunterschneidung durch den Bach kommen. So wird beispielsweise in HAAS et al. (2012) beschrieben, dass der Bach am Hangfuß der oben beschriebenen Moränenabschnitte durch eine laterale Erosion von 20 m während des Starkregenereignisses Sediment erodierte. Möglicherweise führt eine derartige Hangunterschneidung zu einer Destabilisierung der Lateralmoräne und weiteren Erosionsprozessen (vgl. ALTMANN et al. 2020; NEUGIRG 2016). Es wurden jedoch bislang keine vergleichenden Untersuchungen dazu durchgeführt, ob eine laterale Unterschneidung von Moränen zwangsweise zu einer anhaltend hohen Morphodynamik führt. Des Weiteren ist unklar, ob das Fehlen von Hangunterschneidung – insbesondere durch Extremereignisse – generell begünstigt, dass ein Moränenhang beispielsweise durch Bewuchs

stabil wird oder ob auch ohne Hangunterschneidung eine längerfristige hohe Morphodynamik, bedingt durch andere Ursachen, auftreten kann.

Bereits COSSART & FORT (2008) stellten fest, dass die Anpassungsprozesse im Gletschervorfeld durch Störungen im Kaskadensystem mit teils langer Zwischenlagerung von Sediment beeinflusst sind. LANE et al. (2017) konnten in ihrer Studie am Haut Glacier d’Arolla im Wallis in der Schweiz anhand der analysierten Daten ebenfalls zeigen, dass der Zusammenhang zwischen Gletscherschmelze und Sedimentfracht komplex ist. So erhöht sich zwar die Sedimentkonnektivität durch die Reduktion der Gletscherfläche und damit die Ausdehnung des proglazialen Bereichs sowie durch die bessere Verbindung zwischen den oberen Einzugsgebieten und dem proglazialen Bereich, jedoch führt die erhöhte Konnektivität auch zu negativen Rückkopplungen: Ein möglicher Effekt ist, dass nach anfänglichem hohem Sedimentexport die Sortierung des Sediments durch den fluvialen Transport zu einem erhöhten Widerstand in der Bewegung von proglazialen Bachbetten führt, sobald das Eis abgeschmolzen ist. Das bedeutet, dass das Sediment schwerer abtransportiert werden kann und damit die Transportkapazität verringert ist. Dies bewirkt eine Verringerung der Sedimentkonnektivität flussabwärts und macht das System abhängig von extremen Sedimenttransportereignissen. Eine weitere negative Rückkopplung kann durch die verstärkte Runsenerosion auf den Moränen verursacht werden, die vor allem sehr grobes Material bewegt und dieses am Fuß der Moränen akkumuliert, wodurch eine starke Diskonnektivität ausgelöst wird. Aufgrund dieser negativen Rückkopplungen ist für den Erhalt hoher Sedimentexportraten eine kontinuierliche Freilegung von noch nicht umgelagertem Sediment notwendig (LANE et al. 2017). Es ist davon auszugehen, dass nach dieser in LANE et al. (2017) beschriebenen Übergangsphase die Abflussmenge und damit die Transportkapazität der Bäche abnimmt, sobald die Gletscher stark abgeschmolzen sind.

2.4.6 Abstand vom LIA-Maximalstand

Des Weiteren kann auch der Abstand vom LIA-Maximalstand im Sinne des maximalen talwärtigen Vordringens der Gletscherzunge (falls ausgebildet entspricht dies der Position der Endmoränen) die geomorphologische Aktivität beschreiben, wie z.B. in CARRIVICK et al. (2013) dargestellt (s. Kapitel 2.3.2.2). Im Gegensatz zur Zeit seit Entgletscherung bildet die Entfernung vom LIA-Maximalstand nicht ab, dass Oberhangbereiche bereits früher entgletschern als Hangfußbereiche. Es ist jedoch ist zu erwarten, dass Gletschereis am Hangfuß den betreffenden Hang weiterhin prägt und somit kann der Abstand vom LIA-Maximalstand ein Indikator für die vollständige Entgletscherung gesamter Hangsegmente sein. Des Weiteren ist anzunehmen, dass auch Parameter wie z.B. die Hangneigung der Moränenhänge mit der Entfernung vom LIA-Maximalstand zusammenhängen (s. Kapitel 2.4.3).

2.5 Verwendung von (historischen) Luftbildern sowie UAV-Aufnahmen zur Erfassung von Oberflächenveränderungen

Luftbildaufnahmen haben ihren Ursprung in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Teilweise wurden bereits in den 1920er und 1930er Jahren Luftbilder aufgenommen, systematische Aufnahmen erfolgten aber vor allem ab den 1950er Jahren durch nationale Behörden. Ziel war von Beginn an die Generierung dreidimensionaler Daten durch Stereophotogrammetrie (MICHELETTI et al. 2015b). Die Bilder wurden v.a. für die Vermessung von Landschaften und die Beobachtung von Veränderungen der topographischen Oberflächen verwendet (MICHELETTI et al. 2015b; SCHIEFER & GILBERT 2007). Seit dem Aufkommen der digitalen Photogrammetrie in den 1990er Jahren wurde die Methode effizienter und verbreitete sich als wenig kosten- und zeitintensiver Ansatz (MICHELETTI et al. 2015b). Man spricht bei der Bearbeitung von historischen, analog aufgenommenen und gescannten Archivluftbildern auch von *archival aerial digital photogrammetry* (MICHELETTI et al. 2015b: S. 144). Die für die Rekonstruktion von 3D-Oberflächen von multiplen Fotoaufnahmen zum Einsatz kommende Methode des *Structure-from-Motion* (SfM) wird im Kapitel 5.3.1 näher erläutert (z.B. ABER et al. 2019; MICHELETTI et al. 2015b; WESTOBY et al. 2012).

Heutzutage sind die historischen wie auch die aktuellen Luftbilder von großem Wert u.a. für geomorphologische Fragestellungen, wie zum Beispiel die Rekonstruktion von Höhenveränderungen der Erdoberfläche über Jahrzehnte hinweg und die Erforschung von Einflüssen des Klimawandels (MICHELETTI et al. 2015b; SCHIEFER & GILBERT 2007; SMITH et al. 2016). Dabei fanden Archivluftbilder beispielsweise Anwendung in der fluvialen Geomorphologie (z.B. BAKKER & LANE 2017), bei Untersuchungen von Permafrostveränderungen (z.B. KÄÄB & VOLLMER 2000) und der Detektion und Quantifizierung von Hangprozessen (z.B. MICHELETTI et al. 2015a; SCHIEFER & GILBERT 2007; STARK et al. 2020). Auch in der Glaziologie werden Archivbilder photogrammetrisch analysiert und die daraus entstehenden Modelle zur Rekonstruktion von Gletscherständen und -volumina genutzt (MIDGLEY & TONKIN 2017; MÖLG & BOLCH 2017). SCHIEFER & GILBERT (2007) führten eine Analyse in einem Gletschervorfeld in British Columbia (Kanada) auf Basis von Archivluftbildern durch. Dabei wurden 12 Datensätze aus den Jahren zwischen 1947 und 1997 verwendet. Es konnten Höhenmodelle mit einer Auflösung von unter einem Meter generiert und Oberflächenveränderungen u.a. an Lateralmoränen analysiert werden. Die hohe Geomorphodynamik im Untersuchungsgebiet sowie die hohe Textur und die unbewachsene Oberfläche erleichterten dabei die Analyse. Über Jahrzehnte stattfindende Veränderungen konnten daher gut detektiert werden. Oberflächenveränderungen in kürzeren Zeiträumen von wenigen Jahren und v.a. bei nachlassender Dynamik auf Lateralmoränen werden jedoch durch systematische Fehler überdeckt und sind daher kaum detektierbar (SCHIEFER & GILBERT 2007).

Die Verbreitung von Digitalkameras in den 2000er Jahren und von Drohnen in den 2010er Jahren führte zu weiterer Popularität der digitalen Photogrammetrie (ABER et al. 2019). Insbesondere im Hochgebirge hat der photogrammetrische Ansatz aufgrund des einfacheren Transports der Ausrüstung Vorteile gegenüber der Methode des *Light Detection and Ranging* (LiDAR) (SCAIONI et al. 2018). Für Aufnahmen aus der Luft finden dabei zunehmend sog. *unmanned aerial vehicles*, kurz UAV, Anwendung. Meist kommen dafür Drohnen zur Anwendung, die mit einer Kamera oder anderen Sensoren ausgestattet sind. Während Drohnen ursprünglich für militärische Zwecke und Sicherheitsüberwachung eingesetzt wurden, erschlossen sich durch die Entwicklung kleinerer Drohnen neue Einsatzmöglichkeiten (ZEKKOS et al. 2018). Über Drohnenbilder und die Methode SfM (vgl. Kapitel 5.3) lassen sich hochgenaue topographische Daten zu geringen Kosten und auf eine benutzerfreundliche Art und Weise erheben (FONSTAD et al. 2013; WESTOBY et al. 2012). Die Genauigkeit und Präzision der Aufnahmen ist dabei vergleichbar mit der Methode des LiDAR, jedoch ist erstere Methode einfacher zu benutzen sowie weniger arbeitsintensiv (FONSTAD et al. 2013). Die Verwendung von UAVs zusammen mit SfM hat sich damit zu einer etablierten Methode entwickelt, um zentimetergenaue Oberflächenaufnahmen bzw. sogar Modelle mit Genauigkeiten von unter einem Zentimeter zu generieren (ELTNER et al. 2015; JAMES et al. 2020).

Es haben bereits verschiedene Studien gezeigt, dass die Methode des SfM durch Drohnenaufnahmen zur Rekonstruktion von topographischen Oberflächen komplexer Landschaften geeignet ist (z.B. NEUGIRG et al. 2016b; SMITH & VERICAT 2015; STARK et al. 2020). Auch an Moränen mit Toteis auf Spitzbergen wurden bereits Oberflächenveränderungen über Luftbilder und Drohnenaufnahmen, bearbeitet mit SfM, erfolgreich analysiert (TONKIN et al. 2016).

In den Gletschervorfeldern der Alpen wurden bislang jedoch keine detaillierten vergleichenden Untersuchungen auf Basis von (historischen) Luftbilddatensätzen oder wiederholten Drohnenaufnahmen durchgeführt, obgleich sie wichtige Informationen z.B. zu Oberflächenveränderungen auf Lateralmoränen liefern können.

3 Fragestellungen und Ziele

In dieser Arbeit wurden Lateralmoränen bezüglich der Entwicklung ihrer Morphodynamik, geomorphologischen Prozesse und Landschaftsformung beobachtet und analysiert. Somit sollen sowohl die räumliche als auch die zeitliche Entwicklung der Prozesse und Dynamik an den Moränen besser verstanden werden und Widersprüche in den Ergebnissen bisheriger Forschungen (vgl. Kapitel 2.3.2.4) geklärt werden. Dabei lautet die Kernfragestellung:

Lassen sich Unterschiede in der Entwicklung der Morphodynamik auf Lateralmoränenabschnitten verschiedener Gletschervorfelder feststellen und wie sind sie zu erklären?

Zur Bearbeitung dieser Fragen wurden 10 Gletschervorfelder in den Ostalpen, die in der LIA vergletschert waren, und 24 Lateralmoränenabschnitte als Untersuchungsflächen innerhalb dieser Vorfelder in unterschiedlicher Entfernung zum LIA-Maximalstand und damit mit unterschiedlicher Zeit seit Entgletscherung zur näheren Untersuchung ausgewählt. Für diese Gletschervorfelder wurden Archivluftbilddatensätze aus verschiedenen Jahrgängen, ergänzt durch eigene Drohnenaufnahmen auf den Untersuchungsflächen, über einen Zeitraum von insgesamt ca. 60 Jahren ausgewertet. Dadurch konnten über digitale Photogrammetrie Höhenmodelle und daraus wiederum Differenzhöhenmodelle (DoDs) errechnet werden, die eine Quantifizierung der Morphodynamik erlaubten. Dies war in vielen bisherigen Studien nicht erfolgt, wo stattdessen Erosionsvolumina über fehlendes Volumen anhand der Landschaftsformen geschätzt wurden (vgl. Kapitel 2.3.2.4). Durch den langen Beobachtungszeitraum konnte auf die Anwendung einer *Space-for-time*-Substitution mithilfe des Vergleichs der ausgewählten Moränenabschnitte verzichtet werden und es war vielmehr möglich, deren Gültigkeit zu prüfen. Somit können im Gegensatz zu bisherigen Studien auch initiale Unterschiede zum Zeitpunkt der Entgletscherung und deren Einflüsse auf die Morphodynamik analysiert werden. Die große Anzahl der ausgewählten Untersuchungsgebiete und -flächen stellte außerdem eine bessere Repräsentativität sicher, als dies in bisherigen Studien der Fall war.

Zunächst wurden in der Arbeit anhand der generierten Orthofotos, Drohnenvideos sowie DoDs auf den Untersuchungsflächen geomorphologische Hangprozesse identifiziert. Des Weiteren wurden an den Oberhangbereichen der Untersuchungsflächen auf Basis der DoDs Erosionsraten berechnet, um die Morphodynamik zu quantifizieren und ihre Entwicklung über die Zeit zu differenzieren. Im Folgenden wurde analysiert, durch welche Faktoren die Prozesse und die Morphodynamik sowie deren Entwicklung geprägt werden und welche Unterschiede sich dabei zwischen den verschiedenen untersuchten Gletschervorfeldern feststellen lassen. Dafür wurden folgende Fragestellungen und Hypothesen formuliert:

- (1) Welchen Einfluss hat die Zeit seit Entgletscherung auf die Morphodynamik? Der Idee der paraglazialen Anpassung folgend wäre von einer (starken) Abnahme der Morphodynamik im Laufe der Zeit seit Entgletscherung auszugehen (vgl. Kapitel 2.4.1).

- (2) Inwiefern beeinflusst das Ausschmelzen von Toteis die Morphodynamik und wie lange sind Auswirkungen feststellbar? Bisherige Studien deuten auf einen starken Einfluss hin, jedoch gibt es bislang wenige Daten hierzu (vgl. Kapitel 2.4.2). Die Analyse von DoDs, die viele Jahrzehnte umfassen, ermöglicht die Detektion von Toteis sowie eine Untersuchung der langfristigen Entwicklung.
- (3) Wie stark beeinflusst die Hangneigung insbesondere der Oberhangbereiche der Lateralmoränen die Morphodynamik und Landschaftsformung? Aufgrund der Angaben in der Literatur, z.B. zur Mindesthangneigung von Muren, ist von einer höheren Geomorphodynamik bei größerer Hangneigung auszugehen (vgl. Kapitel 2.4.3).
- (4) Zeigen Höhenlage und Vegetation einen Einfluss auf die Prozesstypen und die Morphodynamik? Aufgrund des schnelleren Vegetationsaufwuchses in niedrigen Höhenlagen könnte eine raschere Stabilisierung in diesen Höhenlagen erfolgen, während in großen Höhenlagen durch die Kürze der schneefreien Periode und die geringere Bedeutung fluvialer Prozesse die Formungsintensität wiederum herabgesetzt sein könnte (vgl. 2.4.4).
- (5) Wie beeinflusst laterale Hangunterschneidung die Morphodynamik? In einigen Studien wird diskutiert, dass laterale Hangunterschneidung zu einer anhaltend hohen Morphodynamik führen könnte, die eine Stabilisierung der betroffenen Lateralmoränenabschnitte erschwert (vgl. Kapitel 2.4.5). Dies soll in dieser Arbeit anhand einer größeren Stichprobe von Lateralmoränenabschnitten als in bisherigen Arbeiten überprüft werden.
- (6) Inwiefern kann die Morphodynamik durch die Entfernung vom LIA-Maximalstand beschrieben werden? Der Abstand vom talwärtigen LIA-Maximalstand (d.h. der Abstand von den Endmoränen der Maximalausdehnung) spiegelt die Entgletscherung gesamter Hangsegmente wider und könnte somit ein Maß für die Morphodynamik sein sowie Hinweise darauf geben, auf welchen Lateralmoränenabschnitten mit einer erhöhten Morphodynamik zu rechnen ist (vgl. Kapitel 2.4.6).

4 Untersuchungsgebiete

Für diese Arbeit wurden als Untersuchungsgebiete Lateralmoränenzüge von Gletschervorfeldern der Kleinen Eiszeit (LIA) ausgewählt. Innerhalb dieser Untersuchungsgebiete wurden wiederum Untersuchungsflächen in unterschiedlicher Entfernung zum LIA-Maximalstand bestimmt, die einer näheren Analyse bezüglich der Morphodynamik unterzogen wurden. Zunächst wird ein Überblick über Lage, Geologie, Klima und Vegetation der Untersuchungsgebiete gegeben und im Anschluss näher auf die Untersuchungsflächen eingegangen.

4.1 Auswahl und Lage der zehn Gletschervorfelder

Für die Untersuchung der in Kapitel 3 genannten Fragestellungen wurden insgesamt 10 Gletschervorfelder in den Ostalpen ausgewählt. Die Gebiete liegen in Deutschland, Österreich und Italien. Ein Kriterium für die Auswahl der Gebiete war die Abdeckung verschiedener Alpentäler und Gebirgsgruppen, die unterschiedliche klimatische und lithologische Bedingungen aufweisen. Daraus ergibt sich eine Verteilung der Untersuchungsgebiete entlang einer Nord-Süd-Achse über den Alpenhauptkamm sowie entlang einer West-Ost-Achse parallel zum Hauptkamm. Des Weiteren wurde darauf geachtet, unterschiedlich große und auf unterschiedlicher Höhenlage befindliche Gletschervorfelder auszuwählen sowie Vorfelder, in denen Lateralmoränen ausgeprägt sind.

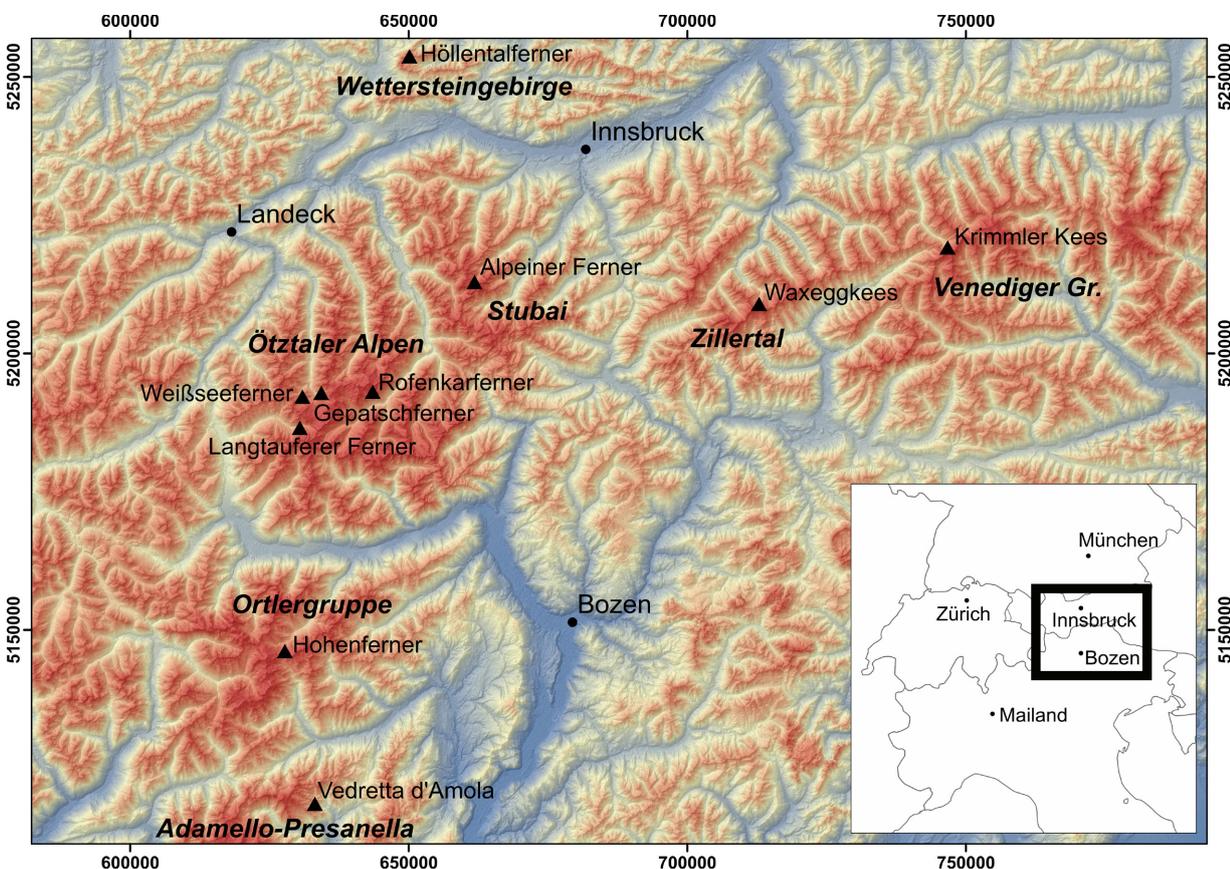


Abbildung 3: Übersichtskarte über alle Untersuchungsgebiete und die dazugehörigen Gebirgsgruppen (Markierungen entsprechen 50 km-Abständen, Quelle: ASTER DEM von NASA, METI und J-spacesystems)

Untersuchungsgebiete

Die Lage der 10 ausgewählten Gletschervorfelder kann Abbildung 3 entnommen werden. Zudem sind die innerhalb der Gletschervorfelder bestimmten Untersuchungsgebiete in Tabelle 2 zusammen mit den Gebirgsgruppen, zu denen die ausgewählten Gletschervorfelder gehören, der umfassten Höhenlage sowie ihrer Fläche aufgelistet. Aus Gründen der Praktikabilität sind die Untersuchungsgebiete nach den jeweiligen Gletschern benannt, die sie geformt haben.

Tabelle 2: Untersuchungsgebiete der Arbeit mit zugehöriger Gebirgsgruppe, Höhenlage und umfasster Fläche

Untersuchungsgebiet	Gebirgsgruppe	Fläche des Untersuchungsgebietes (ha)	Höhenlage (m ü.d.M.)
Alpeiner Ferner	Stubaier Alpen	128	2265-2755
Gepatschferner	Kaunertal/Öztaler Alpen	278	1938-2616
Höllentalferner	Wettersteingebirge	16	2115-2353
Hohenferner	Martelltal/Ortler-Alpen	40	2593-2876
Krimmler Kees	Venedigergruppe/ Hohe Tauern	138	1864-2470
Langtauferer Ferner	Öztaler Alpen	124	2064-2668
Rofenkarferner	Öztaler Alpen	43	2620-3049
Vedretta d'Amola	Adamello-Presanella-Gruppe	38	2450-2741
Waxeggkees	Zillertaler Alpen	132	1927-2635
Weißseeferner	Kaunertal/Öztaler Alpen	143	2361-2946

Die Untersuchungsgebiete wurden so definiert, dass sie die Ausdehnung des LIA-Maximalstands umfassen, also den Lateralmoränenzügen an den Kämmen entlang folgen. Nach oben hin wurden die Gebiete so abgegrenzt, dass sie noch Bereiche umfassen, die auf den ersten vorliegenden Luftbildern aus den 1950er Jahren gletscherbedeckt waren. Häufig entspricht die obere Grenze dem Ende der stark ausgeprägten, aktuell erkennbaren Lateralmoränen. Die Kartierungen der Untersuchungsgebiete finden sich zusammen mit anderen Ergebnissen in Anhang B.

Wie in Tabelle 2 ersichtlich, befinden sich die Untersuchungsgebiete in Höhenlagen zwischen 1938 m ü.d.M. und 3049 m ü.d.M. und umfassen somit ca. 1100 Höhenmeter. Dadurch sind unterschiedliche klimatische und damit auch biogeomorphologische Bedingungen gegeben. Die Fläche der Untersuchungsgebiete ist vor allem abhängig von der Größe des Gletschers, der sie geprägt hat, denn bei größeren Gletschern ist in der Regel auch die Fläche größer, die seit dem LIA-Maximalstand ausgeapert ist. So ist das Vorfeld des Gepatschferners am größten, gefolgt von den größtmäßig vergleichbaren Vorfeldern des Alpeiner Ferners, Krimmler Kees, Langtauferer Ferners, Waxeggkees und Weißseeferners. Die in der LIA umfassten Flächen des

Höllentalferners, Hohenferners, Rofenkarferners sowie des Vedretta d’Amola sind entsprechend der Gletschergrößen deutlich kleiner.

Auf die geologischen, klimatischen und vegetationsökologischen Eigenschaften der Untersuchungsgebiete wird im Folgenden näher eingegangen.

4.2 Zugehörigkeit zu geologischen Einheiten

Die Untersuchungsgebiete gehören verschiedenen geologischen Einheiten an und werden im Folgenden, gebündelt nach diesen Einheiten, geologisch charakterisiert. Ein Überblick über die Einheiten ist in Abbildung 4 zu sehen.

Höllentalferner	Wettersteingebirge
Alpeiner Ferner	Ötztal-Stubai-Kristallin
Gepatschferner	
Langtauferer Ferner	
Rofenkarferner	
Weißseeferner	
Hohenferner	Ortler-Campo Kristallin
Krimmler Kees	Tauernfenster
Waxeggkees	
Vedr. d’Amola	Adamello-Presanella

Abbildung 4: Zugehörigkeit der Untersuchungsgebiete zu geologischen Einheiten

4.2.1 Wettersteingebirge

Das Gletschervorfeld des Höllentalferners liegt im Wettersteingebirge, welches Teil der nördlichen Kalkalpen und somit des Ostalpins ist. Der Gipfelbildner der höheren Berge ist der Wettersteinkalk, der zu den Plattformkarbonaten gehört und sich in der Trias (Ladinium/Karnium) bildete. Die sogenannte Wettersteinplattform, bestehend aus Kalkabscheidungen der Organismen im warmen Wasser der Neotethys, erreichte ca. 1 km Mächtigkeit. Im Zuge der Heraushebung der Alpen und der Deckenüberschiebungen (alpidische Gebirgsbildung) wurden die Gesteinsplatten nach Norden auf das Penninikum überschoben (MESCHÉDE 2018). Das hochalpine Landschaftsbild ist geprägt durch steile Felswände. Die starke Verkarstung des Wettersteinkalks führt dazu, dass unterirdische Bewässerung vorherrschend ist (BECHT 1995a; HIRTLREITER 1992).

4.2.2 Ötztal-Stubai-Kristallin und Ortler-Campo Kristallin

Neben den Nördlichen Kalkalpen besteht das Ostalpin im Wesentlichen aus dem zentralen Ostalpin, in dem das variszische und alpidisch deformierte kristalline Grundgebirge überwiegt (MESCHEDE 2018). Sowohl das Ötztal-Stubai-Kristallin als auch das Ortler-Campo Kristallin gehören dem zentralen Ostalpin an (MAIR et al. 2007). In den zum Ötztal-Stubai-Komplex gehörenden Untersuchungsgebieten sind folgende Gesteine zu finden:

- Im Kaunertal, und damit den Gletschervorfeldern des Gepatsch- und Weißseeferners, kommen vorwiegend Paragneise (v.a. Biotitplagioklasgneis), granitische Orthogneise und zwischengeschaltete Amphibolite vor (VEHLING 2016).
- Im Rofental, in dem das Vorfeld des Rofenkarferners liegt, besteht das Festgestein überwiegend aus Biotit-Plagioklasen, Biotiten und Muskovit-Gneisen, verschiedenen Glimmerschiefern, und Gneis-Schiefern (STRASSER et al. 2018).
- Der Bereich des Alpeiner Ferners ist vom Alpeiner Granitgneis geprägt, einem Biotitgranit (HAMMER 1929; KLÖTZLI-CHOWANETZ 2016; PALZER 2016).
- Im Langtauferer Tal, am Westrand des Ötztal-Massivs gelegen, herrschen Gneise und Glimmerschiefer vor (STÖTTER 1992).

Das Gletschervorfeld des Hohenferners ist Teil des Ortler-Campo Kristallins und nach MAIR et al. (2007) innerhalb dessen Teil der Peio-Einheit. Diese besteht aus einer Abfolge von Glimmerschiefern (Granat-Biotit-Stauroolith Schiefer) mit Einschaltungen von Amphiboliten, Orthogneisen und Marmoren.

4.2.3 Tauernfenster

Das Tauernfenster ist ein tektonisches Fenster in den Zentralalpen in Österreich, in dem das Penninikum oberflächlich ausstreicht. Teilweise wird es auch als penninisch-helvetisches Doppelfenster betrachtet. Im Tauernfenster finden sich Gesteine des variszischen Sockels, die durch die alpine Metamorphose überprägt wurden (MESCHEDE 2018). Durch die Kollision der afrikanischen mit der eurasischen Platte wurden die Gesteine dort besonders stark abgesenkt, metamorphisiert und anschließend wieder gehoben. Da die Ostalpen im Bereich des Tauernfensters besonders stark angehoben wurden und andere daraufliegende Schichten abglitten, konnte die Erosion die unter den Decken befindlichen Gesteine freilegen. So kommen im Kernbereich Zentralgneise zum Vorschein, umgeben von der Schiefernhülle des Tauernfensters (PINDUR & LUZIAN 2007).

Diese Zentralgneiszone umfasst die in Entstehungsgeschichte und Alter ähnlichen Gesteine des Tuxer Gneis – durch Metamorphose veränderter Granit (Augen-Flasergneis) – und die granitischen Gesteine des Zentralkammes im Granit-Diorit-Komplex, auch Plutonite des Zillertaler Kerns genannt. Der proglaziale Raum des Waxeggkees im Oberen Zemmgrund gehört zum

Granit-Diorit-Komplex. Dort sind granitische und dioritische Gesteine in Form von hellen Graniten, schwarz-weißen Quarzdioriten sowie teilweise Gabbros vorzufinden (CHRISTA 1931; LAMMERER 1975; PINDUR & LUZIAN 2007). Das Talende des Krimmler Tales liegt bereits in der Schiefernhülle des Tauernfensters (AMT FÜR GEOLOGIE UND BAUSTOFFPRÜFUNG, AUTONOME PROVINZ BOZEN 2011) und ist von Glimmerschiefern, Gneisen, metamorphen Differenzierungen, aplitischen Durchäderungen und diskordanten Granitkörpern geprägt (KARL & SCHMIDEGG 1964).

4.2.4 Adamello-Presanella-Massiv

Das Adamello-Presanella-Massiv liegt in den Südalpen, in Norditalien, und umfasst mehr als 550 km². Es handelt sich um das größte (670 km²) und älteste (42-31 Millionen Jahre, Oligozän) intrusive Massiv der Alpen (CARTON & BARONI 2017). Es wird in der Literatur auch Adamello-Pluton oder -Batholit genannt (CARTON & BARONI 2017; MESCHÉDE 2018). Das Massiv besteht hauptsächlich aus Granitoiden, darunter Granodiorit, Tonalit, Quarzdiorit, und einem geringeren Anteil an Diorit und Gabbro (DUPUY et al. 1982). Die Vedretta d'Amola liegt im Bereich des Monte Presanella und gehört daher zur Einheit der Presanella-Tonalite (CARTON & BARONI 2017).

Zusammenfassend lässt sich vereinfacht festhalten, dass lediglich das Untersuchungsgebiet des Höllentalferners aus Kalkgestein besteht. Die dem kristallinen Grundgebirge des Ostalpins angehörigen Gletschervorfelder weisen eine miteinander vergleichbare Lithologie v.a. mit Gneisen und Glimmerschiefern auf. Sowohl das Vorfeld des Waxeggkees als auch das der Vedr. d'Amola sind durch granitische Gesteine geprägt, während das Krimmler Kees-Vorfeld eher von Glimmerschiefern und Gneisen dominiert wird.

4.3 Klimatische Bedingungen

Innerhalb der von den Untersuchungsgebieten abgedeckten Region kann zwischen den von hohen Niederschlagssummen gekennzeichneten Nördlichen Kalkalpen, Hohen Tauern und Zillertal und den niederschlagsärmeren inneralpin gelegenen Tälern unterschieden werden. So stellen die Alpenränder die windzugewandten Seiten dar, an denen es zu Stauniederschlägen kommt, während die Leeseite in den Inneralpen deutlich trockener ist (ADLER et al. 2015). Es muss allerdings bedacht werden, dass sich in größeren Höhenlagen die Niederschläge zwischen verschiedenen Lagen in den Alpen zunehmend angleichen (VEIT 2002). Diese Verteilung der Niederschlagssummen in den Alpen wird auch durch den mittleren Jahresniederschlag für die einzelnen Untersuchungsgebiete wiedergegeben. Die Werte für die Untersuchungsgebiete wurden auf einer Karte des Interreg IV Projekts „3PClim – Past, Present, and Perspective Climate of Tirol, South Tyrol and Veneto“ (www.alpenklima.eu) abgelesen, die auf Interpolationen anhand einer Vielzahl von Klimastationen im Alpenraum im Zeitraum 1981-2010 basiert (vgl.

ADLER et al. 2015). So ist der mittlere Jahresniederschlag am Höllentalferner, Krimmler Kees und Waxeggkees mit ca. 1501-1750 mm am höchsten (s. Tabelle 3). Der zweithöchste Jahresniederschlag wird am Alpeiner Ferner im Stubai erreicht (1251-1500 mm). Das Hintere Kautental mit Weißseeferner- und Gepatschferner-Vorfeld erreicht 1101-1250 mm in Übereinstimmung mit den Klimadiagrammen für die Gepatschalm (1941 m ü.d.M., 1096 mm) und der Station Weißsee (2516 m ü.d.M., 1210 mm) (DUSIK 2020 auf Basis von Daten der TIWAG). Besonders trocken sind die Vorfelder des Hohenfernens, Langtauferer Ferners und Rofenkarfernens mit 951-1100 mm.

Neben der Höhe des Niederschlags ist auch die Verteilung des Niederschlags über das Jahr unterschiedlich. Während in den Zentralalpen im Jahresverlauf ein klares Niederschlagsmaximum im Sommer und sehr trockene Winter gemessen werden (VEIT 2002), so sind die Winter in den Nordalpen und damit am Höllentalferner im Vergleich aller Untersuchungsgebiete am feuchtesten (301-400 mm Summe Winterniederschlag). Auch die Hohen Tauern und das Zillertal weisen mit ca. 250-300 mm einen beträchtlichen Winterniederschlag auf. Im Sommer sind die Unterschiede nicht ganz so groß, denn dann entfallen auf die Randgebiete 501-600 mm Niederschlag und auf die inneralpinen Gebiete 401-500 mm (www.alpenklima.eu). Der höhere Sommerniederschlag in den inneralpinen Gebieten ist auf den Beitrag von Konvektionsniederschlägen aus Schauern und Gewittern zurückzuführen (ADLER et al. 2015). Bei der Betrachtung der Niederschläge und dabei insbesondere bei den nach Jahreszeiten aufgeteilten, muss beachtet werden, dass der feste Winterniederschlag bei Messungen stärker unterrepräsentiert ist und somit besonders der Niederschlag in hohen Lagen zu niedrig geschätzt werden kann. Auch die Winddrift und das dünnere Messnetz können dazu führen, dass der tatsächliche Niederschlag potenziell höher ist (vgl. ADLER et al. 2015).

Die Lufttemperatur ist innerhalb der Ostalpen vor allem von der Höhenlage abhängig. Die Null-Grad-Isotherme der mittleren jährlichen Lufttemperatur schwankt von Nord nach Süd zwischen 2300 und 2600 m ü.d.M. (ADLER et al. 2015). Die Schwankungen liegen unter anderem daran, dass die Isolinien gleicher Lufttemperatur in den Zentralalpen etwas höher liegen als in den Randalpen, bedingt durch den „Massenerhebungseffekt“. Zudem ist ein deutlicher Unterschied zwischen Nord- und Südalpen gegeben (VEIT 2002).

Da die meisten Messstationen nicht in der Höhenlage der Gletschervorfelder liegen, kann die Lufttemperatur, wie bereits der Niederschlag, nur geschätzt werden. Sie wurden wiederum auf Karten des 3PClim-Projekts (www.alpenklima.eu) abgelesen (s. Tabelle 3) sowie über im Rahmen des Projekts veröffentlichte Daten der verwendeten Stationen über den mittleren Höhengradienten von 0,65 °C pro 100 m (vgl. VEIT 2002) stichprobenweise kontrolliert. So liegt die Jahresmitteltemperatur der Luft für die in Teilen tiefgelegenen Untersuchungsgebiete (ca. 2000-2300 m ü.d.M.) bei ca. 0-2 °C (Gepatschferner, Höllentalferner, Krimmler Kees, Waxegg Kees). Die Lufttemperatur an der Station Gepatschalm (1941 m ü.d.M.) beträgt im Jahresmittel

2,5 °C (DUSIK 2020), was die interpolierten Werten bestätigt. Die Teile der Untersuchungsgebiete zwischen ca. 2300 und 2600 m ü.d.M. weisen eine Jahresmitteltemperatur der Luft von -2 bis 0 °C auf (z.B. Alpeiner Ferner, Vedr. d'Amola). Die Station Weißee (2516 m ü.d.M.) reiht sich mit -0,3 °C darin ein (DUSIK 2020). In Höhenlagen ab ca. 2700 m ü.d.M. werden -2 bis -4 °C erreicht (z.B. Hohenferner, Weißseeferner). Die niedrigsten Lufttemperaturen lassen sich am Rofenkarferner finden, wo im höheren Gletschervorfeld im Jahresmittel -4 bis -6 °C vorherrschen.

Tabelle 3: Mittlere Jahresniederschlagssummen, mittlere Jahreslufttemperaturen und Höhenlagen der Untersuchungsgebiete. Niederschlags- und Temperaturdaten von www.alpenklima.eu. Die Standorte der Untersuchungsgebiete wurden auf der Karte der Homepage bestmöglich geschätzt. Mittlere Jahreslufttemperatur wird für den unteren (linke Spalte) sowie den oberen Bereich (rechte Spalte) der Untersuchungsgebiete angegeben.

Untersuchungsgebiet	Mittlerer Jahresniederschlag (mm)	Mittlere Jahreslufttemperatur (°C)		Höhenlage (m ü.d.M.)
Alpeiner Ferner	1251-1500	-2 bis 0	-2 bis -4	2265-2755
Gepatschferner	1101-1250	0 bis 2	-2 bis 0	1938-2616
Höllentalferner	1501-1750	0 bis 2	0 bis 2	2115-2353
Hohenferner	951-1100	-2 bis 0	-2 bis -4	2593-2876
Krimmler Kees	1501-1750	0 bis 2	-2 bis 0	1864-2470
Langtauferer Ferner	951-1100	0 bis 2	-2 bis 0	2064-2668
Rofenkarferner	951-1100	-2 bis -4	-4 bis -6	2620-3049
Vedretta d'Amola	1251-1500	-2 bis 0	-2 bis 0	2450-2741
Waxeggkees	1501-1750	0 bis 2	-2 bis 0	1927-2635
Weißseeferner	1101-1250	-2 bis 0	-2 bis -4	2361-2946

Die Anzahl der Eistage (Tageshöchsttemperatur der Luft < 0 °C) liegt für die meisten Untersuchungsgebiete zwischen 122 und 183 Tagen im Jahr, mit Ausnahme der Untersuchungsgebiete Höllentalferner, Krimmler Kees und Waxeggkees, in denen wegen der tiefen Lage zwischen 61 und 122 Eistage auftreten. In den höher gelegenen Gebieten ab ca. 2600 m ü.d.M. gibt es zwischen 243 bis 304 Frosttage (Tagestiefsttemperatur der Luft < 0 °C), während es in den Untersuchungsgebieten unter ca. 2600 m ü.d.M. 184-243 Tage sind. Frostwechseltage (Tiefsttemperatur der Luft unter und Höchsttemperatur über 0 °C), die begünstigend für geomorphologische Prozesse sein können, werden durch ein kompliziertes Ineinandergreifen von Seehöhen- und Inversionseffekten bestimmt (ADLER et al. 2015). Sie treten allgemein in den tiefsten Lagen am seltensten auf. So erfahren die Gletschervorfelder des Höllentalferners, Waxeggkees, Krimmler Kees und auch des Alpeiner Ferners 92-122 Frostwechseltage. Auch die hohen Lagen der Vorfelder von Weißseeferner und Rofenkarferner weisen lediglich 106-122 Frostwechseltage auf. Die proglazialen Gebiete des Gepatschferners, Hohenferners, Langtauferer Ferners und der Vedr. d'Amola sind mit 123-137 Tagen durch mehr Frostwechseltage gekennzeichnet (www.alpenklima.eu). Insgesamt sind die Unterschiede zwischen den Untersuchungsgebieten bezüglich der Frostwechseltage jedoch gering.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die Untersuchungsgebiete aufgrund ihrer Lage – am Rand der Alpen oder inneralpin – und ihrer Höhenlage unterschiedliche Klimate aufweisen. So sind die tiefgelegenen Gebiete des Gepatschferners, Höllentalferners, Krimmler Kees, Langtauferer Ferners und Waxeggkees im Jahresmittel am wärmsten. Das feuchteste Klima weisen die Gebiete an den Randalpen (Höllentalferner, Vedr. d’Amola) sowie Krimmler Kees und Waxeggkees auf, während die inneralpinen Gebiete des Hohenferners, Langtauferer Ferners und Rofenkarferners besonders trocken sind. Die Vorfelder von Rofenkarferner und Weißseeferner befinden sich in den größten Höhenlagen und sind daher auch am kältesten. Das proglaziale Gebiet des Gepatschferners ist so groß, dass es verschiedene Höhenstufen und somit Temperaturen abdeckt.

4.4 Vegetation

Die Vegetation im Untersuchungsraum ist aufgrund der klimatischen Bedingungen vor allem geprägt von der Höhenlage sowie der Lage innerhalb der Ostalpen. Betrachtet man die Höhenstufen im Nord-Süd-Profil, so zeigt sich durch den Massenerhebungseffekt und eine stärkere Kontinentalität eine Aufwölbung im Bereich der Zentralalpen und ein höheres Niveau am Alpensüdrand als am Nordrand (VEIT 2002).

Die am niedrigsten gelegenen Untersuchungsgebiete befinden sich noch in der hochsubalpinen Höhenstufe, die in den Randalpen von ca. 1650 bis 2000 m und in den Zentralalpen von ca. 2000 m bis 2300 m reicht (vgl. KILIAN et al. 1994). Ihre obere Grenze bildet auch die Baumgrenze (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010; VEIT 2002). Die hochsubalpine Stufe ist in den Inneralpen von zwergstrauchreichen Lärchen-Zirbenwäldern geprägt, sofern diese nicht zur Almnutzung abgeholzt wurden, und in den Randalpen (Kalkalpen) v.a. von Karbonat-Latschengebüsch, die teils die ursprünglichen Lärchen-Zirben-Wälder ersetzen (AUTONOME PROVINZ BOZEN-SÜDTIROL 2010; KILIAN et al. 1994; PINDUR & LUZIAN 2007). Es schließt sich die alpine Zone mit Zwergsträuchern, alpinen Matten und Schuttvegetation an (PINDUR & LUZIAN 2007; VEIT 2002). Sie reicht am Alpenrand bis ca. 2500 m ü.d.M. und in den Zentralalpen bis 3000 m ü.d.M. hinauf (VEIT 2002), was der Obergrenze einer mehr oder weniger geschlossenen Vegetation entspricht (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010). Somit fällt der Großteil der Untersuchungsgebiete dieser Arbeit in den Bereich der alpinen Zone. Aufgrund der Gletscherbedeckung kann das proglaziale Gebiet allerdings erst seit maximal 170 Jahren wieder bewachsen werden, weshalb sich insbesondere in Lagen mit größerem Abstand zum LIA-Maximalstand die ursprüngliche Vegetation in Artenvielfalt und Dichte noch nicht wieder angesiedelt hat bzw. ein Unterschied zum Gelände außerhalb des proglazialen Bereichs festzustellen ist. Erschwert wird die Sukzession bei starker geomorphologischer Aktivität im Gletschervorfeld. In den untersten Bereichen der Vorfelder ist Vegetationssukzession aber bereits vonstatten gegangen (vgl. Kapitel 6.4.4).

4.5 Untersuchungsflächen

4.5.1 Auswahl der Flächen

Innerhalb der definierten Untersuchungsgebiete wurden Lateralmoränenabschnitte als Untersuchungsflächen kartiert, die einer Detailanalyse unterzogen wurden. Sie wurden so gewählt, dass sie in unterschiedlicher Entfernung zum LIA-Maximalstand liegen und somit auch unterschiedliche Zeiträume seit Entgletscherung repräsentieren. Eine Ausnahme bilden Abschnitte, die gleichzeitig eine Grundmoräne eines einst von der Seite hinzugeflossenen Gletschers darstellen (APF3, LTF2) sowie die Auswahl einer Endmoräne am Höllentalferner. Abschnitte mit großen Festgesteinsbereichen wurden nicht einbezogen, um eine lokale Sondersituation auszuschließen. Die Umrisse der Untersuchungsflächen wurden zunächst auf Basis der bereits vorhandenen Orthofotos der Gletschervorfelder ausgewählt und vorläufig kartiert.

Im Gelände wurden die vorausgewählten Flächen hinsichtlich ihrer Zugänglichkeit, geomorphologischen Dynamik und möglicher natürlicher Abgrenzungen beurteilt und auf diese Weise optimiert. Die Begrenzungen wurden im Allgemeinen wie folgt gewählt: Die untere Grenze der Untersuchungsfläche entspricht dem rezenten Bachlauf am Fuß des Lateralmoränenabschnitts, sofern vorhanden. Andernfalls ist die untere Begrenzung der Ablagerungsbereich des Moränenhangs. Die obere Begrenzung stellt in der Regel der Kamm der Moränen dar. In Fällen, in denen der Lateralmoränenabschnitt zugleich eine Grundmoräne eines einst seitlich zugeflossenen Gletschers ist, stellt die Anrisskante bzw. der Muschelanbruch von auf all diesen Untersuchungsflächen vorhandenen Runsen die obere Begrenzung dar. Hinsichtlich der seitlichen Begrenzungen der Untersuchungsflächen wurde versucht, diese an den hydrologischen Grenzen der Fließrinnen zu orientieren. Sedimenttransportwege, also zum Beispiel Abflussrinnen oder Runsen, werden so nicht geteilt oder nur teilweise in die Kartierung einbezogen, da dies eine Interpretation erschweren würde. Neben der visuellen Begutachtung der Hänge wurden in *SAGA GIS* (CONRAD et al. 2015) mit dem Tool *Flow Accumulation (Top-Down)* Fließwege berechnet, die eine korrekte Festlegung der seitlichen Begrenzung unterstützen. Die endgültigen, exakten Umrisse wurden auf den aus Drohnenaufnahmen generierten, hochgenauen Orthofotos kartiert (Methodik s. Kapitel 5.2.2 und 5.3.2). Um Vergleichbarkeit zu gewährleisten, wurden die anhand rezenter Zustände auf den Lateralmoränen definierten Untersuchungsflächen mit identischem Umriss auch für die Analyse der historischen Daten angewandt.

In den meisten Untersuchungsgebieten wurden drei Flächen zur genaueren Untersuchung ausgewählt. In einigen kleineren Gletschervorfeldern mit kurzen Moränenzügen wurden jedoch nur zwei Lateralmoränenabschnitte eingehender untersucht. Die Untersuchungsflächen sind jeweils nach dem abgekürzten Namen der entsprechenden Gletscher benannt sowie entsprechend ihrer Lage von unten nach oben durchnummeriert. Die Lage der einzelnen Untersuchungsflächen in den jeweiligen Untersuchungsgebieten ist den Karten in Anhang B zu entnehmen.

Tabelle 4: Übersicht über alle Untersuchungsflächen und deren Fläche, Höhenlage, Hangneigung, Exposition, Zeitpunkt der Entgletscherung und, wo vorhanden, Dauer der Präsenz von Toteis

Untersuchungsgebiet	Untersuchungsfläche	Fläche (m ²)	Höhenlage (m ü.d.M.)	Mittl. Hangneigung (°)	Exposition	Zeitpunkt der Entgletscherung	Präsenz von Toteis
Vedr. d'Amola	AM1	30 238	2515-2622	28,1	NNO/NO	1964	
	AM2	24 568	2517-2608	29,2	S/SSW	1963	Toteis bis heute
Alpeiner Ferner	APF1	41 605	2358-2519	30,1	ONO	1904	
	APF2	16 095	2508-2591	30,5	WNW/NW	1948	Toteis bis heute
	APF3	72 011	2593-2750	29,1	O/SO	2012	Toteis bis heute
Gepatschferner	GPF1	48 703	2077-2263	34,6	W/WSW	1957	
	GPF2	59 305	2089-2328	35,4	WSW/SW	1963	
Hohenferner	HF1	17 062	2658-2734	25,7	ONO	1928	
	HF2	13 327	2710-2797	32,8	WSW	1963	Toteis bis max. 2006
Höllentalferner	HTF1	21 199	2142-2293	32,1	O/SO	1893	
Krimmler Kees	KK1	9144	2046-2112	34,7	WSW	1960	
	KK2	26 738	2059-2193	36,3	W/SW	1980	Toteis bis heute
	KK3	31 869	2059-2202	34,9	ONO	1980	Toteis bis heute
Langtauferer Ferner	LTF1	17 062	2183-2320	36,2	NNW	1899	
	LTF2	47 949	2380-2602	37,6	NNW	1967	
	LTF3	20 101	2522-2634	34,5	S/SSW	1911	
Rofenkarferner	RKF1	30 211	2683-2780	23,5	SW/SSW	1897	
	RKF2	15 861	2757-2857	30,1	SO	1919	
	RKF3	11 974	2859-2962	33,1	W	1990	Toteis ca. 1953-1971
Waxeggkees	WEK1	30 718	2029-2163	30,6	WNW	1932	Toteis bis max. 1971
	WEK2	42 850	2062-2229	32,5	WNW/NW	1935	Toteis bis max. 1971
	WEK3	88 013	2069-2327	29,2	O	1936	Toteis bis max. 2010
Weißseeferner	WSF1	18 550	2497-2623	31,3	W/WSW	1931	
	WSF2	25 452	2593-2716	33,3	WSW	1960	Toteis bis max. 2014

4.5.2 Charakteristika der Untersuchungsflächen

In Tabelle 4 ist eine Übersicht über die Untersuchungsflächen sowie ihre Höhenlage, mittlere Hangneigung, Exposition, die Jahre seit Entgletscherung und, wo vorhanden, die Präsenz und Dauer von Toteis gegeben. Grundlage der Angaben sind die im Rahmen der Arbeit erstellten Höhenmodelle und die Ableitungen daraus (s. Kapitel 5.8). Der Zeitpunkt der Entgletscherung ergibt sich aus der im Rahmen der Arbeit durchgeführten Gletscherstandskartierung (Kapitel 5.6) und der Interpolation zwischen den Gletscherständen (Kapitel 5.8.2). Die räumliche Verortung der Untersuchungsflächen in den jeweiligen Untersuchungsgebieten ist in Anhang B in den folgenden Abbildungen zu finden: Abbildung B 1 (Vedr. d'Amola), Abbildung B 5 (Alpeiner F.), Abbildung B 10 (Gepatschf.), Abbildung B 14 (Hohenf.), Abbildung B 18 (Höllentalf.), Abbildung B 21 (Krimmler K.), Abbildung B 26 (Langtauferer F.), Abbildung B 31 (Rofenkarf.), Abbildung B 36 (Waxeggk.) und Abbildung B 41 (Weißseef.).

4.5.2.1 Höhenlage

Die Höhenlage der Untersuchungsflächen ist bereits durch den Höhenumfang der Untersuchungsgebiete, in denen sie liegen, begrenzt. Dennoch weisen sie auch innerhalb der Gletschervorfelder teils deutliche Höhenunterschiede auf (vgl. Tabelle 4). Diese sind naturgegeben größer, wenn das Gletschervorfeld durch einen größeren Gletscher geprägt wurde und daher eine größere Längserstreckung aufweist. Einen großen Höhenumfang weisen die Untersuchungsflächen am Langtauferer Ferner auf. Dort befindet sich der Fuß des Hanges von LTF1 auf 2183 m ü.d.M., während die höchste Fläche LTF3 bis 2634 m reicht. Aufgrund der innerhalb der Untersuchungsgebiete abgedeckten Höhenlagen sind auch zwischen verschiedenen Untersuchungsgebieten viele Untersuchungsflächen bezüglich der Höhenlage vergleichbar.

4.5.2.2 Hangneigung

Die Mittelwerte der Hangneigungen der Untersuchungsflächen sind in Tabelle 4 aufgeführt. Allerdings sind die Hangneigungen innerhalb der Untersuchungsflächen sehr unterschiedlich hoch. Dies wird in Abbildung 5 deutlich, die sog. Violin Plots zeigt, die ähnlich wie ein Histogramm die Häufigkeitsverteilung darstellen und auch einen Boxplot enthalten. Die dargestellten Verteilungen zeigen die Hangneigungswerte aller 1 m-Rasterzellen, basierend auf Höhenmodellen, die aus Drohnensfotos berechnet wurden (Methodik vgl. Kapitel 5.8.3).

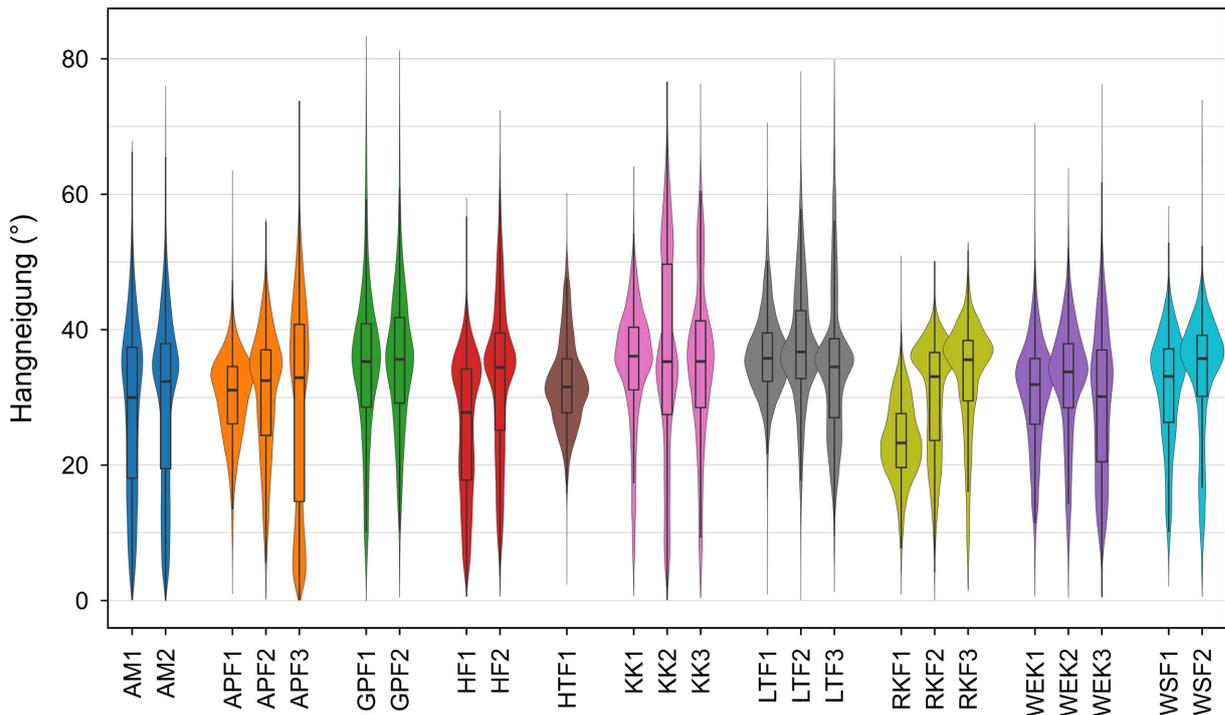


Abbildung 5: Hangneigungen aller Untersuchungsflächen (bei allen Untersuchungsflächen mehr als 30.000 Datenpunkte)

Hierbei wird zum einen deutlich, dass manche Flächen zwei Bereiche mit gehäuftem Auftreten bestimmter Hangneigungen zeigen, z.B. APF3, während andere Flächen einen Peak in großen Hangneigungen ab ca. 30°, aber zugleich gleichmäßig verteilt auch niedrigere Hangneigungen aufweisen. Diese Verteilungen spiegeln das Verhältnis von steilen Oberhängen zu flach auslaufenden Hangfüßen wider (Anzahl der eingegangenen Zellen entspricht der Fläche). Auf den meisten Lateralmoränenabschnitten nehmen, wie an den Violin Plots zu sehen ist, die steilen Bereiche einen Großteil der Fläche ein. Viele Untersuchungsflächen werden aber zum Hangfuß hin langsam flacher und einige davon weisen auch größere relativ flache Areale, z.B. bis zum Gerinne hin, auf.

Die Hangneigungen an den Peaks der Häufigkeitsverteilungen liegen meist zwischen 30° und 40°. Laut den Hangneigungsklassen für sommerliche Massenbewegungen, die im Rahmen einer Studie zum Gefährdungspotenzial im Langtaufere Tal von STÖTTER (1992) gebildet wurden, sind Hänge zwischen 25° und 35° steil und Hänge zwischen 35° und 45° sehr steil. Somit ist ein Großteil der Fläche der Untersuchungsflächen steil bis sehr steil.

4.5.2.3 Exposition

Während in Tabelle 4 die Expositionen im Detail für alle Untersuchungsflächen wiedergegeben sind, sind in Tabelle 5 die Untersuchungsflächen zur besseren Übersicht nach Nord-, Ost-, Süd- und Westexposition geordnet. So zeigt sich, dass ein Großteil der Untersuchungsflächen westexponiert ist. Weitere sieben Untersuchungsgebiete sind ostexponiert. Dies ist darauf zurückzuführen, dass viele Täler nach Norden gerichtet sind, zum Beispiel im Ötztal und Stubai, und

die Lateralmoränen entsprechend ost- und westexponiert sind. Nur jeweils drei Untersuchungsflächen sind nord- und südexponiert.

Tabelle 5: Untersuchungsflächen geordnet nach Nord-, Ost-, Süd- und Westexposition

Exposition	Untersuchungsfläche
Nord	AM1, LTF1, LTF2
Ost	APF1, APF3, HF1, HTF1, KK3, RKF2, WEK3
Süd	AM2, LTF3, RKF1
West	APF2, GPF1, GPF2, HF2, KK1, KK2, RKF3, WEK1, WEK2, WSF1, WSF2

Die Exposition eines Hanges kann aufgrund der unterschiedlichen Sonneneinstrahlung sowohl auf geomorphologische Prozesse als auch auf Vegetationsbewuchs einen Einfluss haben. So können Flächen mit Südexposition beispielsweise schneller austrocknen, in Nordlagen hält sich länger Schnee im Frühjahr.

4.5.2.4 Zeitpunkt der Entgletscherung

Wie bereits erläutert, wird in der Literatur im Allgemeinen angenommen, dass die Zeit seit Entgletscherung einen wichtigen Einfluss auf die Morphodynamik hat (vgl. Kapitel 2.4.1). Wie in Tabelle 4 ersichtlich ist, sind die Untersuchungsflächen zu sehr unterschiedlichen Zeitpunkten ausgeapert, was einen guten Vergleich der Entwicklung der Morphodynamik ab Entgletscherung erlaubt. So war die erste Untersuchungsfläche (HTF1) bereits um das Jahr 1893 entgletschert und die letzte (APF3) erst 2012. Es ist jedoch zu beachten, dass das Ausapern des Gletschers an einem bestimmten Lateralmoränenabschnitt nicht bedeutet, dass der Hang nicht mehr durch schmelzendes Eis geprägt wäre. So kann Toteis noch lange im Hang verweilen und diesen prägen. Auf diesen Aspekt wird im weiteren Verlauf der Arbeit eingegangen (z.B. Kapitel 6.1). Des Weiteren ist zu bedenken, dass Abtragsprozesse bereits während der Gletscherschmelze auf den Oberhangbereichen beginnen und nicht erst mit dem vollständigen Abschmelzen des Gletschers einsetzen (s. Kapitel 6.4.1).

5 Methoden und Daten

5.1 Datengrundlage

Für die Analysen in dieser Arbeit wurden verschiedene Arten von Daten verwendet. Eine Übersicht über alle Datensätze inklusive der Quellen befindet sich im Anhang in Tabelle A 1. Eine wesentliche Grundlage bildeten Luftbilder, auf deren Basis Höhenmodelle (*digital elevation models*, DEMs) für die gesamten Untersuchungsgebiete berechnet wurden. Für die österreichischen Untersuchungsgebiete liegen in der Regel drei Luftbilddatensätze vor, die aus den Jahren 1953/54, 1970-1974 sowie aus Jahren zwischen 2006 und 2010 stammen. Für die Südtiroler Untersuchungsgebiete stehen Luftbilder für die Jahre 1959 und 2016 zur Verfügung, für das Untersuchungsgebiet der Vedr. d’Amola für 1959, 1983 und 2004 und für das Gebiet des Höllentalferners für 1960, 1983 und 2009. In Ergänzung zu den Luftbilddatensätzen bzw. zum Teil als Ersatz dafür wurden *Airborne Laserscanning* (ALS)-Daten genutzt. Dies trifft für folgende Gebiete und Jahre zu: im Kaunertal (Gepatschferner und Weißseeferner) für das Jahr 2017, im Höllental für das Jahr 2006, am Krimmler Kees für das Jahr 2012 und am Langtauferer Ferner und Hohenferner für das Jahr 2006.

Des Weiteren wurden auf ausgewählten Lateralmoränenabschnitten (s. Untersuchungsflächen in Kapitel 4.5) mit einer Drohne in den Jahren 2017, 2018 und 2019 Fotos aufgenommen, aus denen ebenfalls DEMs errechnet wurden (s. Kapitel 5.2 zur Methodik und Tabelle 6 für die Aufnahmezeitpunkte). Im Kaunertal wurden terrestrische Laserscanning (TLS)-Daten verwendet, die im Rahmen des DFG-Projekts PROSA aufgenommen worden waren und in den dortigen beiden Untersuchungsgebieten die Aufnahmen mit der Drohne ersetzen.

5.2 Geländeaufnahmen

Die Geländeaufnahmen auf den Untersuchungsflächen wurden zwischen dem 04.07.2017 und dem 04.09.2019 durchgeführt. In Tabelle 6 auf Seite 52 ist aufgelistet, welche Untersuchungsflächen an welchen Tagen aufgenommen wurden.

5.2.1 Einmessung von Ground Control Points

Zunächst wurden auf jeder Untersuchungsfläche als *Ground Control Points* (GCPs) große Gesteinsblöcke, bei denen eine Stabilität über Jahre vermutet wurde, mit einem farbigen Kreuz markiert (s. Abbildung 7a). Es wurde darauf geachtet, dass die GCPs so gleichmäßig auf den Flächen verteilt wurden, wie das aufgrund der teils schwierigen Zugänglichkeit der Hänge möglich war. Ein Problem stellten die oft sehr steilen Oberhänge dar, die nicht immer begehbar waren und wo somit auf eine Markierung verzichtet werden musste. Meist wurden auch GCPs am Kamm der Moränen markiert, der auch bei sehr steilen Hängen zugänglich war. Eine Ausnahme bilden die Lateralmoränenabschnitte, die zugleich auch eine Grundmoräne darstellen

und keine begehbare Obergrenze aufweisen. Die Verteilung der GCPs ist beispielhaft in Abbildung 6 für die Flächen HF1 und HF2 gezeigt. Während die Verteilung der Punkte auf HF1 weitgehend gleichmäßig ist, auch wenn die abgegangenen Bahnen erkannt werden können, fehlen auf HF2 im oberen Hangbereich GCPs, da dieser aufgrund der großen Steilheit und des lockeren Materials nicht begehbar ist.

Wichtig war bei der Markierung der Steine, insbesondere bei steilerer Hangneigung, die Ausrichtung der Kreuze. So müssen sie insbesondere von der Drohne aus bei der späteren Aufnahme sichtbar sein und dafür ungefähr parallel zur Hangoberfläche ausgerichtet sein. Die Sichtbarkeit der Kreuze vom Hangfuß aus ist vorteilhaft, da sie dann im folgenden Schritt mit einem Tachymeter direkt eingemessen werden können. Dies war allerdings nicht immer möglich, sodass in manchen Fällen auf die Verwendung eines Rundprismas zurückgegriffen wurde, ebenso wie bei starker Spiegelung der Kreuze bzw. Steine.

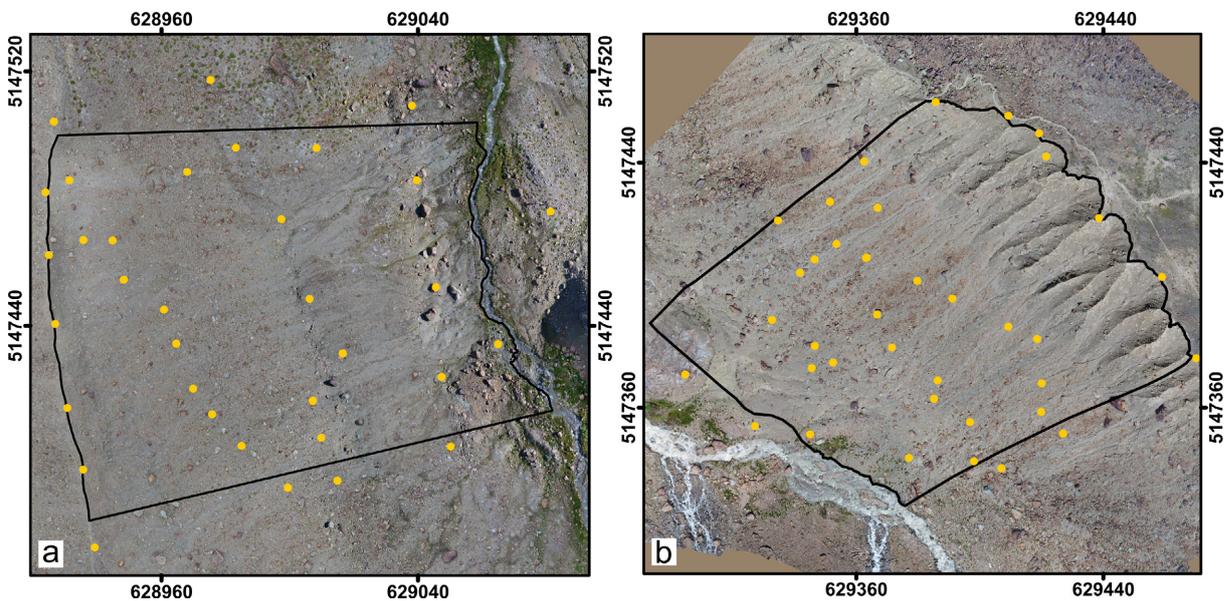


Abbildung 6: Verteilung von GCPs auf den Untersuchungsflächen: Beispiel der Flächen (a) HF1 und (b) HF2 (Orthofotos aus eigenen Drohnenaufnahmen 2018)

Für die Einmessung der GCPs wurde ein Tachymeter der Firma Leica Geosystems AG, TCRM1205 Typ GDF121, verwendet (s. Abbildung 7b). Dieser verfügt über einen elektrooptischen Distanzmesser und elektronischen Winkelabgriff, womit Horizontalabstand, Höhenunterschied und Koordinaten automatisch berechnet werden (ZEISKE 2000). Um die im lokalen Koordinatensystem des Tachymeters eingemessenen GCPs später im Postprocessing in ein globales Koordinatensystem zu transformieren und somit einen Vergleich zu anderen in der Arbeit verwendeten Daten zu ermöglichen, wurden darüber hinaus jeweils mindestens drei Fixpunkte mit dem Tachymeter eingemessen, für die zudem mit einem *Global Navigation Satellite Systems* (GNSS)-Empfänger globale Koordinaten erfasst wurden (s. Abbildung 7c). Ein GNSS-Empfänger bestimmt seine absolute Position auf der Erde über Messungen der Distanzen vom

Empfänger zu Satelliten, wofür die Laufzeit zu mindestens vier Satelliten gleichzeitig verwendet wird (HEUNECKE et al. 2008). Diese Daten wurden mit einem Stonex S9III Plus GNSS Receiver an jedem Fixpunkt ca. 1,5 Stunden lang aufgezeichnet.

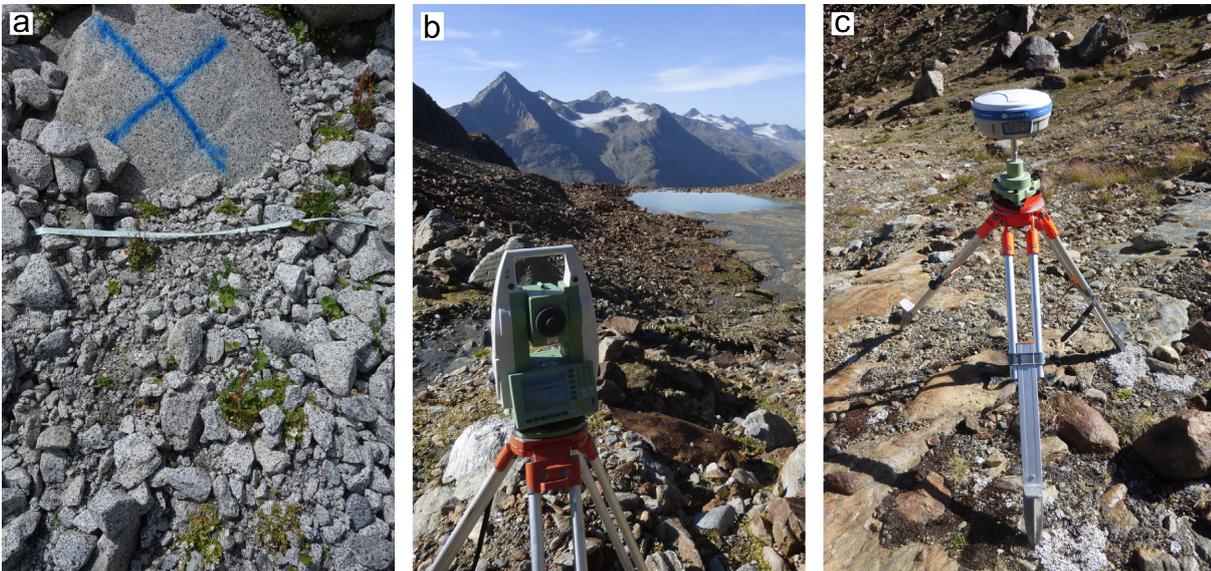


Abbildung 7: Einmessung der GCPs: (a) Mit blauen Kreuzen markierte GCPs, eingemessen mit (b) einem Tachymeter und (c) einem GNSS-Empfänger (eigene Aufnahmen)

In der Nachbearbeitung wurden schließlich die gespeicherten Rohdaten ausgewertet sowie die gemessenen Positionen über Korrekturdaten verbessert. Für diesen Prozess wurde das Webangebot von *Trimble CenterPoint RTX Post-Processing* genutzt. Die daraus erhaltenen geozentrischen Koordinaten sowie die ellipsoidischen Höhen wurden für die weiteren Auswertungen verwendet. Die Standardabweichungen der x, y und z-Koordinaten der insgesamt 88 mit dem GNSS-Empfänger eingemessenen Fixpunkte haben einen Mittelwert von 3,3 cm mit einer Standardabweichung von 1,7 cm. Der minimale Wert beträgt 1,4 cm, der maximale 13,1 cm.

Die sich im lokalen Koordinatensystem des Tachymeters befindenden Koordinaten der GCPs wurden mithilfe einer Beschreibung durch eulersche Winkel und den in beiden Koordinatensystemen, dem lokalen des Tachymeters sowie den geozentrischen Koordinaten des GNSS-Empfängers, bekannten Fixpunkten in das geozentrische Koordinatensystem gedreht. Zwei der drei für die Drehung benötigten Winkel sind durch die Position der GCPs auf der Erde gegeben (Längen- und Breitengrad). Der dritte Winkel (Azimutwinkel) ergibt sich aus der Nordausrichtung des Tachymeters. Da diese aufgrund des Messaufbaus unbekannt ist, muss der dritte Winkel durch optimale Anpassung der lokalen Koordinaten der Fixpunkte an deren geozentrische Koordinaten ermittelt werden. Die Umrechnung wurde durch die Multiplikation der Koordinaten mit der aus den Drehwinkeln berechneten Transformationsmatrix durchgeführt. Die nun in geozentrischen Koordinaten vorliegenden GCPs wurden mit dem *SAGA GIS-Tool* (CONRAD et al. 2015) *Coordinate Transformation (Point Cloud)* in UTM-Koordinaten (Zone 32N) umgerechnet.

Im zweiten Aufnahmejahr wurden die bereits eingemessenen Fixpunkte und GCPs so weit wie möglich vom Vorjahr übernommen. Auf allen sichtbar instabilen Flächen wurden die GCPs jedoch neu eingemessen, zumindest die nicht stabil erscheinenden. Zum Teil wurde im zweiten Jahr aber auch die Anzahl der GCPs erhöht, da die für die erste Aufnahme gewählte Anzahl sich im Rahmen der Auswertung als nicht hoch genug herausgestellt hatte. Dies erklärt die teils stark unterschiedliche Anzahl von GCPs zwischen den Aufnahmezeitpunkten in Tabelle 6. Für die Untersuchungsflächen AM1 und AM2, KK2 und KK3 und bei der zweiten Aufnahme von WEK1 und WEK2 wurde jeweils ein Tachystandpunkt für beide Flächen genutzt. Somit können keine gesonderten Anzahlen von GCPs und errechneten Fehler ausgewiesen werden. Die globalen Koordinaten der Fixpunkte wurden wo möglich übernommen, jedoch waren einige Punkte nicht mehr auffindbar oder es konnte nicht sicher davon ausgegangen werden, dass in der Zwischenzeit keine Verschiebung der Markierung stattgefunden hat. Somit wurden auf einigen Untersuchungsflächen auch die Fixpunkte mit dem GNSS-Empfänger erneut aufgenommen.

Tabelle 6: Aufnahmezeitpunkte der Untersuchungsflächen, Anzahl der jeweils eingemessenen GCPs sowie die mittlere Abweichung der in das gleiche Koordinatensystem transformierten Fixpunkte, eingemessen mit GNSS beziehungsweise mit Tachymeter, zum Zweck der Konsistenzprüfung

Untersuchungsfläche	Aufnahmedatum	Anzahl der GCPs	Mittlere Abweichung der Fixpunkte (m)
AM1	27.07.2017	39 (zusammen mit AM2)	0,005 (wie AM2)
	16.08.2018	79 (zusammen mit AM2)	0,046 (wie AM2)
AM2	26.07.2017	39 (zusammen mit AM1)	0,005 (wie AM1)
	16.08.2018	79 (zusammen mit AM1)	0,046 (wie AM1)
APF1	07.08.2018	50	0,028
	01.08.2019	---	---
APF2	08.08.2018	36	0,016
	01.08.2019	14	0,058
APF3	08.08.2018	60	0,024
	01.08.2019	23	0,023
HF1	02.08.2017	41	0,029
	24.07.2018	38	0,020
HF2	03.08.2017	35	0,030
	25.07.2018	34	0,008
HTF1	04.07.2017	---	---
	18.09.2018	70	0,021
	04.09.2019	---	---
KK1	22.08.2017	17	0,014
	01.08.2018	20	0,021
KK2	23.08.2017	50 (zusammen mit KK2)	0,012 (wie KK2)
	31.07.2018	56 (zusammen mit KK2)	0,035 (wie KK2)
KK3	23.08.2017	50 (zusammen mit KK1)	0,012 (wie KK1)
	01.08.2018	56 (zusammen mit KK1)	0,035 (wie KK1)
LTF1	14.07.2017	20	0,010
	29.08.2018	45	0,026

LTF2	14.07.2017	44	0,030
	28.08.2018	49	0,030
	29.08.2019	---	---
LTF3	13.07.2017	44	0,017
	28.08.2018	56	0,023
RKF1	29.08.2017	30	0,023
	17.07.2018	---	---
RKF2	30.08.2017	33	0,009
	18.07.2018	33	0,015
RKF3	31.08.2017	26	0,016
	18.07.2018	27	0,028
WEK1	24.08.2017	24	0,026
	05.09.2018	72 (zusammen mit WEK2)	0,049 (wie WEK2)
WEK2	25.08.2017	25	0,015
	05.09.2018	72 (zusammen mit WEK1)	0,049 (wie WEK1)
WEK3	25.08.2017	39	0,019
	05.09.2018	16	0,027

5.2.2 Fotoaufnahmen mit einer Drohne

Nach dem Ausbringen und Einmessen der GCPs wurden die Untersuchungsflächen mit einer Drohne der Firma DJI, Typ Phantom 4 Pro⁺, zum Zwecke von Fotoaufnahmen befliegen (s. Abbildung 8a). Dabei wurde die zur Drohne gehörende Kamera mit 1 Zoll-Sensor und 20 Megapixeln genutzt. Entscheidend bei der Befliegung waren für die spätere photogrammetrische Auswertung die Überlappungen der Fotoaufnahmen in horizontaler und vertikaler Richtung, die Neigung der Kamera der Drohne in Bezug auf den Hang sowie die Flughöhe bzw. der Abstand vom Hang. Da aufgrund des komplexen Geländes kein zuvor angefertigter Flugplan genutzt wurde, können die genauen Parameter der Flüge nicht wiedergegeben werden.

Der Abflugpunkt war stets am Hangfuß der Untersuchungsfläche. Es wurden Bahnen parallel zum Hang geflogen und dabei darauf geachtet, dass die markierten GCPs stets auf den Fotos sichtbar waren und ein gleichmäßiger Abstand zum Hang eingehalten wurde. Die gesamte Untersuchungsfläche wurde dabei mit verschiedenen Neigungen der Kamera der Drohne mehrfach befliegen. Zuerst wurde ein Flug durchgeführt, bei dem die Kamera vertikal nach unten blickt. Anschließend wurde in engerem Raster mit der Kameraneigung im Nadir auf die Hangoberfläche geflogen. Dies bedeutet, dass die Ausrichtung der Kamera der Neigung des Hanges angepasst wurde. So blickte die Kamera bei großer Hangneigung horizontaler als bei niedrigerer Hangneigung. In flachen Arealen ergibt sich somit kein Unterschied mehr zum vertikalen Blick nach unten. Ein Beispiel für das Flugmuster ist in Abbildung 8b für Untersuchungsfläche RKF2 (2018) zu sehen. Es können Flugstreifen erkannt werden, jedoch ist auch deutlich sichtbar, dass keine gleichmäßigen Abstände der Streifen sowie der Bildauslösepunkte zueinander eingehalten wurden (geringfügige Bereinigungen des Flugmusters wurden zur besseren Sichtbarkeit für

die Abbildung vorgenommen). Dies war aufgrund der variierenden Neigung und Ausrichtung des Hanges sowie der großen Entfernung zum Startpunkt nicht möglich.

Die Flugzeit mit der Phantom 4 Pro⁺ betrug jeweils ca. 20 Minuten, je nach den vorherrschenden äußeren Witterungsbedingungen. Somit waren für die Befliegung einer Untersuchungsfläche ungefähr 2-3 Flüge notwendig, um die gewünschte Abdeckung, Überlappung und Fotos aus verschiedenen Winkeln zu garantieren. Dabei wurde alle 2-3 Sekunden ein Bild aufgenommen. Insgesamt wurden 38.050 Fotoaufnahmen mit der Drohne getätigt, wobei die Anzahl der Bilder pro Untersuchungsfläche je nach deren Größe und Komplexität zwischen 396 und 1610 variiert. Insgesamt wurden ca. 95 Flüge durchgeführt. Mit einem Flugplan hätte die Anzahl der Bilder geringer gehalten werden können, denn ohne Flugplan in komplexem Gelände ist schwierig abzuschätzen, ob auch wirklich der gesamte Hang ausreichend aufgenommen ist, sodass eine gewisse zusätzliche Anzahl von Fotoaufnahmen notwendig war.

Bezüglich der Bildqualität musste auf die vorherrschende Belichtung geachtet werden. So stellten sich Flüge im Abendlicht als ungünstig heraus, da die Fotoaufnahmen dann häufig unscharf waren. Andererseits erwies sich auch Gegenlicht als problematisch für die Qualität der Fotoaufnahme sowie die Bedienung der Drohne. Neben der Belichtung sind auch Wind, Nebel oder gar Regen unvorteilhaft bzw. verhindern eine Aufnahme (vgl. ZEKOS et al. 2018). Hier musste also zusammen mit dem Einmessen der GCPs und der Rohdatensammlung des GNSS auf eine gut abgestimmte zeitliche Planung geachtet werden.

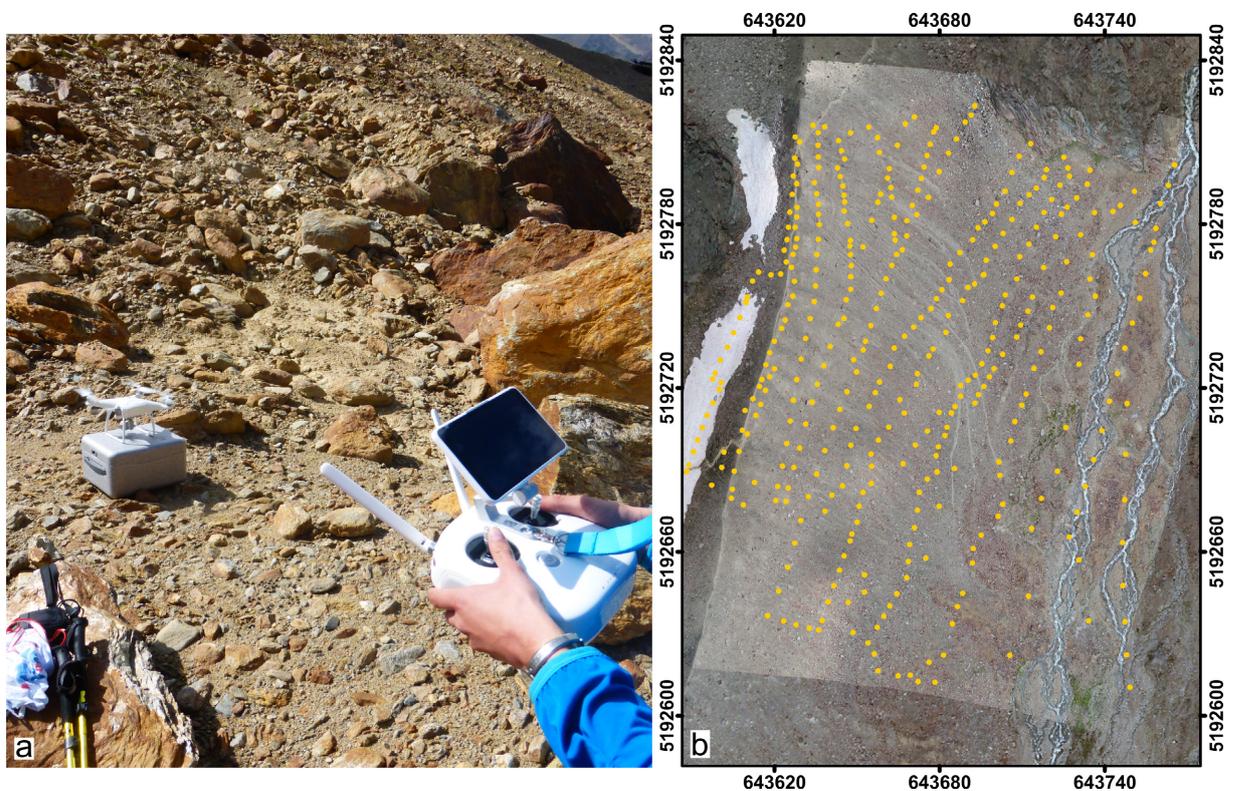


Abbildung 8: Drohnenaufnahmen im Gelände: (a) Start mit der Drohne am Hangfuß (04.08.2017, aufgenommen von Verena Croce) und (b) Verteilung von Fotoaufnahmepunkten am Beispiel von Untersuchungsfläche RKF2 (Aufnahmepunkte und Orthofoto vom 18.07.2018, Orthofoto im Hintergrund von 2009, Datenquelle s. Tabelle A 1)

5.3 Generierung von 3D-Punktwolken und Orthofotos aus Fotoaufnahmen

Für die vorliegende Arbeit wurden sowohl aus bereits vorhandenen, teils historischen Luftbildern als auch aus Fotoaufnahmen einer Drohne mit Methoden der Photogrammetrie, speziell *Structure from Motion* (SfM), digitale Höhenmodelle (*digital elevation models*, DEMs) erstellt. Im Folgenden werden zunächst die Grundlagen dieser Methode und anschließend die angewandte Vorgehensweise erläutert.

5.3.1 Grundlagen der Photogrammetrie und des *Structure from Motion with Multi-View Stereo*

Die Grundlagen der Photogrammetrie sind beinahe so alt wie Photographie an sich, nämlich ca. 160 Jahre (ABER et al. 2019). Mittels der Photogrammetrie werden aus zweidimensionalen Fotoaufnahmen dreidimensionale Objekte und Geländeoberflächen rekonstruiert bzw. deren Koordinaten, Geometrie und andere Eigenschaften bestimmt (ABER et al. 2019; ELTNER et al. 2016). Hierfür werden zwei oder mehr Fotoaufnahmen desselben Objekts aus verschiedenen Perspektiven benötigt, aus denen dann mit dem Prinzip der Stereoskopie dreidimensionale Koordinaten eines jeden Punktes, der auf mindestens zwei Fotos sichtbar ist, berechnet werden können (LINDER 2016). Der Ansatz, der heute im Allgemeinen für die Generierung von Punktwolken und DEMs aus terrestrischen oder flugträgergestützten Bildern angewandt wird, wird *Structure from Motion with Multi-View Stereo* (SfM-MVS) genannt und geht auf ULLMAN (1979) und SNAVELY et al. (2008) zurück. SfM basiert auf den Grundprinzipien der Stereophotogrammetrie und hat seinen Ursprung in der 3D-Computervision. Ausgangspunkt ist ein Set von multiskaligen Fotos aus verschiedenen (zufälligen) Positionen mit hoher Überlappung – daher der Begriff *motion* im Sinne von Bewegung um das Untersuchungsobjekt (ABER et al. 2019). Damit handelt es sich bei SfM-MVS mehr um einen bestimmten Workflow als um eine eigenständige Technik (CARRIVICK et al. 2016). Das gängige Verfahren wird im Folgenden auf Basis der Publikationen von ABER et al. (2019), CARRIVICK et al. (2016), ELTNER et al. (2016), SMITH et al. (2016) und WESTOBY et al. (2012) erläutert.

In einem ersten Schritt erfolgt die Identifizierung sogenannter *keypoints* anhand von Punkten, die auf mehreren, sich überlappenden Fotos erkennbar sind. Diese erlauben eine Zuordnung der Bilder untereinander. Basis für die Berechnung von *keypoints* aus Fotos, die aus verschiedenen Perspektiven aufgenommen wurden, sind Gruppen von Pixeln (*feature points*), die unveränderlich gegenüber Veränderungen in der Skala und der Orientierung in den Bildern sind. In einem nächsten Schritt werden Korrespondenzen zwischen den *keypoints* auf verschiedenen Fotos identifiziert und in diesem Zuge über die Berechnung euklidischer Abstände Punkte entfernt, die keine gute Übereinstimmung aufweisen. Es folgt eine weitere Berechnung über eine Fundamentalmatrix, um alle noch verbleibenden irrtümlichen Zuordnungen zu filtern und zu verwerfen. Nun erfolgt anhand der errechneten Korrespondenzen über Bündelblockausgleichung

(*bundle adjustment*) die Schätzung der 3D-Geometrie der Szene sowie die Berechnung der Kamerapositionen (externe Orientierung) und der Kamerageometrie (interne Orientierung). Diese Berechnung ist das eigentliche *Structure from Motion* und generiert als Ergebnis eine dünne Punktwolke (*sparse cloud*), bestehend aus sogenannten *tie points*. Im Zuge der Bündelblockausgleichung ist es möglich, zur Georeferenzierung und Skalierung Bodenkontrollpunkte (*ground control points*, GCPs) zu nutzen. Da dieser Schritt in den Punktwolken schwierig auszuführen wäre, erlauben viele Programme das Setzen der GCPs direkt auf den Fotos. Das Setzen von GCPs ermöglicht darüber hinaus eine Verbesserung bzw. Nachjustierung der Kameraparameter sowie der rekonstruierten Geometrie, indem der Bündelblockausgleich wiederholt bzw. optimiert wird.

Im Allgemeinen wird ein weiterer Schritt nachgeschaltet, um eine dichtere Punktwolke (*dense cloud*) zu erhalten, die die Oberfläche detaillierter wiedergibt. Hierfür werden *Multi-View Stereo* (MVS)-Algorithmen verwendet, wobei es verschiedene Algorithmen und Herangehensweisen gibt (CARRIVICK et al. 2016). Die in dieser Arbeit verwendete kommerzielle Software *Agisoft Metashape Professional* (in früheren Versionen: *PhotoScan Professional*) (<https://www.agisoft.com/>) legt die verwendeten Algorithmen nicht offen, jedoch legen verschiedene Vergleiche der Ergebnisse eine dem *Semi-global Matching* (SGM) ähnliche Methode nahe (REMONDINO et al. 2014). SGM arbeitet mit Bildpaaren mit bekannter innerer und äußerer Geometrie, aus denen Karten mit dem Versatz zwischen den Bildpaaren in Pixeln für jeden Punkt (*disparity map*) errechnet und anschließend alle Karten mit gleicher Referenz in eine einzige finale Punktwolke zusammengefügt werden (DALL'ASTA & RONCELLA 2014; REMONDINO et al. 2014).

5.3.2 Prozessierung der Drohnenaufnahmen

Die mit der Drohne aufgenommenen Fotos der Untersuchungsflächen wurden nach oben beschriebenem Workflow prozessiert. Im Detail wurde in der Software *Agisoft Metashape* folgendermaßen vorgegangen:

Nach dem Importieren der Fotos in *Metashape* wurde die Qualität der Fotos berechnet und alle Bilder unter einer Qualität von 0,8 wurden entfernt. Für das anschließende *Alignment*, das den gesamten Workflow bis einschließlich des SfM automatisch ausführt, wurde die Auflösung „hoch“ gewählt sowie die maximale Grenze der *keypoints* auf 1.000.000 Punkte und der *tie points* auf 0 und damit das Maximum gesetzt. Außerdem wurde das *Adaptive Camera Model Fitting* aktiviert. Anschließend wurden die GCPs (*marker*) gesetzt und immer wieder eine Optimierung der Kameraparameter durchgeführt, die auch eine Verbesserung der *tie points* bewirkt. Für jeden gesetzten GCP werden die Differenz zwischen dem GCP und der geschätzten Position des Markers (in Meter) sowie der durchschnittliche Reprojektionsfehler für die *tie points*, also die durchschnittliche Pixeldifferenz zwischen einem *tie point* auf dem Foto und dem entsprechenden konstruierten 3D-Punkt, angegeben. Durch Beobachtung dieser Fehler

während des Setzens der GCPs konnten fehlerhafte GCPs oder grobe Fehler in der Orientierung des Modells erkannt werden. Die Höhe der angegebenen Fehler ist wiederum abhängig von der in *Metashape* eingestellten Genauigkeit der GCPs, die nur geschätzt werden kann. Dies schränkt die Interpretation der abgelesenen Fehlerwerte stark ein. Die GCP-Genauigkeit wurde für alle Projekte mit Drohnenfotos auf dem Standardwert von 0,005 m belassen. Der Fehler liegt im Mittel aller *Metashape*-Projekte bei 4 cm (Standardabweichung 1,6 cm) und der Pixelfehler bei 0,4 Pixeln (Standardabweichung 0,16).

Nach Abschluss des Setzens der GCPs und der Kameraoptimierung erfolgte eine manuelle Filterung der *sparse cloud* über das Tool *Gradual Selection*. Dabei werden *tie points* mit großem Reprojektionsfehler, schlechter Projektionsgenauigkeit, großer Unsicherheit in der Rekonstruktion und wenigen Fotos, auf denen ein Punkt abgedeckt ist, entfernt. Anschließend wurde die *dense cloud* mit hoher Genauigkeit berechnet. Auf deren Basis wurden wiederum Orthofotos generiert. Die Punktwolken wurden als LAZ-Dateien exportiert und die Orthofotos als TIFF-Dateien.

5.3.3 Prozessierung der historischen digitalisierten sowie der digitalen Luftbilder

In der vorliegenden Arbeit wurden neben den die Untersuchungsflächen abdeckenden Drohnenaufnahmen historische digitalisierte und aktuelle digitale Luftbilder zur Generierung von Höhenmodellen für die gesamten Untersuchungsgebiete (Gletschervorfelder) verwendet. Die historischen Luftbilder wurden bereits eingescannt vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV, Österreich), dem italienischen Militärgeographischen Institut (IGM) und der bayerischen Vermessungsverwaltung (Landesamt für Digitalisierung, Breitband und Vermessung) erworben bzw. vom Land Tirol und der autonomen Provinz Trient zur Verfügung gestellt und konnten so digital prozessiert werden. Eine Liste aller verwendeten Luftbilder für die jeweiligen Untersuchungsgebiete und die Quellen der Luftbilder finden sich in Tabelle A 1. Die Anzahl der jeweils für ein Untersuchungsgebiet verwendeten Luftbilder beträgt zwischen fünf und acht Bildern bei den historischen Aufnahmen und zwischen fünf und 30 Bildern bei den digitalen Luftbildern.

Während die Drohnenaufnahmen und die digital aufgenommenen Luftbilder ca. ab dem Jahr 2000 dem Standard-SfM-MVS-Workflow folgend prozessiert wurden, mussten bei den historischen Luftbildern weitere Vorbereitungen vor der eigentlichen Prozessierung vorgenommen werden (vgl. STARK et al. 2020).

So wurden die Scans aller historischen Luftbilder eines Datensatzes, also pro Jahrgang und Gebiet, auf die gleiche Anzahl an Pixeln angepasst, damit *Metashape* die Bilder als von einer Kamera stammend erkennt (ALTMANN et al. 2020; RIQUELME et al. 2019). Besonders dunkle oder helle Bilder wurden entsprechend aufgehellt oder abgedunkelt. Nachdem die Luftbilder in *Metashape* importiert wurden, wurden der schwarze Rahmen um die historischen Luftbilder

sowie das Gebiet außerhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes ausmaskiert. Für die zuletzt prozessierten historischen Datensätze am Gepatschferner, Weißseeferner (beide überwiegend von Dr. Livia Piermattei bearbeitet), Alpeiner Ferner und Rofenkarferner wurde in einem nächsten Schritt die in einer neuen Version von *Metashape* hinzugekommene Option zur Markierung und Orientierung der Rahmenmarken (*fiducial marks*) genutzt. Dafür wurde bei der Kamerakalibration die Option „Filmkamera mit Rahmenmarken“ ausgewählt und die Brennweite eingegeben. Anschließend wurden automatisch die Fadenkreuze gesetzt und manuell nachjustiert. Da mit Ausnahme der Luftbilddatensätze für den Gepatsch- und Weißseeferner keine Kameraparameter bekannt waren, wurde die Option der automatischen Berechnung genutzt (*Calibrate Fiducials*).

Im weiteren Verlauf unterscheiden sich die Prozessierungen der historischen Luftbilder mit und ohne gesetzten Rahmenmarken sowie der digitalen Luftbilder nicht mehr. Somit kann nach diesen Vorbereitungen das Alignment, wie in Kapitel 5.3.2 beschrieben – nur ohne die Option *Adaptive Camera Model Fitting* –, durchgeführt werden. Im nächsten Schritt müssen GCPs gesetzt werden, die jedoch zuvor erst ausgewählt werden müssen. Dabei wurde so vorgegangen, dass die eingemessenen und bereits zur Georeferenzierung der Drohnenaufnahmen genutzten GCPs auf den Untersuchungsflächen innerhalb des jeweiligen Gebiets zunächst verwendet wurden, um den neuesten, digitalen Luftbilddatensatz zu georeferenzieren (Beispiel in Abbildung 9a). Hintergrund dafür ist die in der Regel verhältnismäßig geringe Oberflächenveränderung in diesen recht kurzen Zeiträumen, die es erlaubt, dass ein Teil der eingemessenen GCPs im Abgleich mit den Orthofotos aus den Drohnentfotos auf den Luftbildern identifiziert und gesetzt werden kann. Es zeigte sich, dass die meist gut im Gletschervorfeld verteilten Untersuchungsflächen und die GCPs darauf ausreichen, um das Modell zu stabilisieren und eine gut nutzbare Georeferenzierung zu erhalten. Die Alternative über die Extraktion von Koordinaten aus ALS-Daten lieferte schlechtere Ergebnisse, vermutlich aufgrund der deutlich geringeren Genauigkeit der Modelle und damit der GCPs.

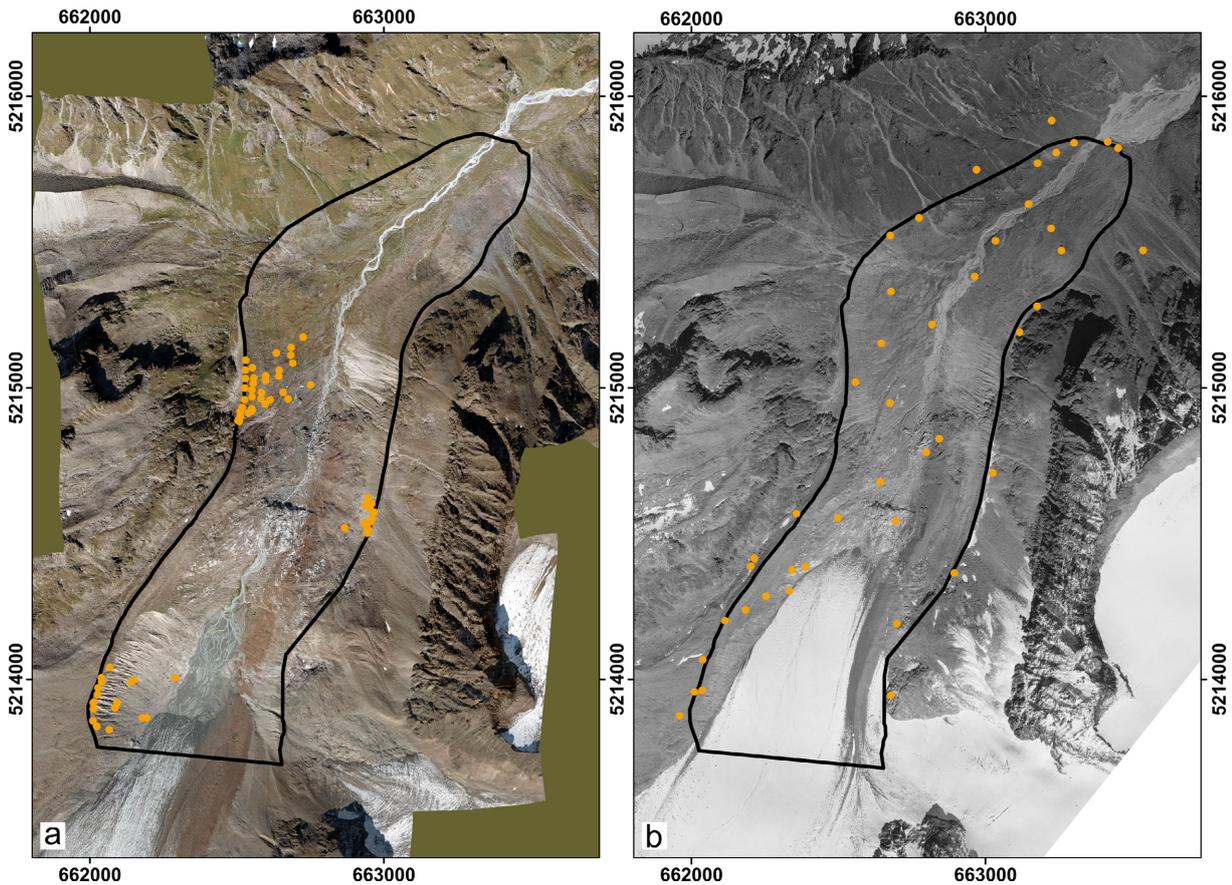


Abbildung 9: Verteilung der GCPs innerhalb der Gletschervorfelder am Beispiel des Alpeiner Ferners: (a) Für die Luftbilder von 2009 verwendete GCPs (orange, Orthofoto 2009) und (b) für die Luftbilder von 1954 verwendete GCPs (orange, Orthofoto 1954, alle Datenquellen s. Tabelle A 1)

Nach dem Setzen der GCPs mit wiederholter Optimierung der Kameraparameter wurde die *dense cloud* sowie das zugehörige Orthofoto für den modernen Luftbilddatensatz berechnet und beides exportiert (LAZ-Datei bzw. TIFF). Nach Verarbeitung der Punktwolke mit dem Ergebnis eines DEM, wie im nächsten Kapitel 5.4 beschrieben, erfolgte die Auswahl von GCPs zur Georeferenzierung der historischen Luftbilder. Hierfür wurden in den gesamten Gletschervorfeldern markante Punkte gesucht, meist große Gesteinsblöcke oder auffällige Stellen im Festgestein, die sowohl auf dem Orthofoto des neuesten Luftbilddatensatzes als auch auf den historischen Luftbildern zu erkennen sind (vgl. MÖLG & BOLCH 2017). Dabei wurden auch Punkte etwas außerhalb des definierten Untersuchungsgebietes, also jenseits des Gletschervorfeldes, ausgewählt, um das Modell an den Rändern besser stabilisieren zu können (vgl. Beispiel in Abbildung 9b). Dies war insbesondere in Bereichen notwendig, wo aufgrund des Gletschers direkt im Untersuchungsgebiet keine GCPs gesetzt werden konnten. Ebenso sind Areale ausgeschlossen worden, in denen es visuelle Hinweise auf das Vorkommen von Toteis gibt. Die neuen GCPs wurden in *ArcGIS* (ESRI) auf den Orthofotos des modernen Luftbilddatensatzes gesetzt und als Shapefile gespeichert. In *SAGA GIS* (CONRAD et al. 2015) wurden anschließend die Höhenwerte des DEMs hinzugefügt und die GCPs mit x-, y- und z-Koordinaten als Tabelle abgespeichert. Diese diente nun, in *Metashape* importiert, für das Setzen der GCPs. Im Weiteren wurde wie in Kapitel 5.3.2 beschrieben verfahren.

Der Fehler in Meter für die Differenz zwischen dem GCP und der geschätzten Position des Markers ist für die Luftbilder nur etwas höher als der der Drohnenaufnahmen (Mittelwert 0,07 m), während der Pixelfehler mit im Mittel 1,96 Pixeln deutlich höher ist.

5.4 Anpassung der Punktwolken aneinander und Generierung von Differenzhöhenmodellen

Die weitere Verarbeitung der aus *Agisoft Metashape* exportierten Punktwolken sowie der ALS-Punktwolken erfolgte in *SAGA GIS* bzw. der kommerziellen Erweiterung *SAGA LIS* (CONRAD et al. 2015).

Die Punktwolken wurden zunächst auf das exakte Untersuchungsgebiet (für die Modelle aus Luftbildern) oder den genauen Umriss der Untersuchungsfläche (für die Drohnenmodelle) zugeschnitten. Um mögliche Ausreißer in den Punktwolken, also stark von der eigentlichen rekonstruierten Oberfläche abweichende Punkte zu entfernen, wurde das *SAGA LIS*-Tool *Remove Outliers* angewandt. Auf die Filterung von Vegetation wiederum wurde verzichtet, denn auf den Untersuchungsflächen und insbesondere den für die Erosionsberechnung verwendeten Oberhängen befand sich so gut wie keine Vegetation. Im übrigen Gletschervorfeld fand in manchen Untersuchungsgebieten ein Aufwuchs von Vegetation statt (erkennbar z.B. auf Orthofotos), was jedoch zu keinen Beeinträchtigungen in der Analyse führt, da dort keine Sedimentbilanzierung durchgeführt wurde.

Anschließend wurde die Punktzahl der Punktwolken der Modelle verschiedener Jahrgänge für die jeweiligen Untersuchungsflächen verglichen. Die Punktzahl sollte ähnlich sein, um eine gute Anpassung der Modelle aneinander zu ermöglichen (vgl. STARK et al. 2020). In den meisten Fällen wurde daher ein *3D-Block Thinning* durchgeführt mit dem horizontalen und vertikalen Punktabstand, der die beste Auflösung beider Punktwolken gemessen an der schlechteren ermöglichen. Mit dieser Methode wird ein regelmäßiges Raster erzeugt, was sich positiv auf die Anpassung der Modelle auswirken kann. Ebenso werden große Punktwolken in der Datenmenge reduziert (vgl. MAYR et al. 2018).

Für die spätere Ermittlung von Höhendifferenzen zwischen den Datenzeitpunkten war zunächst eine möglichst gute Anpassung der Punktwolken aneinander notwendig. Hierfür wurden als Erstes alle stabilen Bereiche auf jeder Untersuchungsfläche kartiert, und zwar separat für jedes Paar von Punktwolken, die miteinander verrechnet werden sollen. Basis dafür waren die jeweiligen Orthofotos sowie eine vorläufige Berechnung der Differenz zweier DEMs aus den Punktwolken, ein sogenanntes *DEM of Difference* (DoD). Hierfür wurden die Punktwolken mit dem Parameter Mittelwert in ein DEM umgerechnet (*Shapes to Grid*) und über den *Grid Calculator* die Differenz zwischen den DEMs gebildet (DoD). Aufgrund der vorangegangenen genauen Referenzierung der einzelnen Punktwolken (vgl. Kapitel 5.3) ist die vorläufige Bildung eines DoDs ohne durchgeführte Anpassungen ausreichend, um zumindest einen Eindruck über die

stattgefundenen Höhenveränderungen zu bekommen. Sie ist insbesondere notwendig, um auszuschließen, dass Toteisbereiche, die anhand der Geländeoberfläche alleine nicht zu erkennen sind, als stabil angesehen werden. Als entscheidend stellte sich bei der Kartierung heraus, nicht nur wenige, kleine Bereiche als stabil zu kartieren und für die Anpassung zu verwenden, z.B. einen Felsbereich, sondern alle Areale, die augenscheinlich stabil geblieben sind. Dies verhindert eine Verkippung bei der späteren Anpassung der Modelle aneinander. Sehr kleinräumige, geringfügige Höhenveränderungen innerhalb der als stabil ausgewiesenen Flächen stellten sich hingegen als nicht hinderlich für eine Anpassung der Modelle aneinander heraus.

Als Basis für die Anpassung wurde meist die neuere von zwei Punktwolken ausgewählt. Eine Anpassung aller Jahrgänge auf eine Master-Punktwolke erfolgte nicht, da sich zeigte, dass die Modelle untereinander dann nicht so gut zueinander passen wie bei einer direkten Anpassung jeweils zweier Punktwolken. Auch ein ALS- oder TLS-Datensatz als Basis für alle Anpassungen erwies sich nicht als die beste Vorgehensweise. Eine Ausnahme von der jeweiligen Anpassung an die zeitlich darauffolgende Punktwolke stellten die Punktwolken im Martell- und Langtauferer Tal dar. Hier wurden die alten photogrammetrischen Punktwolken direkt auf den neuesten photogrammetrischen Datensatz von 2016 angepasst, ebenso wie der ALS-Datensatz von 2006. Letzterer erwies sich nämlich als zu schlecht, um als Master-Punktwolke für eine Anpassung zu dienen.

Für die bestmögliche Anpassung der Punktwolken aneinander zur Eliminierung systematischer Fehler wurde das Tool *Iterative Closest Point Adjustment* (ICP) in *SAGA LIS* (CONRAD et al. 2015) verwendet. Dabei wird der quadratische Abstand zwischen zwei Punktwolken in einem iterativen Prozess minimiert, indem die anzupassende Punktwolke rotiert und verschoben wird (BAKKER & LANE 2017; BESL & MCKAY 1992; MICHELETTI et al. 2014; ZHANG 1994). Ein wichtiger hier einzustellender Parameter ist die *Maximum NN Distance*, die den maximalen Abstand zweier Punkte voneinander festlegt, bei dem sie noch als homologe Punkte angesehen werden. Dieser Wert darf nicht zu hoch sein, um nicht erneute Verkippungen zu verursachen, andererseits aber auch nicht zu klein, um nicht eine gewünschte Anpassung zu verhindern. Als Anhaltspunkt können wiederum jeweils die originalen DoDs ohne eine Anpassung herangezogen werden, um eine grobe Schätzung der Verschiebung der Modelle zueinander zu ermöglichen. Bei einer großen Abweichung der DEMs voneinander, z.B. von 10 m, was insbesondere in der Höhendifferenz zwischen ALS-Modellen und photogrammetrisch erzeugten Modellen auftrat, wurde zunächst über den *Point Cloud Attribute Calculator* eine grobe Anpassung der Modelle aneinander vorgenommen, um ein falsches Zuordnen von Punkten durch den Algorithmus zu verhindern. Als maximale Anzahl der Iterationen wurde meist ein Wert zwischen fünf und zehn gewählt, denn die größten Veränderungen für die Anpassung sind in der Regel bereits nach wenigen Iterationen vollzogen. Außerdem nehmen viele Iterationen für große Punktwolken lange Rechenzeiten in Anspruch. Die Option *Sufficient RMS Error* trägt zum Ergebnis bei, indem die Anpassung gestoppt wird, sobald dieser Wert erreicht ist. Durch diverse Versuche erwies sich bei den DEMs aus den Drohnenfotos ein *Root-Mean-Square Error*

(RMSE) von ca. 2-5 cm als sinnvoll, bei älteren DEMs ein Wert von ca. 10-20 cm. Je geringer die gewählte *Maximum NN Distance*, desto geringer ist auch der resultierende RMSE-Wert. Der Einbezug von Normalenvektoren für jeden Punkt der Punktwolken zeigte keine Veränderung der Ergebnisse.

Schließlich wurde die anhand der stabilen Bereiche errechnete Transformations- und Rotationsmatrix auf die gesamte anzupassende Punktwolke angewandt (*Apply Transformation Matrix*).

Bei der Anpassung der Modelle aneinander zeigte sich teilweise, dass der Mittelwert des gesamten gebildeten DoD zwar nahe 0 m ist, jedoch in verschiedenen Bereichen des Modells noch systematische Fehler zu erkennen sind. Dies ist darauf zurückzuführen, dass ICP einen Mittelwert über das gesamte Modell bildet und unterschiedliche Abweichungen innerhalb des DoDs, also komplexe, nichtlineare Fehler, nicht ausgleichen kann (vgl. BAKKER & LANE 2017). Aufgrund dessen wurden in diesen Fällen die Punktwolken auf Basis des vorläufigen DoDs in verschiedene Bereiche zerlegt, für die einzelne Anpassungen mittels ICP durchgeführt wurden. Hierbei ist eine gewisse Überlappung der einzelnen Bereiche notwendig, um ein anschließendes Zusammenfügen der Punktwolken (*Merge Point Clouds*) ohne zu starke offensichtliche Grenzen zu ermöglichen.

Nach Abschluss der Anpassung der Punktwolken aneinander erfolgte die Umwandlung der Punktwolken in DEMs wie oben erwähnt über das SAGA-Tool *Shapes to Grid* und den Parameter Mittelwert. Während die aus Luftbildern generierten DEMs meist eine Auflösung von 1 m erhielten, in Fällen mit schlechteren Modellen 1,5 m, wurden die Punktwolken aus Drohnentfotos mit 0,2 m gerastert. Die ALS-Daten in Südtirol wurden in DEMs von 2,5 m Auflösung umgerechnet. Die Berechnung der Differenz zwischen den DEMs, um DoDs zu erhalten, erfolgte über den *Grid Calculator*.

In den Fällen, in denen Punktwolken mit 3D-Blockthinning zuvor ausgedünnt worden waren, um die Punktdichte schlechteren Punktwolken anzupassen, und die bei der Anpassung als Master-Punktwolke dienten, wurde für die endgültige Berechnung der DoDs wieder das DEM mit höherer Auflösung verwendet, da die damit ebenfalls höhere Auflösung des DoD häufig eine visuelle Interpretation der Prozesse erleichterte.

Da in der vorliegenden Arbeit sowohl die DoDs gesamter Gletschervorfelder als auch die der einzelnen Untersuchungsflächen analysiert werden, wurden für letzteren Fall aus den die ganzen Vorfeldern abdeckenden DoDs – generiert aus Luftbildern oder aus ALS-Daten – die entsprechenden Untersuchungsflächen ausgeschnitten. Für diese Flächen erfolgte, wo notwendig und möglich, eine zusätzliche Optimierung der DoDs mit dem ICP-Algorithmus. Dies war jedoch nur auf den Flächen möglich, die stabile Bereiche und keine zu starke Höhenänderung zwischen den betrachteten Zeiträumen aufweisen.

5.5 Berechnung der Unsicherheiten der Differenzhöhenmodelle sowie eines Level of Detection

Die erstellten DoDs weisen trotz der Anwendung von ICP-Algorithmen noch Unsicherheiten auf. Diese ergeben sich bei SfM-Modellen beispielsweise aus der Entfernung des Sensors zur Oberfläche, der Kamerakalibrierung, Bildauflösung und Anzahl der Bilder, Geometrie der Bildaufnahme, Oberflächenbeschaffenheiten, Belichtungen (Schatten) und der Genauigkeit sowie Verteilung von GCPs (vgl. ELTNER et al. 2016). Diese Unsicherheit in den Modellen muss abgeschätzt werden, wenn anhand des DoDs Erosionsraten, Volumenschätzungen etc. berechnet werden sollen.

Für die Abschätzung von Unsicherheiten und Fehlern kann entweder ein Vergleich der Höhenmodelle mit Referenzpunkten (z.B. hochgenaue GPS-Koordinaten) bzw. einem Referenzhöhenmodell (z.B. ALS-Datensatz) erfolgen (z.B. ELTNER et al. 2016; MICHELETTI et al. 2015a) oder die Fehler werden über stabile Bereiche der DoDs abgeschätzt, auf denen keine Höhenveränderung stattfand (z.B. ANDERSON 2019; MÖLG & BOLCH 2017). Bei Höhenmodellen wird dabei zwischen zwei verschiedenen Unsicherheiten der Modelle unterschieden: Die Richtigkeit beschreibt die möglichst nahe Wiedergabe der tatsächlichen Oberfläche. Sie wird durch systematische Fehler geschätzt, die beispielsweise über den Mittelwert berechnet werden können. Die Präzision beschreibt die Streuung der Datenpunkte in sich. Sie ist durch Zufallsfehler gegeben, die z.B. über die Standardabweichung bestimmt werden können. (ELTNER et al. 2016; JAMES et al. 2019).

Liegen jedoch keine Referenzpunkte oder -höhenmodelle vor, mit denen ein Höhenmodell verglichen und daraus die Unsicherheit geschätzt werden kann, so können lediglich stabile Bereiche auf DoDs betrachtet werden. Dafür ist eine Modifikation der Berechnung der Unsicherheiten bzw. Fehlerbeiträge notwendig. Mit der Fehlerschätzung der Höhendifferenzen der DoDs anhand von stabilen Bereichen sowie der Fehlerfortpflanzung bei der Berechnung von Volumina von Sedimentumlagerung beschäftigt sich die Publikation von ANDERSON (2019). Nach ANDERSON (2019) tragen folgende drei Fehlertypen zu einem Gesamtfehler bzw. einer Gesamtunsicherheit bei:

1. Der unkorrelierte Zufallsfehler
2. Der räumlich korrelierte Zufallsfehler
3. Der systematische Fehler

Unkorrelierte Fehlerbeiträge beziehen sich auf Werte innerhalb des stabilen Bereichs des DoD, die räumlich nicht miteinander korrelieren, also die Abweichungen in jeder Rasterzelle statistisch unabhängig sind von den Abweichungen der benachbarten Zelle. Auch wenn in der Realität unkorrelierte Zufallsfehler kaum von räumlich korrelierten Zufallsfehlern und systematischen Fehlern zu trennen sind, schlägt ANDERSON (2019) eine Formel für die Abschätzung dieses Fehlerbeitrags vor. Dabei wird für die Berechnung der RMSE des DoD herangezogen

(σ_{RMSE}), wobei innerhalb der stabilen Bereiche ein Referenzwert von Null angenommen werden kann, um den die Werte schwanken. Die Fehlerfortpflanzung in das Volumen der Sedimentumlagerung erfolgt bei Zufallsfehlern mit der Wurzel aus der Anzahl der Zellen des Modells (\sqrt{n}), da sich die Fehler über die Untersuchungsfläche ausmitteln können, sowie die Zellgröße (L^2). Somit ergibt sich für den unkorrelierten Zufallsfehler des Volumens nach ANDERSON (2019):

$$\sigma_{v, re} = \sqrt{n} L^2 \sigma_{\text{RMSE}} \quad (1)$$

Korrelieren Abweichungen im stabilen Bereich miteinander, sind sie also nicht voneinander unabhängig, so können diese Fehler nicht mit oben genannter Formel für unkorrelierte Fehlerbeiträge geschätzt werden. Für die Bestimmung des korrelierten Fehlers ist es entscheidend, bis zu welcher Entfernung der Wert einer Rasterzelle Einfluss auf den Wert anderer Rasterzellen nimmt. Diese Entfernung lässt sich über die Anpassung eines theoretischen Modells an ein empirisches Semivariogramm und die daraus resultierende *range* bestimmen. Ist diese *range* deutlich kleiner als das betrachtete Untersuchungsgebiet, so können sich die Abweichungen in Summe wiederum ausmitteln. Daher geht in die von ANDERSON (2019) (basierend auf ROLSTAD et al. 2009) vorgeschlagene Formel für den korrelierten Zufallsfehler die Anzahl der betrachteten Rasterzellen erneut mit der Wurzel aus der Anzahl der Zellen ein. Für ein sphärisches Modell mit einem *nugget* (d.h. der Varianz bei kleinen Abständen) von null, das an das empirische Semivariogramm angepasst wird, gilt (ANDERSON 2019):

$$\sigma_{v, sc} = \sqrt{n} L^2 \sigma_{sc} \sqrt{\frac{\pi a^2}{5 L^2}}, \quad (2)$$

wobei σ_{sc} die Wurzel aus der Varianz der räumlich abhängigen Fehler darstellt. Der Parameter a steht für die *range* des Semivariogramms, also die Reichweite, bis zu der die Abweichungen räumlich autokorreliert sind.

Im Allgemeinen wird versucht, über eine Ko-Registrierung, beispielsweise mit ICP-Algorithmen, wie in dieser Arbeit, systematische Fehler zwischen zwei Höhenmodellen zu korrigieren (z.B. BAKKER & LANE 2017; JAMES et al. 2019). Dennoch ist es allgemein kaum möglich, den systematischen Fehler über Untersuchungsgebiete mit komplexen Topographien hinweg auf null zu reduzieren, auch wenn die mittleren Fehler in stabilen Bereichen nominal bei null liegen (ANDERSON 2019). Da auch kleine systematische Fehler einen großen Einfluss haben – sie mitteln sich anders als Zufallsfehler über größere Flächen nicht aus, sondern summieren sich – ist eine Schätzung des systematischen Fehlers notwendig (ANDERSON 2019). Der systematische Fehler (σ_{sys}) wird über den Mittelwert der Abweichungen im stabilen Bereich berechnet und pflanzt sich über die Anzahl n der Zellen und die Zellgröße (L^2) in das Volumen fort (ANDERSON 2019):

$$\sigma_{v, sys} = n L^2 \sigma_{\text{sys}} \quad (3)$$

Diese drei aufgezeigten Beiträge zur Unsicherheit beziehungsweise Fehlerschätzung können durch Bildung ihrer Quadratsumme zu einer kombinierten Schätzung der gesamten Unsicherheit σ_v des Volumens zusammengefasst werden (ANDERSON 2019):

$$\sigma_v = \sqrt{\sigma_{v,re}^2 + \sigma_{v,sc}^2 + \sigma_{v,sys}^2} \quad (4)$$

In dieser Arbeit wurde die Unsicherheit auf allen DoDs, aus denen Erosionsraten errechnet wurden (s. Kapitel 5.7), anhand von stabilen Bereichen geschätzt. Für die DoDs aus Luftbildern, die jeweils für die gesamten Gletschervorfelder erstellt wurden, wurden innerhalb des gesamten Gletschervorfelds auf dem DoD alle stabilen Bereiche kartiert und als Basis für die Fehlerberechnung für die zu bilanzierenden einzelnen DoDs der Untersuchungsflächen verwendet. Bei den DoDs aus Drohnenaufnahmen oder TLS-Daten, die jeweils nur die Untersuchungsflächen abdecken, wurden auf jedem einzelnen DoD stabile Bereiche kartiert.

Es wurde anhand von vier Beispiel-DoDs geschätzt, wie hoch die jeweiligen von ANDERSON (2019) vorgeschlagenen Fehlerabschätzungen sind. Hierfür wurde jeweils ein DoD

- aus zwei DEMs aus Luftbilddatensätzen,
- aus einem DEM aus Luftbildern und einem aus ALS-Daten erstellten DEM,
- aus zwei DEMs, erstellt aus zwei TLS-Datensätzen, sowie
- aus zwei aus Drohnenfotos generierten DEMs verwendet.

In Abbildung 10a und b werden beispielhaft zwei der DoDs sowie ihre stabilen Bereiche, die als Basis für die Abschätzung der Unsicherheiten dienen, gezeigt (schwarz umrahmte Bereiche, in Abbildung 10b außerhalb des schwarz umrandeten Bereichs in der Mitte). Diese Flächen wurden als weitgehend stabil erachtet und es wird angenommen, dass einzelne kleine Bereiche mit tatsächlichen Umlagerungen die Berechnungen nicht merklich beeinflussen. Die Q-Q-Plots in Abbildung 10c und d zeigen, dass die Werte der DoDs zwar nicht normalverteilt sind (Normalverteilung entspricht schwarzer Linie), da sie nach oben und unten hin Ausreißer aufweisen (heavy/fat tailed-distribution). Diese sind jedoch ungefähr symmetrisch verteilt, sodass keine systematische Verschiebung des DoD nach oben oder unten festgestellt werden kann. Die von ANDERSON (2019) aufgeführten Formeln sind laut dem Autor jedoch auch nicht-normalen Verteilungen gegenüber relativ robust, sodass sie auch bei nicht zutreffender Normalverteilung angewandt werden können.

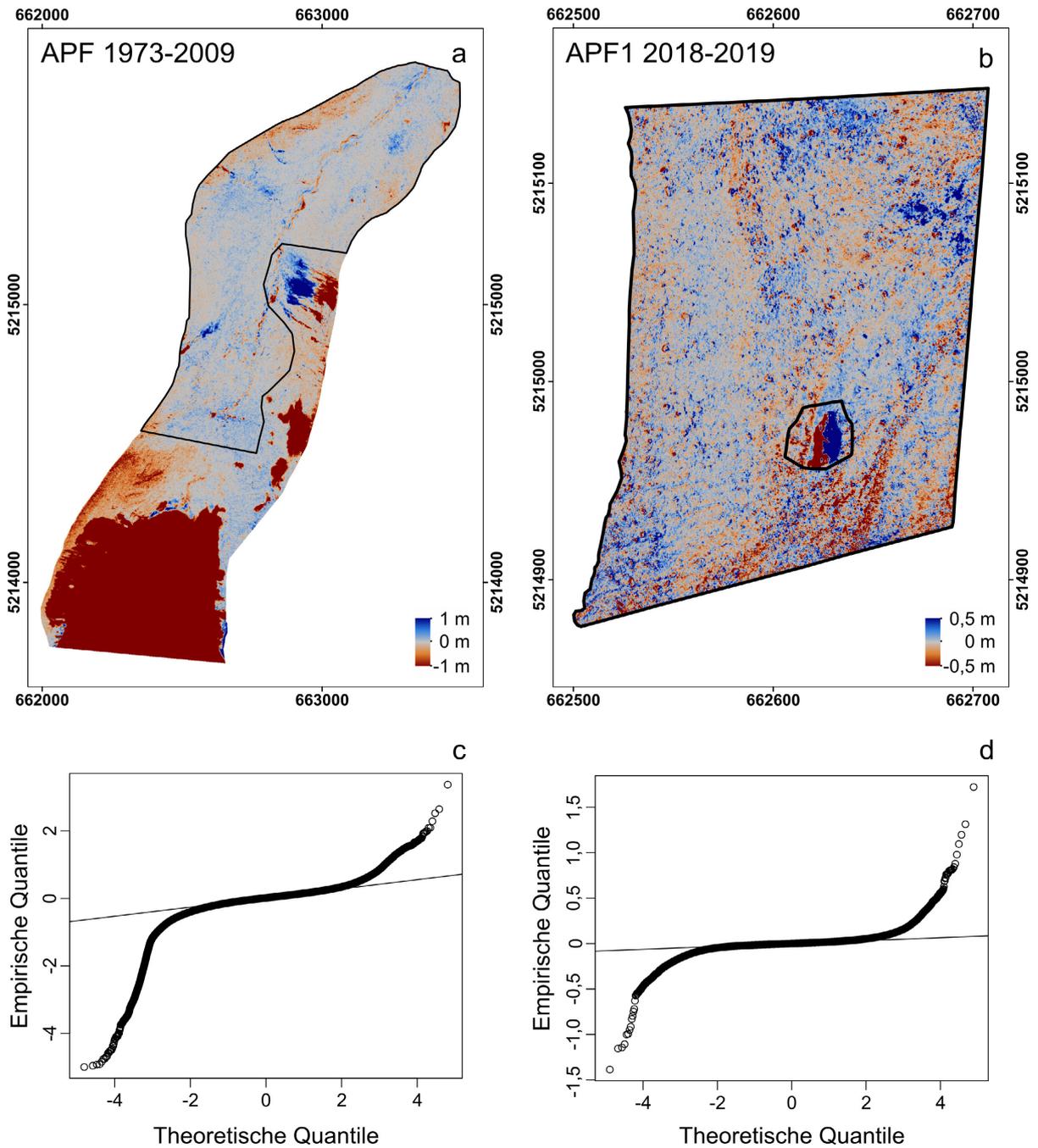


Abbildung 10: Kartierung stabiler Bereiche zur Bestimmung der Unsicherheiten: (a) DoD des Alpeiner Ferner-Untersuchungsgebiets 1973-2009, (b) DoD von Untersuchungsfläche APF1 2018-2019, jeweils mit ihren als stabil kartierten Arealen (schwarz, in b ist der kleine schwarz umrahmte Bereich in der Mitte ausgeschlossen) und (c,d) jeweils darunter die zugehörigen Q-Q-Plots für die stabilen Bereiche der beiden DoDs

Für den korrelierten Fehler wurde eine Anpassung in der Berechnung durchgeführt, da die in ANDERSON (2019) aufgeführte Formel (2) lediglich für das oben genannte sphärische Modell mit einem *nugget* von null gilt und sich dieser für die vorliegenden Daten als nicht gut passend erwies. Die Anpassung der Formel erfolgte über die in ROLSTAD et al. (2009) im Anhang aufgeführte Erläuterung und Formel zu einem doppelt geschachtelten sphärischen Variogramm mit einem variablen *nugget*. Diese lautet angepasst an die Nomenklatur in ANDERSON (2019):

$$\sigma_{v,sc} = \sqrt{n} L^2 \sqrt{c_0 + \frac{\pi a_1^2}{5L^2} c_1 + \frac{\pi a_2^2}{5L^2} c_2} \quad (5)$$

wobei c_0 der *nugget* des Gesamtmodells und c_1 und c_2 die jeweiligen *sills* (Grenzwert, gegen den das Semivariogramm läuft) der geschachtelten Modelle sind und a_1 und a_2 für die *range* der Modelle stehen. Die entsprechenden Semivariogramme zu den vier Beispieldatensätzen sind in Abbildung 11 zu finden.

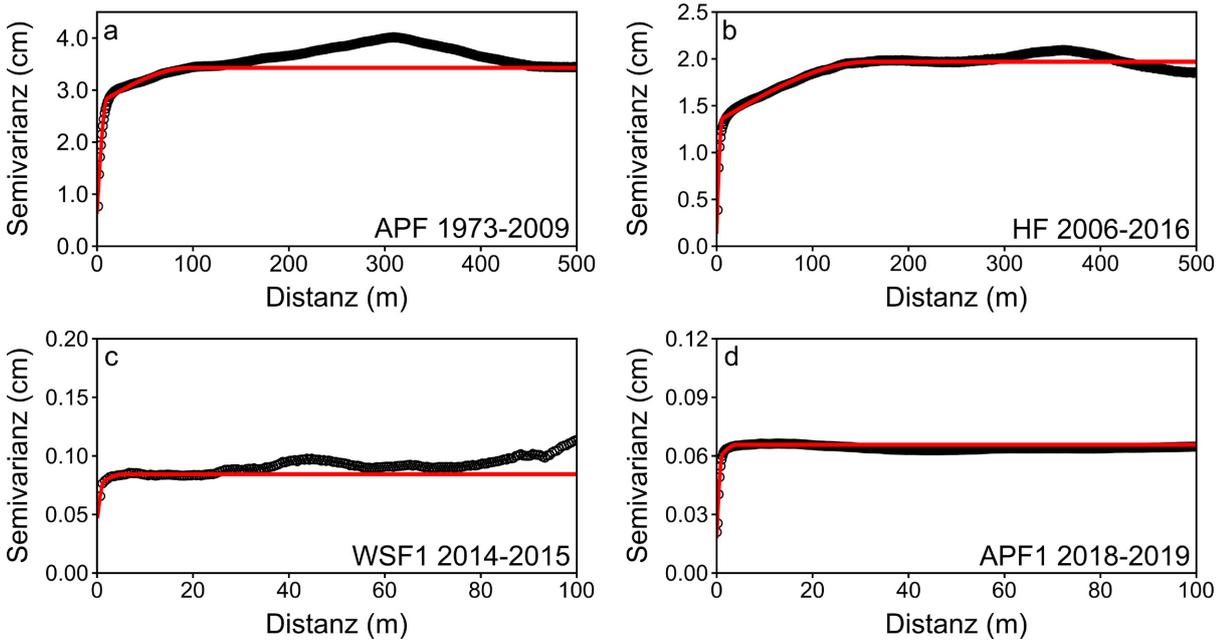


Abbildung 11: Semivariogramme der DoDs (a) APF 1973-2009, (b) HF 2006-2016, (c) WSF1 2014-2015 und (d) APF1 2018-2019 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Da in der vorliegenden Arbeit ausschließlich Höhenänderungen analysiert werden, die aus den DoDs hervorgehen, wird die Unsicherheit für das Volumen, die in den bisher aufgeführten Formeln berechnet wird, in eine mittlere Unsicherheit der Höhenänderung umgerechnet. Dies geschieht, indem durch das Produkt aus der Anzahl der Zellen (n) und der Größe der Zellen (L^2) geteilt wird (vgl. Tabelle 1 in der Publikation von ANDERSON 2019).

Der unkorrelierte Zufallsfehler σ_{re} für die mittlere Unsicherheit in der Höhe berechnet sich somit über die Division des σ_{RMSE} durch die Wurzel aus der Anzahl der Rasterzellen (\sqrt{n}) (ANDERSON 2019):

$$\sigma_{re} = \frac{\sigma_{RMSE}}{\sqrt{n}} \quad (6)$$

Der mittlere, räumlich korrelierte Zufallsfehler σ_{sc} , wie in Formel 5 nach ROLSTAD et al. (2009) angepasst an ein doppelt geschichtetes sphärisches Variogramm, berechnet sich über:

$$\sigma_{sc} = \sqrt{c_0 + \frac{\pi a_1^2}{5L^2} c_1 + \frac{\pi a_2^2}{5L^2} c_2} \times \frac{1}{\sqrt{n}} \quad (7)$$

wobei c_0 der *nugget* des Gesamtmodells, c_1 und c_2 die jeweiligen *sills* der geschachtelten Modelle sind und a_1 und a_2 für die *range* der Modelle stehen.

Beim mittleren systematischen Fehler σ_{sys} kürzt sich der Term $n L^2$ des systematischen Volumenfehlers, sodass nur σ_{sys} verbleibt. Da die Berechnung des systematischen Fehlers über den Mittelwert lediglich die Verschiebung zwischen zwei Modellen wiedergibt, jedoch keine nicht-linearen, komplexen Fehler berücksichtigt, wurde für σ_{sys} im Beispiel für die oben genannten DoDs einmal, wie für den systematischen Fehler von ANDERSON (2019) vorgesehen, der Mittelwert eingesetzt, und zudem einmal der RMSE mit einem Referenzwert von null. Somit werden auch nichtlineare Fehler in den Modellen berücksichtigt, die nicht über die angewandten ICP-Algorithmen korrigiert werden können (vgl. BAKKER & LANE 2017).

Tabelle 7 zeigt die Ergebnisse der unterschiedlichen Fehlerbeiträge für die ausgewählten Datensätze. Dabei weist der unkorrelierte Fehler den geringsten Betrag auf mit unter 0,05 cm bei allen DoDs. Der korrelierte Fehler und der systematische Fehler, bei dem für σ_{sys} der Mittelwert eingesetzt wird, sind ähnlich hoch und liegen zwischen 0,05 cm und ca. 2 cm, je nach Qualität des DoD. Mit Abstand der höchste Wert ergibt sich aus der Berechnung des systematischen Fehlers über den RMSE. Dieser liegt zwischen ca. 2 und 15 cm. Die gesamte berechnete Unsicherheit zeigt, dass insbesondere der unkorrelierte Zufallsfehler, aber auch der korrelierte Zufallsfehler sowie der systematische Fehler mit Mittelwert lediglich einen äußerst geringen Beitrag zum Gesamtfehler leisten. Der niedrige systematische Fehler mit Mittelwert ist dadurch zu erklären, dass der Mittelwert nach den zuvor durchgeführten ICP-Berechnungen sehr nahe an Null ist. Somit können die Fehlerbeiträge des unkorrelierten, korrelierten und systematischen Fehlers mit Mittelwert in den Fehlerberechnungen aller anderen DoDs dieser Arbeit vernachlässigt werden und es wird lediglich der RMSE als systematischer Fehler berechnet.

Tabelle 7: Vergleich unterschiedlicher Fehlerbeiträge in DoDs nach ANDERSON (2019): DoD aus zwei aus historischen Luftbildern generierten DEMs (APF1 1973-2009, 1 m-Grid); DoD aus einem ALS-DEM und einem photogrammetrisch erstellten DEM (HF 2006-2016, 1 m-Grid); DoD aus zwei TLS-Datensätzen (WSF1 2014-2015, 0,5 m-Grid); DoD aus mit Drohnenfotos generierten DEMs (APF1 2018-2019, 0,2 m-Grid) (alle ohne Konfidenzniveau, Werte in cm)

	APF 1973-2009	HF 2006-2016	WSF1 2014-2015	APF1 2018-2019
Unkorrelierter Fehler σ_{re}	0,02	0,03	0,04	0,003
Korrelierter Fehler σ_{sc}	0,82	2,06	0,14	0,05
Systematischer Fehler σ_{sys} (mit Mittelwert)	0,68	1,71	0,27	0,06
Systematischer Fehler σ_{sys} (mit RMSE)	14,54	12,59	2,88	2,31
Gesamte Unsicherheit σ	14,58	12,87	2,90	2,31

Der berechnete RMSE-Wert wird als geschätzte Unsicherheit bei den Erosionsraten für die gesamten Zeiträume, die die jeweiligen DoDs umfassen, angegeben. Zur weiteren Analyse wurden in dieser Arbeit auch mittlere jährliche Erosionsraten berechnet, um die Vergleichbarkeit von Zeiträumen unterschiedlicher Dauer zu ermöglichen. Auf die Berechnung eines jährlichen Fehlerwertes für mehrere Jahre umfassende DoDs wird hingegen verzichtet, da sich die berechneten Unsicherheiten jeweils auf ein konkretes DoD auf Grundlage zweier DEMs beziehen und nicht auf Unsicherheiten bei einer jährlichen Vermessung der Erosion innerhalb des entsprechenden Zeitraums. Überdies ist eine Rückrechnung des Gesamtfehlers auf Werte für einzelne Jahre dadurch limitiert, dass unbekannt ist, ob sich hypothetische Fehlerwerte für einzelne Jahre über die Zeit statistisch unabhängig oder korreliert verhalten.

Für den Vergleich zweier DEMs werden meist Schwellenwerte (*Levels of Detection*, LoD) angewandt, jenseits derer Werte des DoDs als real und nicht als Rauschen angesehen werden. Somit werden im DoD nur noch zu einem gewissen Konfidenzintervall statistisch signifikante Werte betrachtet (BAKKER & LANE 2017; BRASINGTON et al. 2003; LANE et al. 2003; MICHELLETTI et al. 2015b; SMITH & VERICAT 2015; WHEATON et al. 2010). Die theoretischen Untersuchungen und Überlegungen von ANDERSON (2019) zeigen, dass die Anwendung eines LoD bei der Berechnung von Nettobilanzen, nicht unbedingt dazu führt, dass das Ergebnis der Realität näher kommt, als wenn die Anwendung eines LoD unterbleibt. Vielmehr kann das Gegenteil der Fall sein und Bilanzen können verfälscht werden, weil unvermeidbar auch tatsächliche Veränderungen entfernt werden. Während sich bei Nettobilanzen positive und negative Werte, die Rauschen darstellen, gegenseitig aufheben, ist dies jedoch bei der Addition von negativen Differenzhöhenwerten, wie in dieser Arbeit (vgl. Kapitel 5.7), nicht der Fall, sodass ein LoD angewendet werden muss. Unterbliebe die Anwendung eines LoD in diesem Fall, so wären die oben genannten Fehlerberechnungen für diese Bereiche innerhalb des LoD nicht gültig (vgl. ANDERSON 2019).

Die LoDs basierten in der Vergangenheit meist auf der Standardabweichung des DoDs in stabilen Bereichen, die mit dem t-Wert des gewünschten Konfidenzintervalls multipliziert wird. Es werden in der Literatur mittlerweile aber auch andere Methoden zur Berechnung von räumlich differenzierten LoDs vorgeschlagen, wie die Ermittlung der Grenzwerte über Monte Carlo-Simulationen (zufällige Veränderungen der *sparse cloud*) und daraus abgeleitete Präzisionskarten und -werte (JAMES et al. 2017) und in einer aktuelleren Publikation aus der Präzisionsschätzung des *bundle adjustment* direkt in *Metashape* (JAMES et al. 2020). Für die vorliegende Arbeit wurde für alle DEMs, die über SfM berechnet wurden, letztere Methode angewandt. Hierfür wurde in den Metashape-Projekten die Kovarianz berechnet und anschließend über die Funktion *Run Script* das Python-Skript ausgeführt, das der Publikation von JAMES et al. (2020) beiliegt. Dieses exportiert die Standardabweichungen und Kovarianzen für alle Punkte der *sparse cloud* (*tie points*) in eine Texttabelle. Diese wurde in *SAGA GIS* (CONRAD et al. 2015) importiert und aus den Standardabweichungen ein *Grid* berechnet, welches der Präzisionskarte entspricht. Diese für jedes DEM erstellten Präzisionskarten wurden fortan für die Berechnung des

LoD für die jeweiligen DoDs verwendet, indem die Quadratsumme der jeweils zwei Präzisionskarten mittels des *Grid Calculator* berechnet wurde und Zellwerte des DoD, die in ihrem Betrag den Wert der kombinierten Präzisionskarten nicht überschreiten, entfernt wurden.

Für die DEMs aus ALS- und TLS-Datensätzen wurde mit dem Tool *Moving Planes* in *SAGA LIS* ein Raster mit Standardabweichungen generiert, die bei der Umwandlung von Punkten in Raster durch die Abweichung der Punkte von der Ebene entstehen (vgl. DUSIK 2020; HILGER 2017). Anschließend wurde genauso verfahren wie mit den Präzisionskarten der SfM-Modelle. Es ist zu beachten, dass die Festlegung der LoD-Werte für SfM- und Lasermodelle somit auf unterschiedlichen Grundlagen beruhen.

5.6 Gletscherstandskartierungen

Die Ausdehnung der Gletscher hat sich seit dem Höchststand am Ende der Kleinen Eiszeit stark verändert. Für eine Abschätzung der Zeit seit Entgletscherung für verschiedene Bereiche innerhalb der Gletschervorfelder wurde eine Gletscherstandskartierung anhand von historischen Karten, Fotoaufnahmen und für die neueren Gletscherstände auch anhand von Orthofotos und DoDs durchgeführt. Während auf historischen Karten zum Teil das Interpretieren der Signatur nicht unproblematisch ist, ergibt sich auf Fotoaufnahmen, Orthofotos und DoDs eine neue Schwierigkeit: Rein visuell, z.B. auf Orthofotos, sind die teils schuttbedeckten Ränder des Gletschers nur schwer von den angrenzenden Lateralmoränen zu trennen. DoDs liefern hier eine wichtige Unterstützung, da Eis, das zwischen zwei Aufnahmezeitpunkten ausgeschmolzen ist, durch die Höhendifferenz sichtbar wird, auch wenn es oberflächlich nicht erkennbar ist (ABERMANN et al. 2010; SCHOMACKER 2008). Dies trifft sowohl auf ausschmelzendes Gletschereis als auch auf bereits vom Gletscher getrenntes, schmelzendes Toteis zu. In Abbildung 12a ist ein Orthofoto gezeigt, in dem auf der orographisch rechten Seite des Gletschers teilweise eine vermeintlich scharfe Außengrenze sichtbar ist. Nach vorne hin, im nördlichsten Bereich der Zunge, wird die Abgrenzung jedoch sehr undeutlich. Anhand des Gletschertors wird sichtbar, dass die Weiterführung der sichtbaren Außengrenze nicht der tatsächlichen Gletscherausdehnung entsprechen kann. Anhand des DoDs in Abbildung 12b zeigt sich, dass hoch negative Werte des DoDs, also Oberflächenabsenkungen, orographisch rechts durchgehend bis in die Mittelhänge der Moränen feststellbar sind und somit noch gletschergebundenes, schuttbedecktes Eis bis dorthin reicht. Jedoch kann auch mit Hilfe der DoDs nicht immer sichergestellt werden, dass geomorphologisch stark aktive Flächen direkt in Gletschnähe oder nicht mehr aktiv zum Gletscher gehöriges Toteis korrekt vom Gletscher getrennt werden.

In dieser Arbeit wurden Gletscherumrisse daher so definiert, dass auch Eis an den seitlichen Rändern, das schuttbedeckt und visuell nicht auf Fotos sichtbar ist, zum Gletscher selbst gehört (vgl. Kartierung in Abbildung 12). Zeigt sich allerdings keine Unterbrechung von stark negati-

ven Werten der DoDs bis in die oberen Bereiche der Lateralmoränen hinauf, so ist davon auszugehen, dass es sich v.a. am Oberhang nicht mehr um austauendes Gletschereis, sondern um Sedimentumlagerungen handelt. In diesem Fall wurde an einer bestmöglich aus dem DoD und Orthofoto ableitbaren, zum übrigen erkennbaren Gletscherstand passenden Stelle die Grenze gezogen. Für die Gletscherkartierungen vor 1953 können aufgrund der Datengrundlage keine DoDs analysiert werden und daher muss hier auf die bereits in Karten markierten oder sichtbaren Grenzen zurückgegriffen werden.

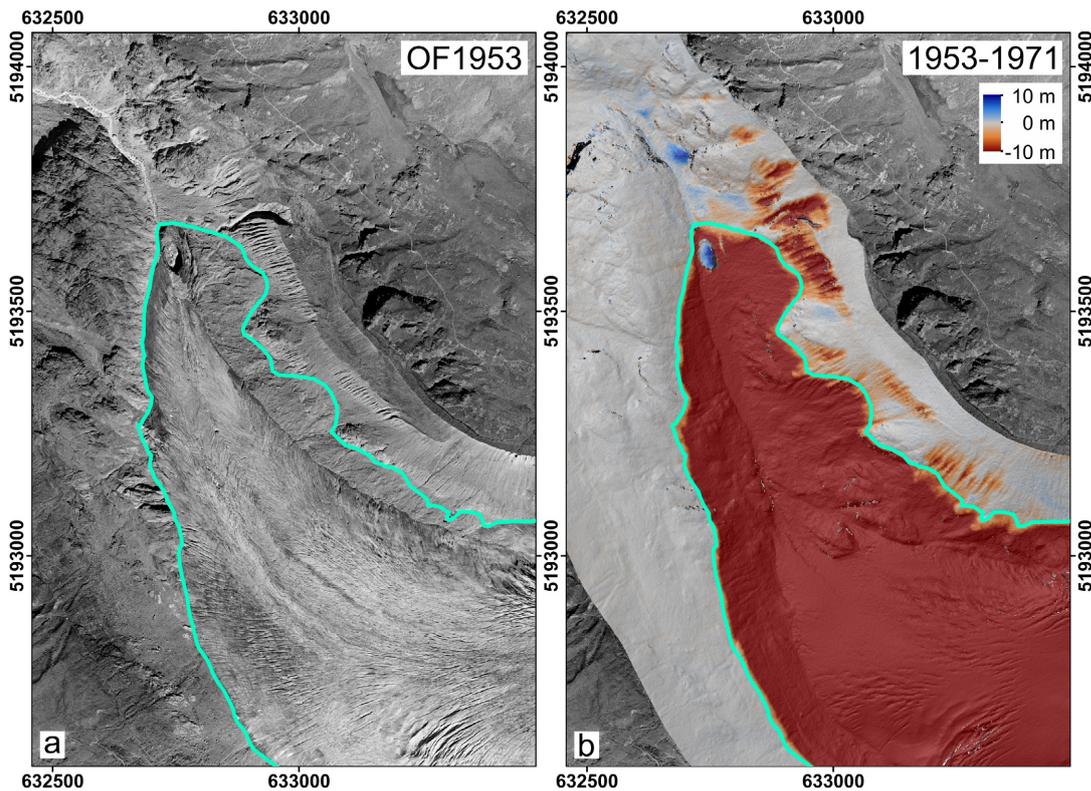


Abbildung 12: Beispiel für die Gletscherstandskartierung: Kartierte Gletscherzunge des Gepatschferners (türkis) auf dem Orthofoto von 1953 und (b) im DoD 1953-1971 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Eine Übersicht über alle für die Kartierungen verwendeten Kartenmaterialien und Daten findet sich in Anhang A. Die Ergebnisse der Kartierungen in den 10 Gletschervorfeldern sind in Anhang B jeweils auf den Übersichtskarten über die gesamten Gletschervorfelder enthalten.

5.7 Kartierung der Erosionsbereiche sowie Berechnung der Erosionsraten

Ein Ziel dieser Arbeit ist es, die Entwicklung der Geomorphodynamik von den 1950er Jahren an zu untersuchen sowie die Dynamik in verschiedenen Untersuchungsgebieten miteinander zu vergleichen. Um dies zu ermöglichen, müssen Erosionsraten für miteinander vergleichbare Flächen und Zeiträume berechnet werden. Da die Untersuchungsflächen, die die Basis für die Berechnung der Erosionsraten bilden, unterschiedlich groß sind und unterschiedliche Verhältnisse von Erosions-, Transport- und Ablagerungsbereich aufweisen, wurde die Berechnung der Sedimentumlagerung auf die Oberhänge der Untersuchungsflächen beschränkt und somit auf den Kernbereich der Erosionstätigkeit. Toteisbereiche wurden ausgeschlossen.

Bei der Kartierung der Erosionsbereiche auf den Oberhängen wurde folgendermaßen vorgegangen: Die obere Grenze bildet der Grat des untersuchten Moränenhanges bzw. in wenigen Fällen, in denen kein Grat vorhanden ist, der Anschnitt der Runsen. An den Seiten, also dem Hanggefälle folgend, entspricht der Umriss der Begrenzung der Untersuchungsfläche, es sei denn, es ist auf einem DoD Sedimenteintrag von der Seite zu erkennen oder ein Teil des Oberhanges weist keine Erosion mehr auf. In diesen Fällen wurde der Erosionsbereich entsprechend verschmälert. Für alle von tief eingeschnittenen Runsen betroffenen Flächen ist das untere Ende des Erosionsbereichs (ungefähr hangparallel) durch das Ende der Runsenseitenwände und dem dortigen Übergang des Erosionsbereichs in den Transportbereich gegeben. Dieser Fall ist in Abbildung 13a anhand der Untersuchungsfläche HF2 gezeigt. Auf allen Untersuchungsflächen ohne stark eingeschnittene Runsen ist die untere Begrenzung dort, wo der auf den DoDs ersichtliche Abtrag am Oberhang endet und in einen Transportbereich übergeht. Dies ist in Abbildung 13b anhand von Fläche HF1 mit dem DoD 2017-2018 dargestellt, wobei in diesem Fall der Erosionsbereich unvermeidbar auch bereits den Ablagerungsbereich inkludiert. Für Flächen, die so wenig geomorphologische Prozesse aufweisen, dass kein Erosionsbereich definiert werden kann, wurde die gesamte Untersuchungsfläche als „Erosionsbereich“ gewählt, um diese Flächen dennoch in die Analyse einbeziehen und zeigen zu können, dass dort keine nachweisbaren Prozesse erfolgen. Ein Beispiel dafür ist in Abbildung 13c anhand von Fläche RKF1 mit dem DoD 2017-2018 zu sehen, das keinerlei erkennbare Erosion aufweist. Da in die Berechnung der Erosionsraten keine Toteisbereiche miteingehen sollen, die die tatsächliche Sedimentumlagerung stark verfälschen würden, wurden Toteisbereiche, die entsprechend dem in Kapitel 6.1.1 beschriebenen Vorgehen bestimmt wurden, bei der Abgrenzung der Erosionsbereiche stets ausgeschlossen. Wenn Toteis jedoch den Hang so weit hinaufreicht, dass es nicht eindeutig vom Erosionsbereich trennbar ist, wurden auf diesem Hang für den betreffenden Zeitschnitt keine Definition eines Erosionsbereichs und keine Berechnung von Erosionsraten vorgenommen. Ein Beispiel dafür ist in Abbildung 13d mit Untersuchungsfläche WEK3 gegeben. Dort fand zwischen 1954 und 1971 ein flächenhaftes Ausschmelzen von Toteis am Mittelhang statt, das nicht von der Erosion am Oberhang getrennt werden kann.

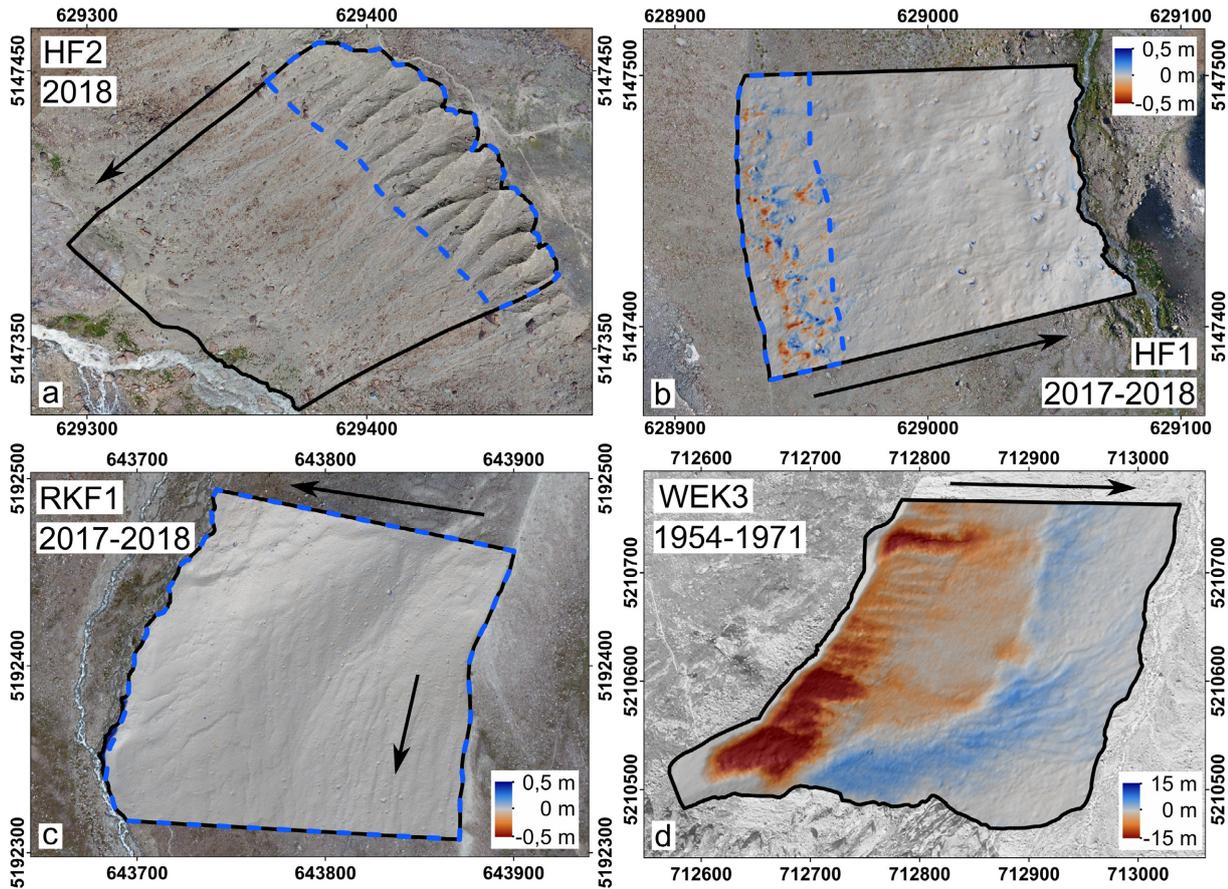


Abbildung 13: Beispiele für die Kartierung der Erosionsbereiche (blau umrandet): (a) Begrenzung am unteren Ende von Runsen (HF2, Orthofoto 2018), (b) Begrenzung am unteren Ende des im DoD ersichtlichen Erosionsbereichs am Oberhang (HF2, DoD 2017-2018, Orthofoto 2018), (c) gesamte Untersuchungsfläche als Erosionsbereich bei keiner erkennbaren Formungsdynamik (RKF1, DoD 2017-2018, Orthofoto 2009) und (d) keine Bilanzierung aufgrund nicht zu trennender Einflüsse von Erosion und Toteis (WEK3, DoD 1954-1971, Orthofoto 1971). Schwarze Pfeile zeigen hangabwärts. Datenquellen s. Tabelle A 1.

Wann immer möglich und entsprechend der oben genannten Kriterien sinnvoll, wurde der gleiche Umriss des Erosionsbereichs für mehrere Jahrgänge verwendet, da dies die beste Vergleichbarkeit ermöglicht. Bei starken Veränderungen des Hanges im Laufe der Zeit wurden jedoch für die jeweils betrachteten Zeiträume unterschiedliche Umrisse kartiert, um nicht zu große Bereiche ohne Erosion in die Berechnungen mit einzuschließen oder beispielsweise in frühen Zeiträumen von Toteis betroffene Hangbereiche später in den Erosionsbereich einschließen zu können.

Für die Berechnung der Erosionsraten wurden zunächst alle Rasterzellen mit negativen Werten innerhalb der Erosionsbereiche aufsummiert und mit der Zellgröße multipliziert. Dies entspricht dem Volumen des umgelagerten Materials. Dieses wurde anschließend zur besseren Vergleichbarkeit der verschiedenen Zeiträume einer Untersuchungsfläche bei unterschiedlichen Umrisse sowie der verschiedenen Untersuchungsflächen untereinander durch die Fläche des jeweiligen Erosionsbereichs geteilt. Das Ergebnis stellt somit eine Höhenänderung dar. Außerdem wurden diese Werte noch durch die Anzahl der vom Zeitraum umfassten Jahre geteilt, um zu einem mittleren jährlichen Erosionswert zu gelangen, der die Vergleichbarkeit der unterschiedlich langen Zeiträume gewährleistet.

Die Tatsache, dass in der neueren Zeit DoDs mit deutlich kürzeren Zeitspannen im Vergleich zu den ersten Zeiträumen vorliegen, kann dazu führen, dass Jahre mit besonders wenig Erosion oder aber große Ereignisse stark ins Gewicht fallen und das Ergebnis verzerren. Um dem entgegenzuwirken sowie zur Verbesserung der Übersichtlichkeit der jeweils etwas andere Jahre umfassenden Zeiträume wurden die jährlichen Erosionsraten drei Zeitscheiben zugeordnet und für Zeitscheibe 3 auch aggregiert. Basis für die Abgrenzung der Zeitscheiben sind die Aufnahmezeitpunkte der verwendeten Luftbilddatensätze.

- 1) **Zeitscheibe 1** werden alle Erosionsraten der Zeiträume zugeordnet, die von den 1950er bis in die 1970er Jahre reichen. Dies deckt sich mit den ersten DoDs aus den österreichischen Luftbilddatensätzen, die die Mehrheit der Untersuchungsgebiete abdecken.
- 2) **Zeitscheibe 2** umfasst alle Erosionswerte, die aus von den 1970er bis in die 2000er Jahre reichenden Modellen errechnet wurden. Dies entspricht dem Zeitraum, der von der Mehrheit der DoDs abgedeckt wird, die auf die entsprechenden DoDs von Zeitscheibe 1 folgen. Erosionsraten aus DoDs der Zeit von den 1950er bzw. 1960er Jahren bis in die 2000er Jahre (Südtiroler Gebiete sowie Höllentalferner) werden sowohl bei Zeitscheibe 1 als auch bei Zeitscheibe 2 angegeben.
- 3) In **Zeitscheibe 3** werden alle Erosionsraten aus Modellen der 2000er Jahre bis 2018/2019 zusammengefasst. Da in dieser Zeitscheibe häufig mehrere DoD-Modelle vorliegen, werden diese addiert, um ein DoD zu erhalten, das die gesamte Spanne abdeckt und als Basis für die Erosionsratenberechnung dient. Somit wird erreicht, dass Jahre mit Erosionsraten, die nicht dem Durchschnitt entsprechen, durch das Hinzunehmen der anderen Modelle gemittelt werden. Nichtsdestotrotz umspannt Zeitscheibe 3 insgesamt den kürzesten Zeitraum.

5.8 Analysen zu verschiedenen möglichen Einflussfaktoren auf die Morphodynamik

5.8.1 Grundlagen der Analyse

Für die Analyse des Einflusses verschiedener Faktoren auf die Morphodynamik wurden neben den Eigenschaften der Untersuchungsflächen Daten für die gesamten Gletschervorfelder (Untersuchungsgebiete) herangezogen. Diese Analyse wurde auf Basis der Gridzellen der einzelnen DoDs durchgeführt sowie auf Basis von Grids, die die jeweiligen Einflussfaktoren wiedergeben. Dies ermöglicht die Analyse größerer Bereiche von Lateralmoränen und die Stichprobe wird somit erhöht. Auch für die anschließende statistische Analyse zum Einfluss der verschiedenen Faktoren bringt die gridzellenbasierte Analyse für die gesamten Untersuchungsfelder einen großen Vorteil mit sich: So muss keine Mittelung einzelner Parameter für die Untersuchungsflächen erfolgen, wie es notwendig wäre, um die Untersuchungsflächen statistisch mit-

einander zu vergleichen. Da innerhalb der Untersuchungsflächen einige Parameter sehr heterogen sind, z.B. die Hangneigung oder die Jahre seit Entgletscherung, würde die Bildung von Mittelwerten solcher Parameter nicht erlauben, tatsächliche Einflussfaktoren zu ermitteln.

Basis für die gridzellenbasierte Analyse waren jeweils die neuesten für die gesamten Gletschervorfelder verfügbaren DoDs, die v.a. Zeitscheibe 2 und in manchen Gebieten auch Zeitscheibe 3 abdecken (s. Tabelle 8). Aufgrund der teils sehr unterschiedlich langen Zeiträume der DoDs wurden die entsprechenden Abtragswerte für alle folgenden Analysen durch die Anzahl der umfassten Jahre geteilt. Außerdem wurden nur negative Gridzellen der DoDs in die Analyse einbezogen, da lediglich der Zusammenhang der Erosion mit verschiedenen Einflussfaktoren untersucht werden soll.

Tabelle 8: Verwendete DoDs und DEMs für die Analyse des Zusammenhangs von Erosionsraten und verschiedenen möglichen Einflussfaktoren

Untersuchungsgebiet	Verwendetes DoD	Verwendetes DEM
AM	1983-2004	2004
APF	1973-2009	2009
GPF	1971-2012	2012
HF	2006-2016	2016
HTF	1960-2009	2009
KK	1974-2006	2006
LTF	2006-2016	2016
RKF	1971-2009	2009
WEK	1971-2010	2010
WSF	1971-2017	2017

Für diese Analyse wurden zunächst alle Festgesteinsbereiche sowie Gletscher- und Toteis auskartiert, das bis zum Beginn des Zeitraums des jeweiligen DoD nicht ausgeapert war, ebenso wie Bachläufe, bewaldete Bereiche und menschliche Infrastruktur, da die verschiedenen Faktoren in ebendiesen Bereichen in keinem Zusammenhang mit der Erosion stehen und die Analyse verzerren würden. Ein Beispiel für die Kartierung im Gletschervorfeld ist in Abbildung 14 für den Langtauferer Ferner gezeigt (rote Umrandung).

Es wurden für die Berechnung aller Faktoren Modelle mit 1 m Auflösung verwendet. Basis für die Ableitung von Parametern aus DEMs sind stets die neuesten für das gesamte Gletschervorfeld vorliegenden DEMs, die auch für die DoD Berechnung verwendet wurden (s. Tabelle 8).

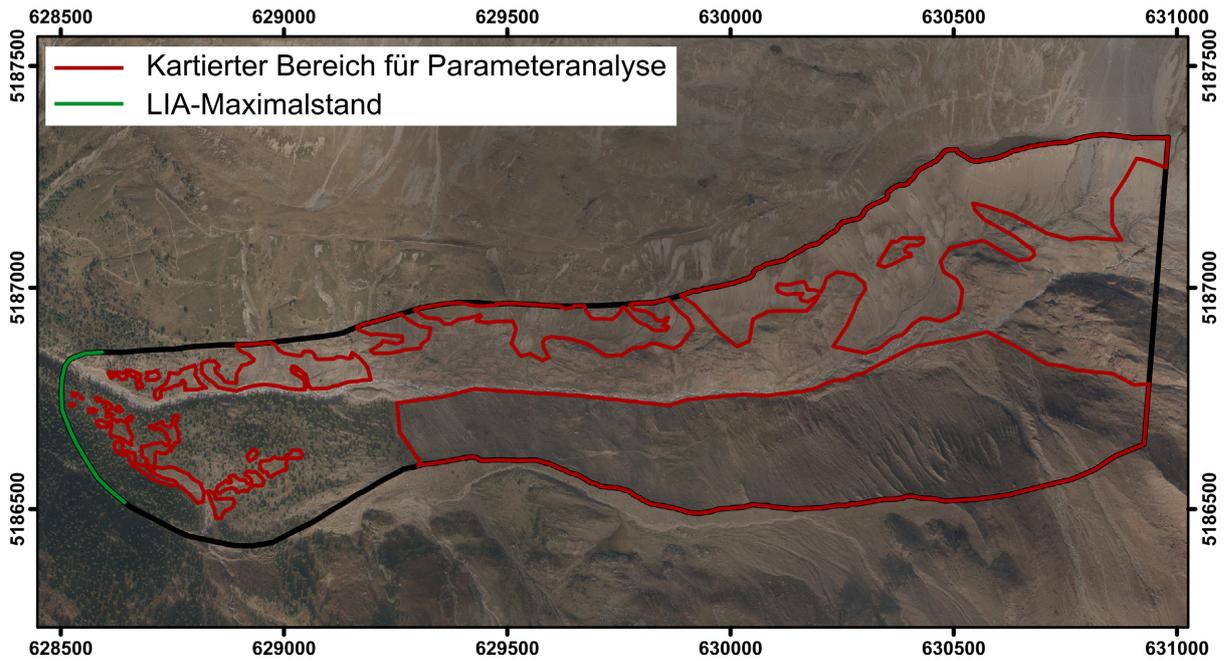


Abbildung 14: Kartierung für die Analyse zu Einflussfaktoren auf die Erosion in den gesamten Gletschervorfeldern sowie Kartierung des talwärtigen LIA-Maximalstands: Beispiel des Langtaufferer Ferner-Untersuchungsgebiets mit Orthofoto 2016. Datenquellen s. Tabelle A 1.

5.8.2 Zeit seit Entgletscherung

Um den Einfluss der Zeit seit Entgletscherung auf die Morphodynamik zu untersuchen, wurde zunächst eine Interpolation zwischen den bekannten, kartierten Gletscherständen durchgeführt. Dies ermöglicht eine Alterszuweisung für jede Rasterzelle im Gletschervorfeld, während ohne Interpolation nur ein grober Zeitraum der Entgletscherung angegeben werden könnte und eine Analyse des Zusammenhangs mit der Morphodynamik kaum möglich wäre. Für die Interpolation wurde folgendermaßen vorgegangen: Jeder kartierte Gletscherstand wurde vom Linien-Shapefile in ein Raster (*Grid*) umgewandelt. Auf Basis dessen wurde über *Grid Proximity Buffer* in *SAGA GIS* ein sog. *Distance Grid* erstellt, das für jedes Pixel im Untersuchungsgebiet den euklidischen Abstand vom nächstliegenden Pixel des Gletscherstands angibt. Anschließend erfolgte eine Verrechnung von jeweils für zwei aufeinanderfolgende Gletscherstände abgeleiteten *Distance Grids* über folgende Formel im *Grid Calculator* von *SAGA GIS*:

$$\text{Jahr der Entgletscherung} = J_1 + \Delta J * \frac{DG_1}{DG_1 + DG_2}, \quad (7)$$

wobei J_1 dem Jahr des älteren Gletscherstands entspricht, ΔJ der Jahresdifferenz zwischen beiden Gletscherständen, DG_1 dem älteren *Distance Grid* und DG_2 dem neueren *Distance Grid*. Somit erhält man interpolierte Werte für den jeweils zwischen zwei Gletscherständen liegenden Bereich. Die einzelnen Grids, die jeweils den zwischen zwei Gletscherständen ausgetauten Bereich umfassen, werden abschließend über *Mosaicking* wieder zu einem Grid zusammengefügt. Dieses enthält nun für jede Rasterzelle im Gletschervorfeld eine Schätzung für den Zeitpunkt der Entgletscherung.

Anschließend wurde für die weitere Analyse aus dem Jahr der Entgletscherung die Zeitdifferenz seit Entgletscherung für jede Rasterzelle berechnet, um die Daten in verschiedenen Gebieten vergleichbarer zu machen. Dazu wurde jeweils das interpolierte Jahr der Entgletscherung vom mittleren Jahr des für die Analyse verwendeten DoD (s. Tabelle 8) abgezogen. Für einen Teil der Analyse wurden schließlich die Jahre seit Entgletscherung in 20-Jahres-Abstände klassifiziert und für jede Klasse wurde das jährliche Erosionsvolumen, dividiert durch die von der Klasse abgedeckte gesamte Fläche (positive wie negative Rasterzellen), errechnet.

5.8.3 Entfernung vom LIA-Maximalstand und Hangneigung

Für die Prüfung einer Abhängigkeit der Erosion von der Entfernung vom LIA-Maximalstand wurde der kartierte LIA-Maximalstand (s. Beispiel in Abbildung 14) in ein Raster umgewandelt und über *Grid Proximity Buffer* wurde ein *Distance Grid* erstellt, das für das gesamte Vorfeld für jede Rasterzelle die Entfernung vom Maximalstand angibt. Anschließend wurden in *R* (RSTUDIO TEAM 2019) für die in Klassen eingeteilten Entfernungen vom Maximalstand die jeweils mittleren jährlichen Erosionswerte pro Fläche, die von der jeweiligen Klasse abgedeckt wird, berechnet.

Die Berechnung der Hangneigung wurde mit dem Tool *Slope, Aspect, Curvature* in *SAGA GIS* nach der Methode von ZEVENBERGEN & THORNE (1987) durchgeführt. Für die Analyse der Abhängigkeit der Erosion von der Hangneigung wurden die Hangneigungen in 10° -Schritte klassifiziert und jeweils der Mittelwert der jährlichen Erosion, wiederum dividiert durch die von der Klasse abgedeckte Fläche, berechnet.

Zudem wurde die Abhängigkeit der Hangneigung von der Entfernung vom LIA-Maximalstand untersucht. Für diese Analyse wurden auch Toteisbereiche mit einbezogen. Zunächst wurden auf Basis der oben genannten *Distance Grids* die Entfernungen vom Maximalstand in Prozent der größten Entfernung vom Maximalstand innerhalb der Untersuchungsgebiete umgerechnet. Anschließend wurden 10 %-Klassen gebildet und für diese jeweils die mittleren Hangneigungen berechnet.

5.8.4 Höhenlage

Um einen möglichen Zusammenhang zwischen der Erosion und der Höhenlage zu prüfen, wurden alle Höhenwerte zwischen 1800 m und 3000 m ü.d.M. in 100 m-Klassen eingeteilt und für jede Klasse die Summe der jährlichen Erosion berechnet. Des Weiteren wurde für die Berechnung der Abhängigkeit der Erosion von der Höhenlage und der Zeit seit Entgletscherung (vgl. Kapitel 5.8.2) die in 100 m-Klassen eingeteilte Höhe ü.d.M. gegen die in 20-Jahres-Klassen eingeteilte Zeit seit Entgletscherung geplottet und für jede Klassenkombination die Erosion pro Jahr auf Basis der DoDs in Tabelle 8 berechnet.

5.8.5 Statistische Zusammenhänge

Abschließend erfolgte eine statistische Analyse mit dem Ziel, die Stärke des Einflusses der jeweiligen untersuchten Faktoren auf die Erosionsdynamik zu bestimmen. Es wurde für alle Gletschervorfelder zusammen eine Tabelle generiert, die für jede Rasterzelle der Vorfelder der Betrag der negativen Werte der DoDs, die Höhenlage (DEM), Hangneigung, Distanz vom LIA-Maximalstand und Anzahl der Jahre seit Entgletscherung enthält. Auf Basis dieser Tabelle wurde für die Untersuchung des Zusammenhangs der Erosion mit den einzelnen Parametern der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient nach Pearson berechnet (BAHRENBERG et al. 2017). Ebenso wie alle folgenden Analysen wurde die Berechnung in R (RSTUDIO TEAM 2019) durchgeführt.

Des Weiteren wurde, ebenfalls auf Basis der oben genannten Tabelle, eine multiple Regressionsanalyse durchgeführt, um festzustellen, wie die Erosion von den untersuchten Variablen abhängt (BAHRENBERG et al. 2017). Dabei werden die Einflüsse verschiedener Variablen auf die abhängige Variable Erosion berechnet. Werden die als Ergebnis erhaltenen Regressionsparameter normiert, so liefern sie eine Interpretation für die prozentuale Stärke des Einflusses der einzelnen Parameter in der Modellierung des DoD.

Im nächsten Schritt wurden die Regressionsparameter zur Gewichtung der Einflussfaktoren verwendet. Die resultierende gewichtete Summe der Einflussfaktoren für jede Rasterzelle ergibt einen optimalen Faktor, der den Erosionswert des DoD bestmöglich erklärt. Um zu sehen, wie gut die Erosion durch die gewichteten Einflussfaktoren beschrieben wird, wurde der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient nach Pearson für die gewichtete Summe und die Erosion berechnet.

Abschließend wurde eine Hauptkomponentenanalyse (*principal component analysis*, kurz PCA) durchgeführt, um den Einfluss der untersuchten Faktoren auch visuell sichtbar zu machen. In der Statistik wird diese Analyse gewöhnlich zur besseren und strukturierteren Darstellung von umfangreichen, komplexen Datensätzen verwendet, indem viele, linear korrelierte Merkmale auf wenige Faktoren (=Hauptkomponenten) reduziert werden, die unkorreliert sind (DE LANGE & NIPPER 2018). Hierfür werden durch die mehrdimensionale Punktwolke aus Daten aufeinander senkrecht stehende hypothetische Achsen gelegt, die die Hauptkomponenten darstellen. Dabei wird die erste Achse so gewählt, dass sie die vorhandene Varianz zwischen den Variablen bestmöglich abbildet. Die zweite Achse bildet schließlich senkrecht auf der ersten stehend den maximal möglichen Teil der Restvarianz ab usw. Somit ist die erste Achse aus Sicht der Datenstruktur die optimale. Letztendlich werden nur die Achsen mit der größten Varianz berücksichtigt. Das von den Hauptkomponenten aufgespannte Koordinatenkreuz, im Falle zweier Hauptkomponenten in 2D darstellbar, dient nun dazu, die Daten dort einzutragen. Für jede Hauptkomponente kann außerdem angegeben werden, welchen Anteil der Gesamtvarianz sie erklärt (LEYER & WESCHE 2007).

Für diese Arbeit wurden die drei Faktoren Hangneigung, Entfernung vom LIA-Maximalstand sowie eine Kombination der Variablen Jahre seit Entgletscherung und Höhenlage in einem Koordinatenkreuz aus zwei Hauptkomponenten (Dim1, Dim2) dargestellt. Die Korrelation der einzelnen Variablen mit den Hauptkomponenten zeigt, in welche Richtung die Variablen in Bezug auf die gewählten Hauptkomponenten zunehmen (LEYER & WESCHE 2007). Dies erlaubt auch einen Vergleich der Variablen untereinander. Um auch das Verhältnis der Faktoren zu den Werten des DoDs zu zeigen, das nicht in die PCA eingeht, wurden die negativen DoD-Werte mit der Methode k-means geclustert (BORTZ 2005; DE LANGE & NIPPER 2018; LANDER 2017) und mit in die PCA-Darstellung eingezeichnet.

6 Ergebnisse

Zu Beginn des Ergebnisteils sei auf den Anhang der Arbeit verwiesen, der eine vollständige Sammlung aller erstellten Differenzhöhenmodelle (DoDs) und Orthofotos für alle Gebiete und Untersuchungsflächen umfasst, ebenso wie alle kartierten Gletscherstände und die Erosionsbereiche aller Untersuchungsflächen (Anhang B). Im Folgenden werden nur ausgewählte Ergebnisse gezeigt, die sich besonders als Beispiele eignen.

6.1 Toteis in den Untersuchungsgebieten

6.1.1 Detektion von Toteis

Schuttbedecktes Eis, ob noch zum Gletscher gehörig oder bereits abgetrennt als Toteis, ist anhand einer ausschließlichen Betrachtung der Oberfläche z.B. auf Orthofotos schwer zu identifizieren. DoDs können eine wichtige Hilfe bei der Detektion von ausschmelzendem, schuttbedecktem Eis leisten, denn sie zeigen negative Werte bei allen Arten von Oberflächenabsenkungen an (vgl. Kapitel 5.6). Auch wenn die Trennung von austauendem Eis und Erosion anhand von DoDs nicht immer zweifelsfrei möglich ist, weisen DoDs häufig bestimmte Muster auf, die wichtige Hinweise auf Eisschmelze geben.

Ein häufig auftretendes Phänomen bei schmelzendem Eis sind flächenhafte negative Werte, die meist im Verhältnis zu Erosionswerten sehr hoch sind. Flächenhafte geomorphologische Prozesse dieser Magnitude auf unteren und mittleren Hangbereichen können in den Gletschervorfeldern dieser Arbeit aus folgenden Gründen ausgeschlossen werden: Würde es sich beispielsweise um Hangrutschungen handeln, wären auf den entsprechenden Orthofotos oder Schummerungen entsprechende zurückbleibende Strukturen erkennbar, z.B. ein Anrissbereich. Überdies ist auffällig, dass auf den betroffenen Hangabschnitten keine den negativen Werten, so sie denn Erosion repräsentieren würden, entsprechenden positiven Werte vorzufinden sind, die die dazugehörige Akkumulation darstellen würden (vgl. Abbildung 15b). Hierbei muss zwar bedacht werden, dass in den teils sehr langen Zeiträumen zwischen zwei Datensätzen das Material auch durch einen Bach abtransportiert worden sein könnte, dennoch ist die Situation bei der Gesamtbetrachtung des Reliefs meist eindeutig, z.B. weil kein Gerinne in der Nähe vorhanden ist. Außerdem ist häufig zu beobachten, dass Hänge mit schuttbedecktem Toteis wenig Strukturen fluvialer Erosion (Erosionsrinnen) aufweisen, die normalerweise auf Fotos und Orthofotos erkennbar wären (vgl. Abbildung 15a). Dies deutet darauf hin, dass das Toteis entweder die Bildung von Rinnen verhindert oder aber durch die Schmelze unter dem Schutt die Oberfläche rasch wieder verändert wird, sodass diese Strukturen nicht erkennbar bleiben. Aufgrund der Gesamtbetrachtung dieser Eigenschaften stellt austauendes Toteis, obwohl nicht im Gelände direkt durch Bohrungen nachgewiesen, die einzige sinnvolle Erklärung der beobachteten flächenhaften Oberflächenabsenkungen dar.

Die genannten Eigenschaften können in Abbildung 15, welche einen Bereich des Alpeiner Ferners im Stubai darstellt, gut erkannt werden. So sind im Orthofoto von 1954 neben dem Gletscher eine auffällige Struktur in Form einer Eiskante sowie eine Wölbung im Hang erkennbar. Das DoD von 1954 und 1973 zeigt klar eine vom Gletscher isolierte Fläche mit hohen negativen Werten bis -15 m ohne entsprechende Akkumulation, mit deutlicher Entfernung zu einem Gerinne, das zu Sedimenttransport fähig wäre, sowie keinerlei Muster von (fluvialer) Erosion oder einem Anriss einer Hangrutschung. Somit kann in diesem Fall eindeutig von austauendem Toteis ausgegangen werden.

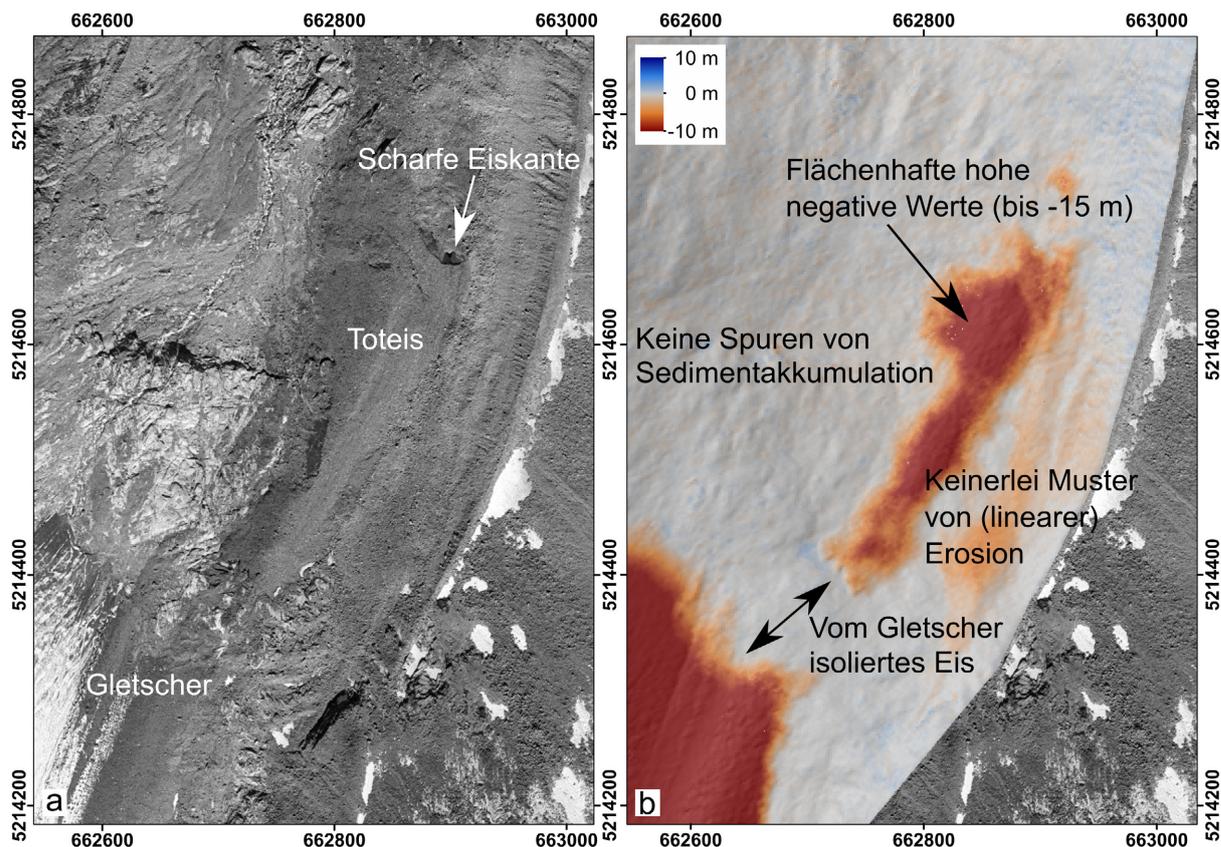


Abbildung 15: Toteisvorkommen am Alpeiner Ferner: (a) Orthofoto von 1954 und (b) DoD 1954-1973 mit detektiertem Toteis (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Ein Problem im Umgang mit Toteis stellt sich jedoch durch den teils fließenden Übergang von austauendem Toteis in Erosionsbereiche dar. Diese Situation tritt insbesondere in den oberen Hangbereichen der Lateralmoränen auf, wie es in Abbildung 16 am Beispiel des Waxeggkees zu sehen ist. Die Erosion an den auf dem Orthofoto (a) eindeutig zu erkennenden Runsen geht im DoD (b) direkt in eine Fläche mit gleichmäßigen negativen Werten über. Da diese Fläche keinerlei lineare Erosionsformen oder Anzeichen einer Hangrutschung aufweist und überdies nicht von einer solch starken Kopplung zum Gerinne ausgegangen wird, dass ein Großteil dieses „Erosionsvolumens“ abtransportiert worden wäre, sind die Anzeichen stark, dass es sich auch hier um Toteis handelt. Jedoch ist in diesem Fall keine exakte Trennung dieser zwei ganz unterschiedlichen Prozesse möglich.

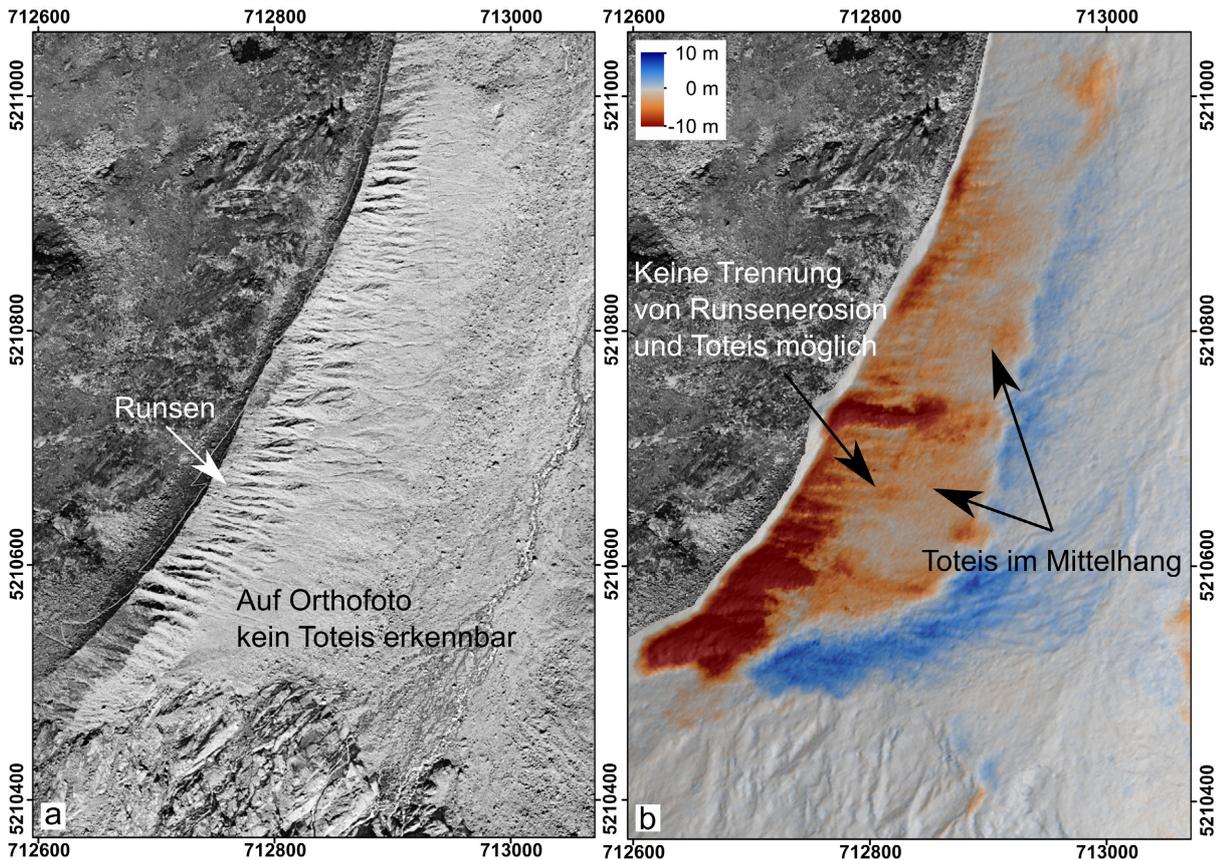


Abbildung 16: Problematik der Trennung von Toteis und Erosion am Beispiel des Waxeggkees: (a) Orthofoto von 1954 und (b) DoD 1954-1971 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Es sind in allen Untersuchungsgebieten mit Ausnahme des Höllentalferners Bereiche mit schuttbedecktem Toteis in einem der betrachteten Zeiträume vorzufinden. Auf Basis der im Rahmen dieser Arbeit generierten DoDs kann gezeigt werden, dass es nach der Gletscherschmelze bis zur endgültigen Schmelze von Toteis in den Hängen der Lateralmoränen oft viele Jahrzehnte dauert. Dennoch unterscheiden sich das Toteisvolumen sowie die Verweildauer aufgrund von unterschiedlich mächtiger Schuttbedeckung, Sonneneinstrahlung (Exposition) und weiteren Faktoren von Fall zu Fall deutlich. Wie unterschiedlich das Vorkommen von Toteis sowie die Verweildauer und weitere Eigenschaften sein können, wird im Folgenden anhand einiger Untersuchungsgebiete aufgezeigt.

6.1.2 Verweildauer von Toteis

Wie lange Toteis im Gletschervorfeld existieren kann, ist eindrücklich am Alpeiner Ferner zu beobachten. Dort kann ab 1954 das Austauen von Toteis im Bereich östlich des Gletscherbaches auf einer Höhe von ca. 2500 m ü.d.M. detektiert werden. Der Gletscher lag zu diesem Zeitpunkt einige Zehnermeter hinter diesem Bereich (vgl. Abbildung 15), was bedeutet, dass das Toteis erst wenige Jahre isoliert gewesen sein kann. Über alle weiteren im Rahmen dieser Arbeit generierten DoDs bis hin zum Jahr 2019 kann ein Abschmelzen von Toteis in diesem

Ergebnisse

Bereich beobachtet werden. Dies bedeutet, dass das schuttbedeckte Eis dort bereits annähernd 70 Jahre verweilt.

Dass eine lange Existenz von Toteis bei entsprechenden Bedingungen auch in niedrigen Höhen möglich ist, zeigt wiederum das Krimmler Kees (Abbildung 17). Bis in die 1990er Jahre hinein reichte dort die westliche Gletscherzunge bis auf ca. 2000 m ü.d.M. hinab. Beim Zurückschmelzen des Gletschers trennte sich schließlich um das Jahr 2000 herum die noch aktive Gletscherzunge von einem großen Toteisbereich unterhalb eines Felsriegels, zwischen den hochaufragenden Lateralmoränen gelegen. Auffällig ist die starke Schuttbedeckung sowohl des Gletschers schon in den 1950er Jahren als auch des bis heute dort zu findenden Toteises, welches auch im DoD 2017-2018 noch in erheblichen Mengen nachgewiesen werden konnte. Es ist von einer starken Isolationswirkung des Schuttes auszugehen, der ein so langes Fortbestehen des Eises auf 2000-2200 m ü.d.M. Höhe ermöglicht.

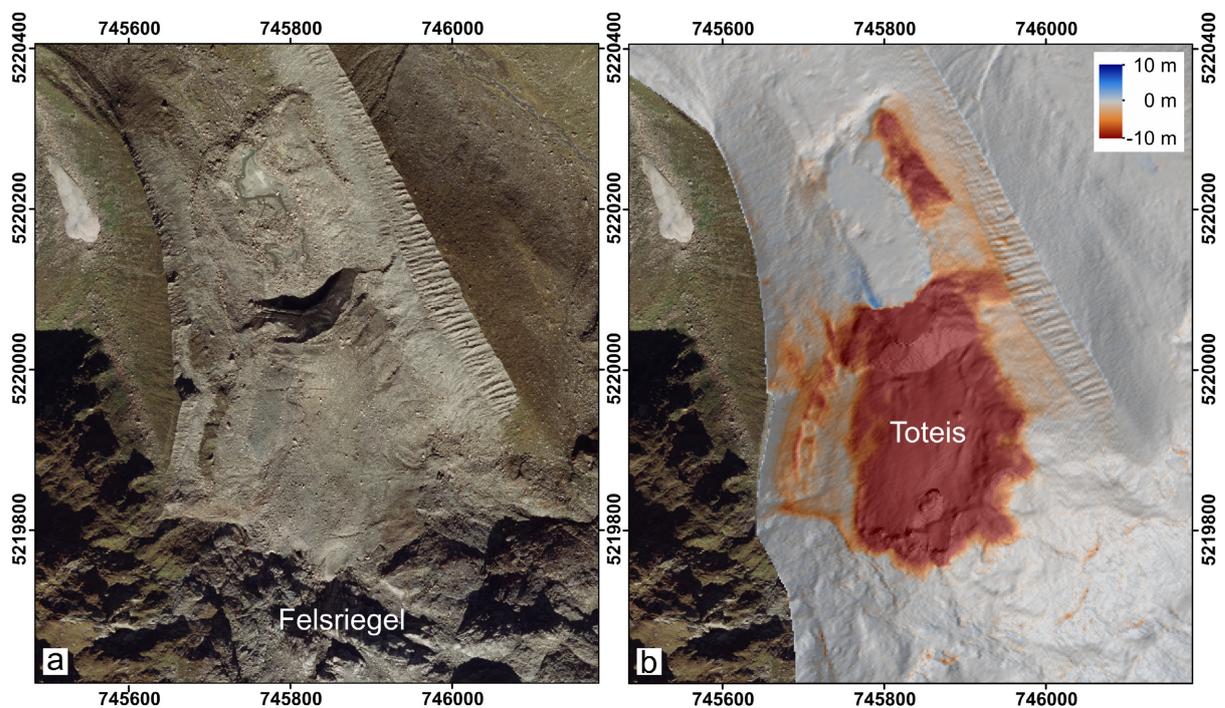


Abbildung 17: Toteisvorkommen am Krimmler Kees: (a) Orthofoto von 2006 sowie (b) DoD 2006-2012 mit detektiertem Toteis (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Wie lange genau das in einem Zeitschnitt detektierte Toteis (z.B. 1953-1971 oder 1959-2006) in anderen Gebieten verweilt ist, in denen es heute nicht mehr nachweisbar ist, kann im Rahmen dieser Studie nicht ermittelt werden (Waxeggkees, Gepatschferner, Langtauferer Ferner, Hohenferner, Rofenkarferner, Amola Gletscher). Hierfür müssten kürzere Zeitschnitte betrachtet werden. Dennoch liefert auch in diesen Gletschervorfeldern ein Vergleich der Toteisvorkommen interessante Erkenntnisse.

6.1.3 Verbreitung in den Untersuchungsgebieten

Die Verbreitung von Toteis am **Alpeiner Ferner** wurde bereits oben beschrieben. Am **Waxeggkees** sind die Bedingungen denen am **Krimmler Kees** ähnlich bezüglich der Höhenlage sowie eines Felsriegels, hinter welchem die Gletscherzunge ebenfalls in den 1950er Jahren erstmals zurückblieb. Dennoch unterscheidet sich die Verbreitung von Toteis deutlich: So ist am Waxeggkees zwar Toteis vorzufinden, allerdings in einigen Mittelhang- sowie Oberhangbereichen im direkten Übergang zu Erosionsbereichen, nicht jedoch flächenhaft am Talgrund, wie dies am Krimmler Kees der Fall ist (vgl. Abbildung 17). Das Toteis am Waxeggkees befand sich im Zeitraum von 1954 bis 2010 ähnlich wie am Krimmler Kees in Höhen von 2080 bis 2180 m ü.d.M., nachdem es zwischen ca. 1910 und 1930 vom Gletscher isoliert worden war. Heutzutage ist es allerdings nicht mehr nachzuweisen (vgl. DoDs 2010-2017, 2017-2018). Das schnellere Austauen im Vergleich zum Krimmler Kees dürfte vor allem durch die ostexponierte Lage mit höherer Sonneneinstrahlung, die von Beginn an geringeren Toteisvolumina sowie eine geringere Schuttbedeckung des Eises bedingt sein.

Beim Gletschervorfeld des **Rofenkarferners** als höchstgelegenen Untersuchungsgebiet (bis ca. 2900 m ü.d.M.) könnte man vermuten, dass Toteis aufgrund der niedrigeren Jahresdurchschnittstemperaturen lange unter Schutt verweilen kann. Auf einer Höhe von ca. 2850-2900 m ü.d.M. taute dort zwischen 1953 und 1971 Toteis aus. Doch bereits im anschließenden Zeitraum bis 2009 ist es nicht mehr nachweisbar, denn obwohl ein Teil des Toteisbereichs in diesem Zeitraum durch einen erneuten Gletschervorstoß mit Moränenmaterial bedeckt worden war, müsste das austauende Eis im DoD erkennbar sein.

Am **Hohenferner** und am **Weißseeferner** trat Toteis nur sehr kleinräumig zwischen 1959-2006 beziehungsweise 1971-2014 auf (auf 2710-2760 m ü.d.M. respektive 2600-2670 m ü.d.M.). Sowohl am **Gepatschferner** als auch am **Langtauferer Ferner** können kaum Toteisvorkommen detektiert werden, denn das in den Mittelhangbereichen der Lateralmoränen schmelzende Eis kann nicht vom schmelzenden Gletscher am Hangfuß getrennt werden. Es liegen somit kaum isolierte Eismassen vor, was beim Langtauferer Ferner aber auch dem sehr langen Beobachtungszeitraum von 1959 bis 2006 ohne dazwischenliegende Datensätze geschuldet sein könnte.

An der **Vedr. D'Amola** kann noch heute Toteis weit oben im Erosionsbereich von AM2 festgestellt werden, denn der flächenhaft negative Bereich lässt sich kaum durch geomorphologische Prozesse erklären.

Um einen Vergleich der Toteisvolumina, ihrer Mächtigkeiten, Fläche sowie Höhenlage zu ermöglichen, werden in Tabelle 9 einige eindeutig als Toteis identifizierte Bereiche in den Untersuchungsgebieten quantitativ charakterisiert. Dabei erhebt diese Auflistung keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Auch ist beispielsweise das Toteis am Waxeggkees zwischen 1954 und 2010 nicht aufgelistet, da es nicht klar von reinen Erosionsbereichen trennbar ist. Darüber hinaus ist zu beachten, dass die als Toteis kartierten Bereiche auch Sedimenteintrag aus höher

gelegenen Hangbereichen erfahren haben können, sodass das tatsächliche Volumen noch größer sein könnte. Gleichzeitig könnte aber auch zusätzlich zur Toteisschmelze Sediment von diesen Bereichen ausgetragen worden sein. Da austauendes Toteis in der Größenordnung Sedimentakkumulation oder -erosion in den untersuchten Fällen meist deutlich übersteigt, wurde es dennoch quantifiziert, um einen Eindruck des Ausmaßes zu erlangen. Der Parameter Exposition wurde in diese Analyse nicht mit einbezogen, da sich das Toteis in vielen Fällen in Kühlen befindet und daher keine Ausrichtung bestimmt werden kann.

Tabelle 9: Austauvolumen, maximale Mächtigkeit, Fläche sowie Höhenlage von in verschiedenen Zeiträumen auf DoDs kartierten Toteisvorkommen innerhalb der Untersuchungsgebiete

Untersuchungsgebiet	Austauvolumen (m ³)	Max. Mächtigkeit (m)	Fläche (m ²)	Höhenlage (m ü.d.M.)	Zeitraum
Alpeinerferner	-217.347	16,3	52.047	2470-2630	1953-1973
	-48.434	7,7	19.367	2500-2640	1973-2009
Gepatschferner	-36.291	10,2	8477	2122-2214	1971-2012
Hohenferner	-26.424	8,1	6633	2712-2758	1959-2006
Krimmler Kees	-1.637.804	50,1	124.637	2061-2214	2004-2012
Rofenkarferner	-39.600	10,6	7767	2850-2900	1953-1971
Vedr. d'Amola	-28.295	9,5	6808	2542-2578	1983-2007
Weißseeferner	-60.423	10,2	15.010	2466-2960	1971-2017

6.1.4 Reaktion von Lateralmoränen auf Toteisschmelze

Wie die vorangegangenen Kapitel gezeigt haben, ist Toteis in einigen Gletschervorfeldern und deren Lateralmoränen weit verbreitet. Welchen Einfluss austauendes Toteis auf die geomorphologischen Prozesse auf den Lateralmoränen haben kann, wird im Folgenden kurz aufgezeigt, bevor in Kapitel 6.2 näher auf die einzelnen Prozesse eingegangen wird. In Abbildung 18 sind exemplarisch drei Beispiele von Lateralmoränenabschnitten mit unterschiedlichen Reaktionen auf Toteisschmelze dargestellt.

In Abbildung 18a ist Untersuchungsfläche HF2 zu sehen, bei der zwischen 1959 und 2016 am Mittelhang großflächig Toteis austaute, wie auch anhand des Vergleichs eines Längsprofils durch die DEMs von 1959 und 2016 in Abbildung 18b erkennbar ist. Das ausschmelzende Toteis hinterlässt einen Freiraum an Volumen im Hang, im Bereich dessen auch die heutige Hangneigung höher ist als zuvor (vgl. Abbildung 18b). Es kommt somit zu einer Oberflächenabsenkung und es fällt eine wichtige Stütze für den Oberhang weg. Dies wird begleitet von der Eintiefung von Runsen, die auf HF2 am Oberhang zu erkennen ist. Allerdings muss erwähnt werden, dass sich Runsen auch allgemein nach Gletscherschmelze, ohne das Einwirken von austauendem Toteis, formen können. Näheres zur Bildung von Runsen sowie zu den beteiligten Prozessen wird in Kapitel 6.2.2 dargestellt.

In Abbildung 18c ist anhand des DoD 2018-2019 von Untersuchungsfläche APF2 zu sehen, dass es auch Moränenabschnitte gibt, auf denen Toteis am Unter- oder Mittelhang austaut, aber sich am Oberhang keine tief eingeschnittenen Runsen bilden. Stattdessen sind am Oberhang nur flachgründige Runsen vorzufinden sowie durch fluvialen Abtrag und kleine Muren bedingte Sedimentumlagerungen. Das Fehlen von tief eingeschnittenen Runsen könnte darauf zurückzuführen sein, dass die Ausbildung stärker ausgeprägter linearer Formen durch die stetige Eisschmelze verhindert wurde. Aber auch andere Gründe können nicht ausgeschlossen werden. Weitere Erläuterungen zu flachgründigen Runsen folgen in Kapitel 6.2.3.

Ebenfalls bis heute von ausschmelzendem Toteis geprägt ist die Untersuchungsfläche KK3 in ihrem südlichen Bereich (s. Abbildung 18d). Dort findet keine Bildung von Runsen statt und es sind generell kaum lineare Prozessformen zu erkennen, möglicherweise, da sie durch das flächenhaft austauende Toteis ständig überprägt werden. Vielmehr scheint der gesamte Hang abzusacken. Deutlich zu erkennen ist dies neben flächenhaft stark negativen Werten im DoD 2017-2018 (Abbildung 18d) am Mittelhang und den leicht positiven Werten am Unterhang anhand von Steinen, die zwischen 2017 und 2018 um 2-3,5 m abgerutscht sind. Erstaunlich ist, dass im nördlichen Bereich, wo kein Ausschmelzen von Toteis mehr detektiert werden kann, auch keine geomorphologischen Prozesse erkennbar bzw. messbar sind. Lediglich auf den (Ortho)fotos (s. Abbildung B 25) sind dort kleine Rillen zu sehen, die auf fluviale Prozesse hindeuten. Der auf dem Foto in Abbildung 18e erkennbare Vegetationsbewuchs v.a. am Mittelhang deutet auch darauf hin, dass neben der Absenkung der Oberfläche kaum andere Prozesse stattfinden.

Ergebnisse

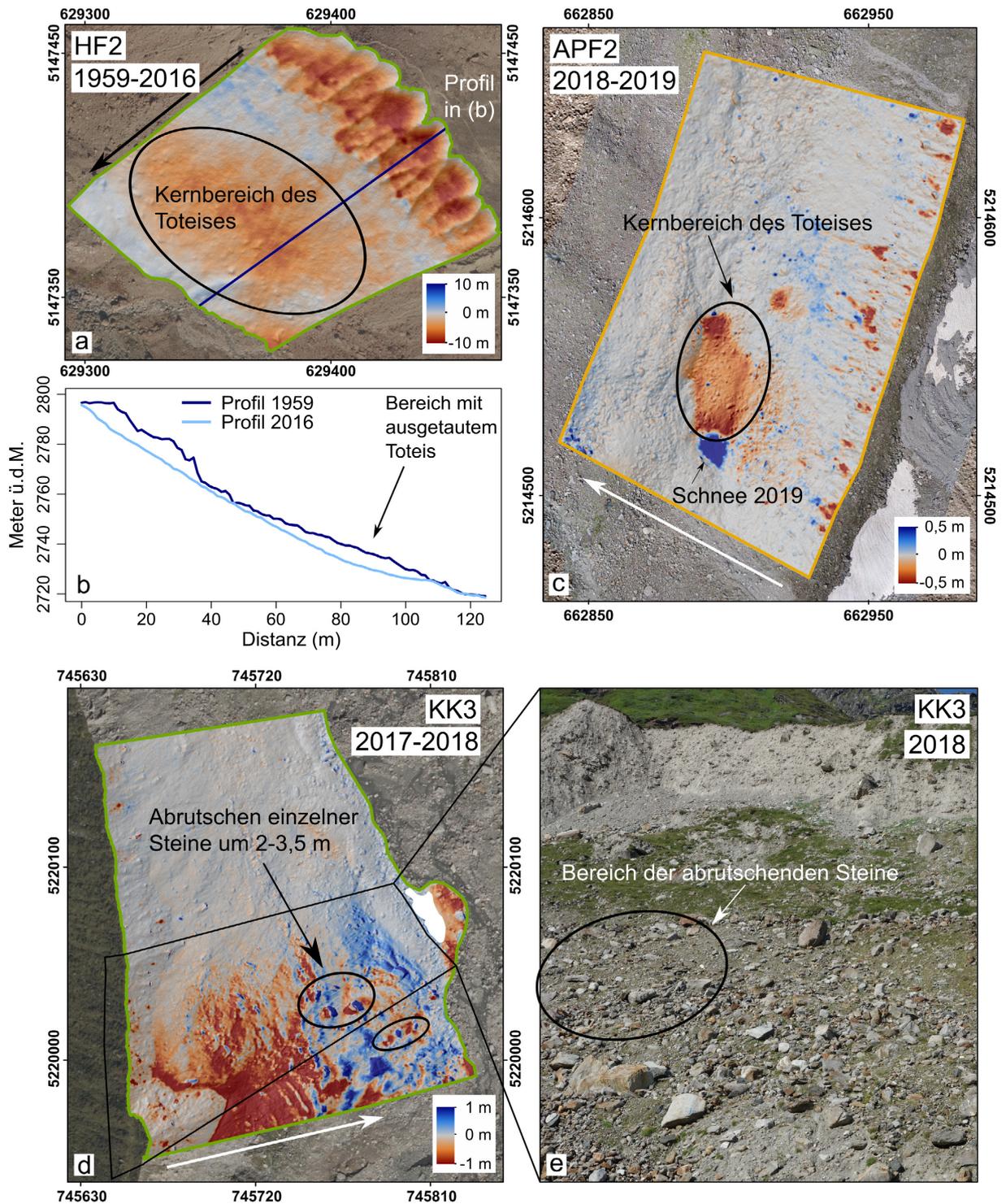


Abbildung 18: Verschiedene Reaktionen von Lateralmoränen auf austauendes Toteis: (a) Schmelzendes Toteis und Runsenbildung im DoD 1959-2006 von Untersuchungsfläche HF2 (Orthofoto im Hintergrund 1959), (b) Längsprofil durch HF2 für die Jahre 1959 und 2016, (c) schmelzendes Toteis im DoD 2018-2019 auf Untersuchungsfläche APF2 (Orthofoto im Hintergrund 2019), (d) Absacken des Hanges vermutlich aufgrund von Toteis im DoD 2017-2018 auf Untersuchungsfläche KK3 und (e) Foto mit Blick auf KK3 nach Südwesten gerichtet (Eigene Aufnahme, 23.08.2017). Datenquellen s. Tabelle A 1

6.2 Geomorphologische Prozesse und Landschaftsformen auf Lateralmoränen

6.2.1 Rutschungen

In manchen Untersuchungsgebieten ereigneten sich innerhalb der Beobachtungszeiträume große Rutschungen. Eine solche Rutschung fand beispielsweise am Langtauferer Ferner statt, direkt westlich von Untersuchungsfläche LTF3. Sie ist in Abbildung 19a (schwarzer Rahmen) auf dem DoD anhand der stark negativen Werte zu erkennen sowie beim Vergleich der Orthofotos von 1959 und 2016 in Abbildung 19b und c. Die Rutschung fand zwar zwischen 1959 und 2006 statt (vgl. DoD 1959-2006 in Abbildung B 27), aufgrund der besseren Modelle und Bildgebung wird in Abbildung 19 aber der Zeitraum 1959-2016 betrachtet. Der Anrissbereich der Rutschung ist ca. 145 m breit und die Mächtigkeit liegt in manchen Bereichen bei über 30 m. Eine ähnlich große Rutschung mit ca. 150 m Breite und bis zu 26 m Mächtigkeit hat sich im Vorfeld des Gepatschferners zwischen 1953 und 1971 ereignet (s. DoD 1953-1971 in Abbildung B 11, am südlichsten Punkt des kartierten Gletschervorfelds). Diese gravitativen Massenbewegungen führen zu einer starken Veränderung der Lateralmoränen, da der ursprüngliche Moränenkamm nach hinten versetzt wird. Auffällig ist, dass diese großen Massenbewegungen nur innerhalb der ersten Zeitscheibe (ca. 1950er-1970er Jahre bzw. bei den Südtiroler Gebieten 1959-2006) beobachtet werden können und nur in den Untersuchungsgebieten, für die Daten für die Zeit vorliegen, als noch beträchtliche Teile der definierten Untersuchungsgebiete vergletschert waren. Dies deutet darauf hin, dass diese großen Rutschungen eine Reaktion auf die Gletscherschmelze darstellen oder vielleicht auch auf das Austauen größerer Toteismassen in den Hängen. Am Langtauferer Ferner z.B. lässt sich dies nicht eindeutig sagen, da der Untersuchungszeitraum von 1959 bis 2006 zu lang ist, um festzustellen, ob in diesem Zeitraum Toteis im Bereich der Rutschung vorlag, also das 1959 noch als Teil des Gletschers definierte Eis je isoliert war. Ob auch andere Gletschervorfelder, in denen im Bereich der Untersuchungsgebiete ab ca. 1950 kein ausapernder Gletscher mehr beobachtet werden konnte (z.B. Rofenkarferner), mit großen Sedimentumlagerungen auf die Gletscherschmelze reagierten, lässt sich nicht mit Sicherheit sagen. Allerdings weist z.B. das Gletschervorfeld des Rofenkarferners keine größeren Unterbrechungen des Lateralmoränenkamms auf, was gegen große Massenbewegungen spricht.

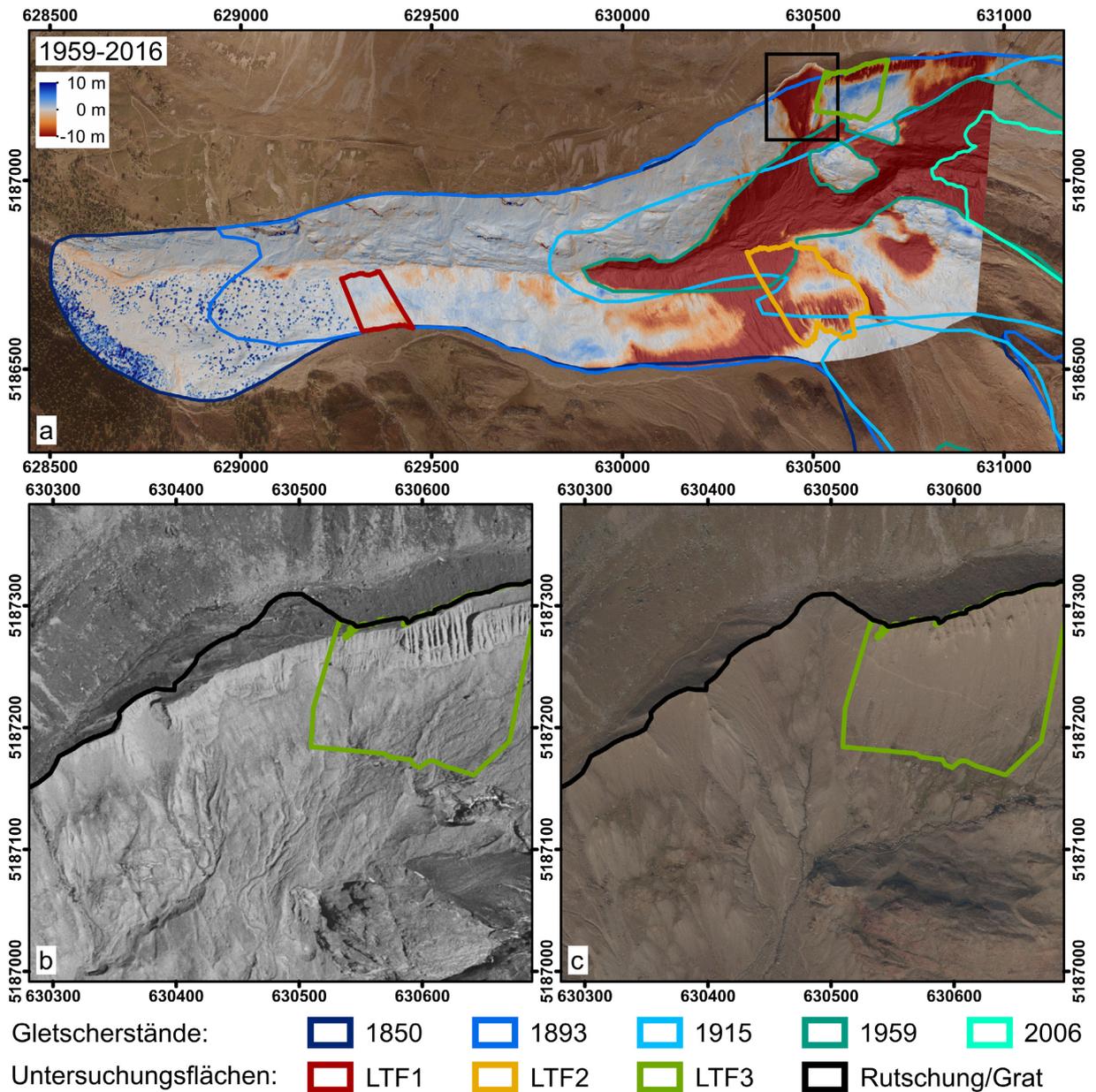


Abbildung 19: Rutschung im Gletschervorfeld des Langtauferer Ferners: (a) DoD 1959-2016 des Untersuchungsgebiets mit Untersuchungsflächen, Gletscherständen und Rutschung (im Hintergrund Orthofoto 2016), (b) Bereich der Rutschung im Orthofoto 1959 mit eingezeichnetem Grat von 2016 in schwarz sowie (c) Bereich der Rutschung im Orthofoto 2016 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

6.2.2 Tief eingeschnittene Runsen

Im Kapitel zum Stand der Forschung (insb. 2.2.5) wurde beschrieben, dass tief eingeschnittene Runsen ein häufig auftretendes Phänomen auf Lateralmoränen darstellen. Ferner wurde in Kapitel 6.1.4 wurde bereits das Beispiel eines Lateralmoränenabschnitts (HF2) mit Runsenbildung und austauendem Toteis gezeigt. Von den Untersuchungsflächen in dieser Arbeit sind APF3, GPF1, GPF2, HTF1, HF2, KK2, LTF2, LTF3, WEK2, WEK3 sowie WSF2 von tief eingeschnittenen Runsen im Sinne der in Kapitel 2.2.5 gegebenen Definition (spitzer Winkel der Höhenlinien im Bereich der Runse) am Oberhang betroffen. Die Flächen APF3, GPF1, GPF2,

KK2 und LTF2 waren während des Beobachtungszeitraums ab den 1950er Jahren von zunehmendem Abschmelzen der jeweiligen Gletscher betroffen. Auf den Flächen HF2, KK2, WSF2, WEK2 sowie WEK3 konnte austauendes Toteis festgestellt werden. Lediglich auf den Untersuchungsflächen HTF1 und LTF3 konnte im gesamten Zeitraum keinerlei Eisschmelze detektiert werden. Im Folgenden wird anhand einiger Beispiele die Bildung von tief eingeschnittenen Runsen, die meist auch mit einer Hangrückverlagerung einhergeht, aufgezeigt und erläutert. Die Orthofotos, DoDs und kartierten Erosionsbereiche aller Untersuchungsflächen sind in Anhang B zu finden.

6.2.2.1 Hangrückverlagerung

Bereits bei einem visuellen Vergleich von Orthofotos verschiedener Zeitpunkte ab 1954 von Untersuchungsfläche APF3 (Abbildung 20) ist zu erkennen, dass mit dem sukzessiven Abschmelzen des Gletschers eine Einschneidung von Runsen hangaufwärts einhergeht und somit eine Hangrückverlagerung. Der grüne Umriss in Abbildung 20a-d stellt die Ausdehnung der Fläche im Jahr 2019 dar. Im Vergleich mit dem Orthofoto aus dem Jahr 1954 ist gut erkennbar, dass im oberen Bereich der Fläche zu diesem Zeitpunkt noch keinerlei Hinweise auf Erosion erkennbar waren, vielmehr wirkte der Hang dort stabil. Die violett umrissene Fläche entspricht dem zwischen 1954 und 2019 neu hinzugekommenen Erosionsbereich.

Ergebnisse

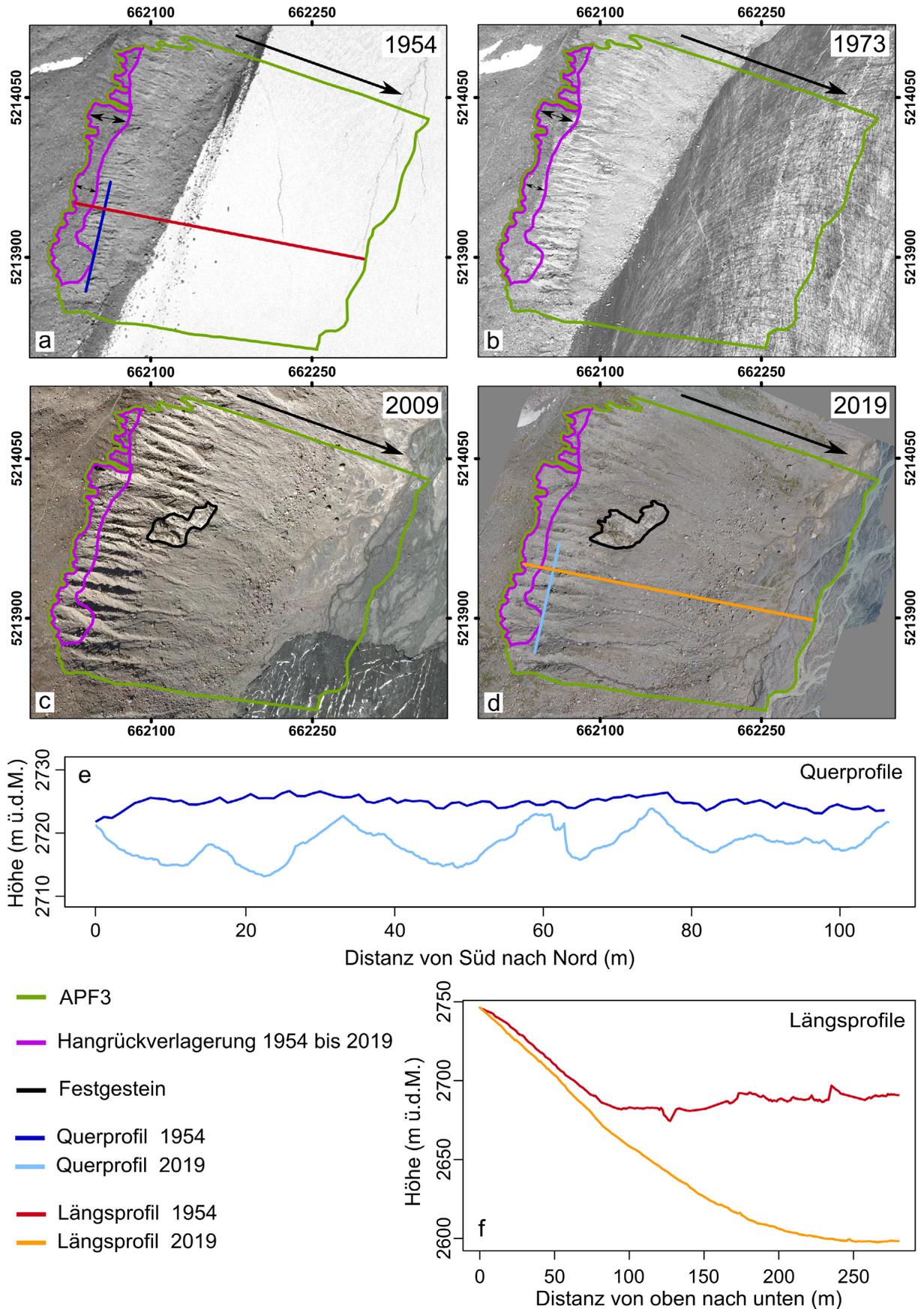


Abbildung 20: Hangrückverlagerung und Runsenbildung auf der Untersuchungsfläche APF3: Vergleich der Orthofotos von (a) 1954, (b) 1973, (c) 2009 sowie (d) 2019 (Pfeile innerhalb violett markierter Fläche markieren Hangrückverlagerung). (e) Querprofile durch die DEMs von 1954 und 2019 für die in (a) und (d) dargestellten blauen Linien sowie (f) Längsprofile durch die DEMs von 1954 und 2019 für die in (a) und (d) dargestellten roten bzw. orangenen Linien. Die schwarzen Pfeile zeigen hangabwärts. Datenquellen s. Tabelle A 1

Die Hangrückverlagerung durch ein Einschneiden der Runsen nach oben hin findet auf allen Flächen mit tief eingeschnittenen Runsen mit Ausnahme von HTF1 statt und wird in Tabelle 10 quantifiziert. Um ein Maß für die Hangrückverlagerung zu erhalten, wurden die Oberkanten der Runsen in den ältesten Höhenmodellen (1953/1954/1959) sowie die Oberkanten der Runsen 2018 bzw. 2019 als Linien kartiert. Nun wurden der minimale sowie der maximale Abstand in Gefällerrichtung zwischen beiden Linien abgelesen. Außerdem wurde der Mittelwert der Rückverlagerung berechnet, indem die neu hinzugekommene (zerrunste) Fläche zwischen den Linien durch die Länge dieser Fläche dividiert wurde. Die maximale Rückverlagerung beträgt 85 m auf der Fläche LTF2 am Langtauferer Ferner. Dort wird auch der höchste Mittelwert von fast 44 m erreicht (Hangrückverlagerung s. Abbildung 21). Die Fläche GPF1 am Gepatschferner erreicht die zweithöchsten Werte, gefolgt von der Fläche APF3 am Alpeiner Ferner.

Es ist auffällig, dass diese Hangrückverlagerung an bestimmten Stellen der Lateralmoränen zu beobachten ist: Dies ist zum einen dort, wo der distale Hang der Lateralmoräne kein starkes Gefälle zeigt, sondern durch eine besondere Genese vom Moränenkamm aus eine relativ ebene Fläche weitergeht (z.B. HF2). Zum anderen treten sehr starke Hangrückverlagerungen dort auf, wo die Lateralmoräne gleichzeitig die Grundmoräne eines einst zugeflossenen Gletschers darstellt und somit kein Moränenkamm oder -grat ausgebildet ist. Hier ist das rückwärtige Einschneiden somit unbegrenzt (z.B. APF3, LTF2). An all diesen Stellen ist sehr viel Lockersediment für Erosionsprozesse verfügbar. Auf einen möglichen Einfluss von Hangunterschneidung durch ein Gerinne auf rückschreitende Erosion wird in Kapitel 6.4.5 eingegangen.

Tabelle 10: Hangrückverlagerung auf den Untersuchungsflächen APF3, GPF1, GPF2, HF2, KK2, LTF2, LTF3, WEK2, WEK3 und WSF2 zwischen 1953/1954/1959 (jeweils ältestes Modell) und 2018 bzw. 2019 (neuestes Modell)

Untersuchungsfläche	Minimale Rückverlagerung (m)	Maximale Rückverlagerung (m)	Mittlere Rückverlagerung (m)
APF3	4	40	21,4
GPF1	9	68	33,2
GPF2	7	22	13,2
HF2	2	13	8,5
KK2	6	13	8,6
LTF2	8	85	43,8
LTF3	2	17	8,8
WEK2	1	5	3,5
WEK3	7	17	13,3
WSF2	0	4	2,1

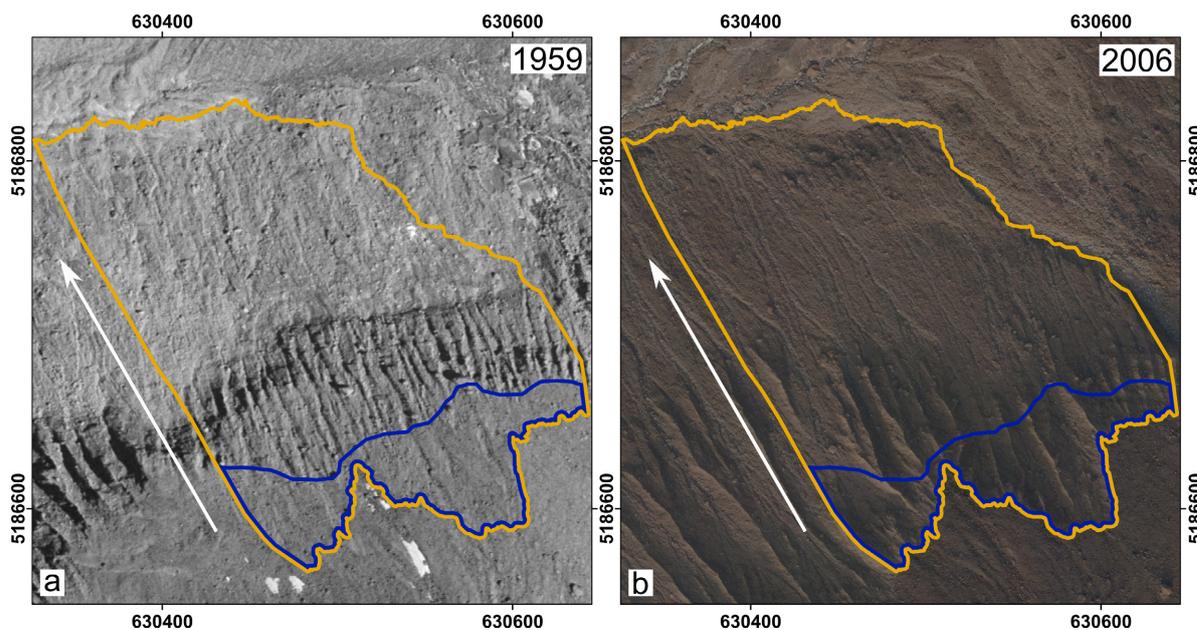


Abbildung 21: Hangrückverlagerung auf der Untersuchungsfläche LTF2 (orange umrahmt, Bereich der Rückverlagerung blau umrahmt) zwischen (a) 1959 und (b) 2006 (Orthofotos von 1959 und 2006; weißer Pfeil zeigt hangabwärts). Datenquellen s. Tabelle A 1

6.2.2.2 Bildung von Runsen und beteiligte geomorphologische Prozesse

Die Bildung und zeitliche Entwicklung der Runsen sowie die beteiligten geomorphologischen Prozesse werden zunächst anhand der Orthofotos der Untersuchungsfläche APF3 in Abbildung 20 und der zugehörigen DoDs in Abbildung 22 aufgezeigt. Bereits auf dem DoD der Jahre 1954-1973 (Abbildung 22a) ist sichtbar, dass Erosion in den kleinen bereits bestehenden Rinne stattfindet. Ob dies überwiegend linearer fluvialer Abtrag oder auch hangaquatischer Abtrag war, lässt sich angesichts der schlechten Auflösung des Modells nicht beurteilen. Bei einer Oberflächenveränderung im DoD 1954-1973 in Abbildung 22a (orangene Umrandung) könnte es sich um eine gravitative Abtragsform handeln, deren erodiertes Material vom unterhalb liegenden Gletscher abtransportiert wurde. Es ist aber auch ein Austauen von isoliertem Toteis nicht auszuschließen. In jedem Fall ist davon auszugehen, dass die lineare Formung der Runsen überwiegt, denn bereits auf dem Orthofoto von 1973 (Abbildung 20b) sind stärker eingetiefte sowie etwas aufgeweitete Runsen zu erkennen. Diese parallel zur Hangrückverlagerung stattfindende Eintiefung sowie Verbreiterung der Runsen, die anfangs nur schwach ausgebildet waren, ist auch im Vergleich der Querprofile von 1954 und 2019 in Abbildung 20e zu sehen. Dabei beträgt die Eintiefung der Runsen im Jahr 2019 bis zu 10 m. Die mittlere Erosionsrate im Zeitraum 1954-1973 lag innerhalb des in Abbildung 22a blau umrandeten Erosionsbereichs bei 4,6 cm (1,4 cm oberhalb des LoD) pro Jahr.

Im Zeitraum von 1973 bis 2009 (Abbildung 22b) setzt sich diese Zerrung weiter fort, während der Gletscher immer größere Bereiche der Lateralmoräne freigibt. Die dadurch bedingte Veränderung des Längsprofils des Hanges ist im Vergleich der Profile von 1954 und 2019 in Abbildung 20f zu sehen. In der Folge vergrößert sich sowohl durch die weitere Fortsetzung der

Runsen nach unten hin als auch durch die hangaufwärts fortschreitende Einschneidung der Runsen die Länge der Runsen. Es ist allerdings zu beachten, dass eine Fortsetzung der Runsen nach unten hin im Laufe der Runsenentwicklung auf einigen anderen Untersuchungsflächen nicht festzustellen ist, wie z.B. bei LTF2 (s. Abbildung 21). Weiterhin finden auf APF3 zwischen 1973 und 2009 Prozesse in den Runsen sowie an deren Seitenwänden statt, vermutlich durch fluviale Rinnenspülung sowie an den Wänden durch kleine Rutschungen und hangaquatischen Abtrag. Die mittlere jährliche Erosionsrate ist auf 8,1 cm (7,9 cm oberhalb des LoD) gestiegen.

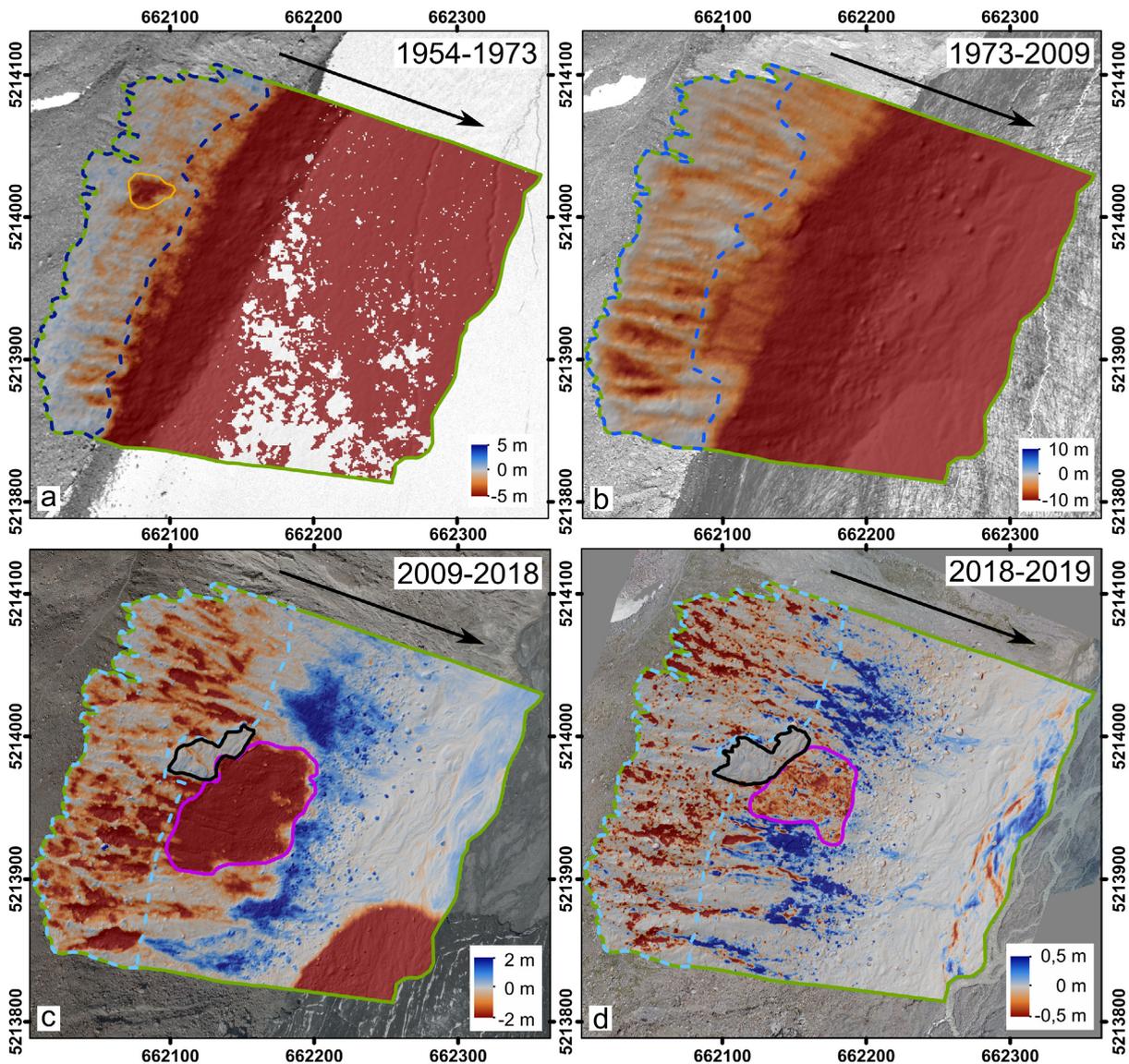


Abbildung 22: Runsenentwicklung und geomorphologische Prozesse auf Untersuchungsfläche APF3: (a) DoD 1954-1973 (weiße Bereiche: Lücken im DoD im Bereich des Gletschers, Hintergrund Orthofoto 1954), (b) DoD 1973-2009 (Hintergrund Orthofoto 1973), (c) DoD 2009-2018 (Hintergrund Orthofoto 2009) und (d) DoD 2018-2019 (Hintergrund Orthofoto 2019). Blau gestrichelte Linien markieren den jeweiligen bilanzierten Erosionsbereich im entsprechenden Zeitschnitt. Oranger Bereich in (a) markiert im Text beschriebene Massenumlagerung oder austauendes Toteis. Schwarz umrandete Bereiche in (c) und (d) stellen Festgestein und violett umrandete Bereiche Toteis dar. Datenquellen s. Tabelle A 1

Die letzten beiden DoDs 2009-2018 sowie 2018-2019 (Abbildung 22c und d) zeigen nun deutlich, dass Muren ein prägendes Element für die Erosion am Hang sind, die in den früheren Zeiträumen zumindest noch nicht nachweisbar vorhanden waren. Es sind deutlich eingetiefte

Murbahnen erkennbar und am Mittelhang teils Levées (s. auch Abbildung 23). Der Anriss der Muren befindet sich dabei immer innerhalb der Runsen auf unterschiedlichen Höhen. Die Murkegel bzw. Akkumulationsgebiete sind deutlich zu erkennen und liegen teils direkt am unteren Ende der Runsen und erstrecken sich bis zum Unterhang. Den Bachlauf erreichen sie allerdings nicht. Eine Kopplung des Hangs mit dem Gerinne ist somit nicht zu erkennen und die Erosionsbasis des Hanges verändert sich damit aktuell nicht mehr (s. Abbildung 51e und f). Auf den Fotoaufnahmen in Abbildung 23 sind in den Murbahnen und teilweise bereits weiter oben in der Tiefenlinie der Runsen auch fluviale Prozesse zu erkennen, also kleine Rillen. Auf dem DoD werden sie jedoch überdeckt von den Muren und fallen vermutlich auch bezüglich des Erosionsvolumens nicht ins Gewicht.

Ab 2009 kommt durch die Erosion des darauf befindlichen Sediments ein kleiner Festgesteinsbereich im Übergang vom Oberhang zum Mittelhang zum Vorschein (s. schwarzer Umriss in Abbildung 20c und d sowie Abbildung 22c und d). In dessen Nachbarschaft findet sich Toteis, welches auch von 2018-2019 noch weiter ausgetaut ist (s. violette Umrisse in Abbildung 22c und d). Ob es in diesem Fall zu einer Destabilisierung des Hanges beiträgt, ist schwer zu beurteilen, da es teils unterhalb des Festgesteins liegt, das bereits als stabilisierender Faktor dient, und im restlichen Bereich nur einen Teil der Lateralmoräne betrifft. Die Erosion im Bereich oberhalb des austauenden Toteises ist im Verhältnis zum übrigen Hang jedenfalls nicht sichtbar erhöht.

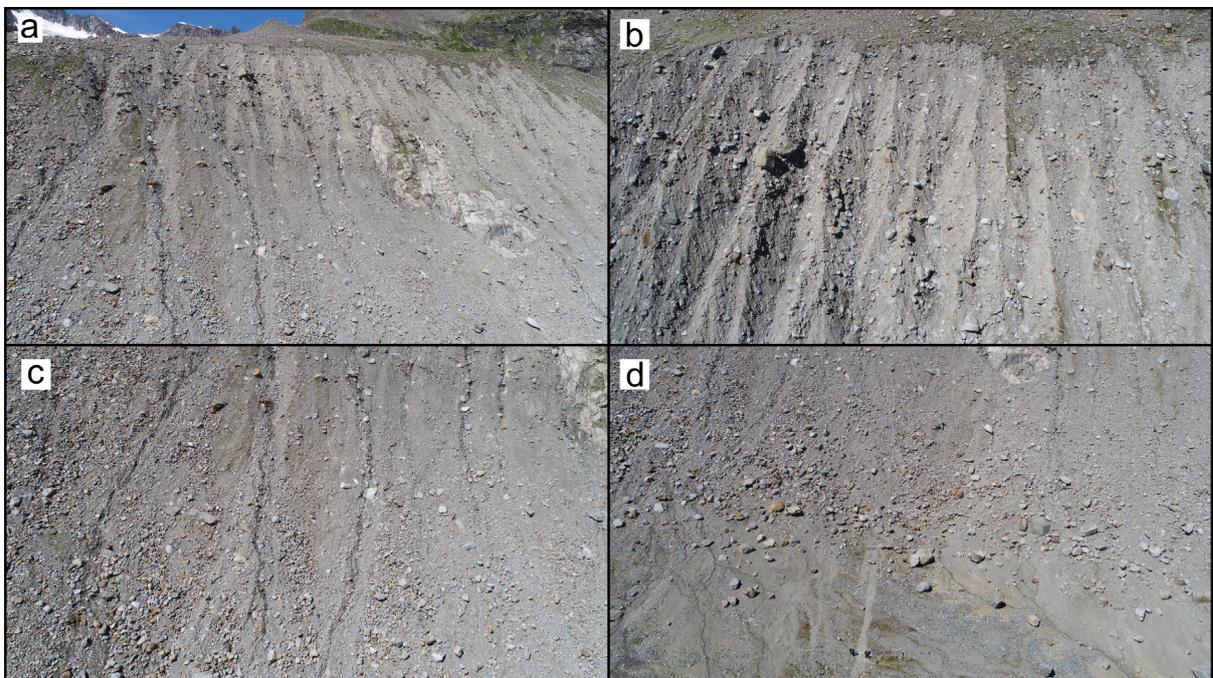


Abbildung 23: Drohnenfotos von Untersuchungsfläche APF3: (a) Blick auf die nahezu gesamte Fläche, (b) Oberhangbereich mit Anschnitt der Runsen, (c) Mittelhangbereich, (d) Unterhangbereich (Akkumulationsbereich) (1.8.2019, eigene Aufnahmen)

Auf eine noch andauernde Formung der Runsen auf APF3 deuten die ausschließlich auf die bereits vorhandenen Runsen begrenzten Erosionstätigkeiten sowie die auch zwischen 2018 und 2019 insbesondere im nördlichen Bereich der Fläche erkennbare Erosion am Einschnitt der

Runsen hin, die zu einer weiteren Rückverlagerung führt (vgl. Abbildung 22d). Anzeichen für ein Ende dieser Prozesse gibt es nicht. Es kann angenommen werden, dass die Einschneidung der Runsen nach oben hin dazu führt, dass auch bis dato stabil gelagertes, begrüntes Material oberhalb des aktuellen Runsenanrisses (s. Abbildung 23a und b) mobilisiert wird und somit eine hohe Sedimentverfügbarkeit aufrechterhalten wird. Die mittlere jährliche Erosionsrate des Zeitraums 2009-2019 ist gegenüber dem Zeitraum 1973-2009 nochmals gestiegen, und zwar auf 11 cm (10,1 cm oberhalb des LoD). Dabei handelt es sich um die höchste Erosionsrate aller Untersuchungsflächen in der letzten beobachteten Zeitscheibe. Die besondere Steilheit des Oberhanges mit $43,5^\circ$ (Mittelwert) dürfte zu dieser hohen Rate beitragen.

Die Runsen von LTF2 sind, wie die der meisten zerrunsten Untersuchungsflächen, denen von APF3 in Genese, Form und den geomorphologischen Prozessen sehr ähnlich. Ergänzend zu den oben anhand von APF3 beschriebenen typischen Prozessen ist in Abbildung 24a eine Fotoaufnahme vom 02.06.2019 mit Schneebedeckung gezeigt, auf der zu sehen ist, dass die obersten Bereiche der Runsen schneefrei sind und sich Material den bereits eingeschnittenen Murbahnen folgend nach unten bewegt hat. Vermutlich rutscht Schnee in den steilen obersten Runsenbereichen ab und führt zu Schneeschurf. Die linienhafte Verteilung des Materials hangabwärts deutet auch auf Muren hin. Eine Prägung der zerrunsten Hänge findet somit auch bei Schneebedeckung, vielleicht insbesondere in Verbindung mit zunehmenden Temperaturen im Frühjahr, statt. Das auf den Fotos sichtbare Erosionsmuster stimmt auch mit den in den DoDs in Abbildung B 29 detektierten Sedimentumlagerungen überein. Fläche LTF2 war auch Teil einer Untersuchung zur Form und Größe der Runsen in der Veröffentlichung BETZ et al. (2019). Dabei zeigte sich, dass die Runsen auf LTF2 hinsichtlich ihres Volumens (Median von 1037 m^3) größer sind als die der Flächen LTF3 und HF2, mit knapp 800 m^2 außerdem die größte reale Oberfläche aufweisen und das geringste Verhältnis von Tiefe zu Breite.

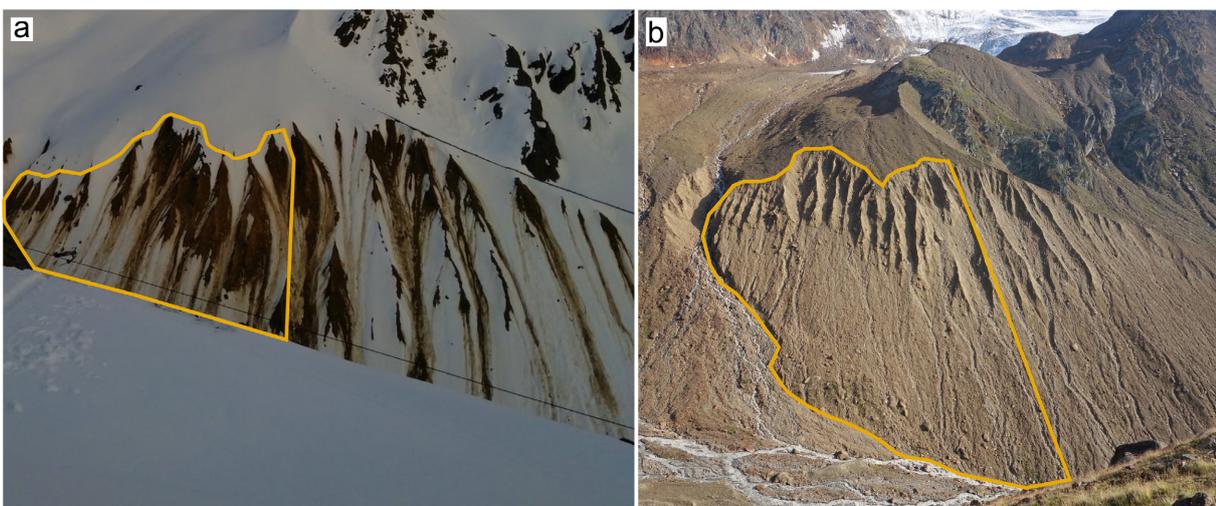


Abbildung 24: Fotoaufnahmen von Untersuchungsfläche LTF2: (a) Blick auf LTF2 (orange skizziert) bei Schnee, von Westen von der Weißkugelhütte aus fotografiert (Stefan Plangger, 02.06.2019) und (b) Blick auf die gesamte Untersuchungsfläche LTF2 in aperem Zustand (eigenes Foto). Datenquellen s. Tabelle A 1

Untersuchungsfläche KK2 ist in der Gruppe der Flächen mit tief eingeschnittenen Runsen insofern besonders, als sie eine starke Zerrunsung aufweist, jedoch sind in den Runsen nur wenige Anzeichen von Muren in den Tiefenlinien zu finden, insbesondere bei der Betrachtung des DoD 2017-2018 (vgl. Abbildung 25a). Vielmehr scheinen vor allem gravitative Prozesse an einzelnen Stellen stattzufinden, wie z. B. Steinschlag, sowie fluviale Prozesse in den Rinnen der Tiefenlinien, wie auf den Fotoaufnahmen Abbildung 25c und d zu sehen ist. Bemerkenswert ist ebenfalls die beinahe messerscharfe Abtrennung der Runsen zum unteren Hangbereich hin, die bei den Geländeaufnahmen 2017 und 2018 auch durch einen sichtbaren kleinen Riss im Hang erkennbar war (Abbildung 25d). Da unterhalb des Risses großflächig Toteis austaut, das, wie im DoD 2017-2018 sichtbar, den gesamten Hang nach unten sacken lässt, möglicherweise verstärkt durch einen Setzungsprozess des unterhalb der Runsen akkumulierten Materials, findet hier gewissermaßen ein Aufreißen des Hangs statt. In diesem Bereich unterhalb der Runsen sind auch kaum lineare Erosionsformen zu finden, vermutlich, da sie durch Akkumulation von oben und das austauende Eis rasch überprägt werden. Auffallend sind im Vergleich mit anderen zerrunsten Flächen überdies die sehr schmalen und eng beieinander liegenden Runsen. Möglicherweise wird damit auf Untersuchungsfläche KK2 ein Stadium der Runsenentwicklung beobachtet, das auf den anderen Untersuchungsflächen mit tief eingeschnittenen Runsen außerhalb des beobachteten Zeitraums stattgefunden hat und daher nicht detektiert werden konnte. Für diese Interpretation spricht, dass immer noch Toteis austaut, somit der Mittelhang weiter an Volumen verliert und der Oberhang darauf erst reagiert. Es könnte aber auch die scheinbar vorwiegend fluviale Prägung der Runsen ohne große Muren und lediglich mit vereinzelt gravitativen Prozessen zu den schmalen Runsen beitragen.

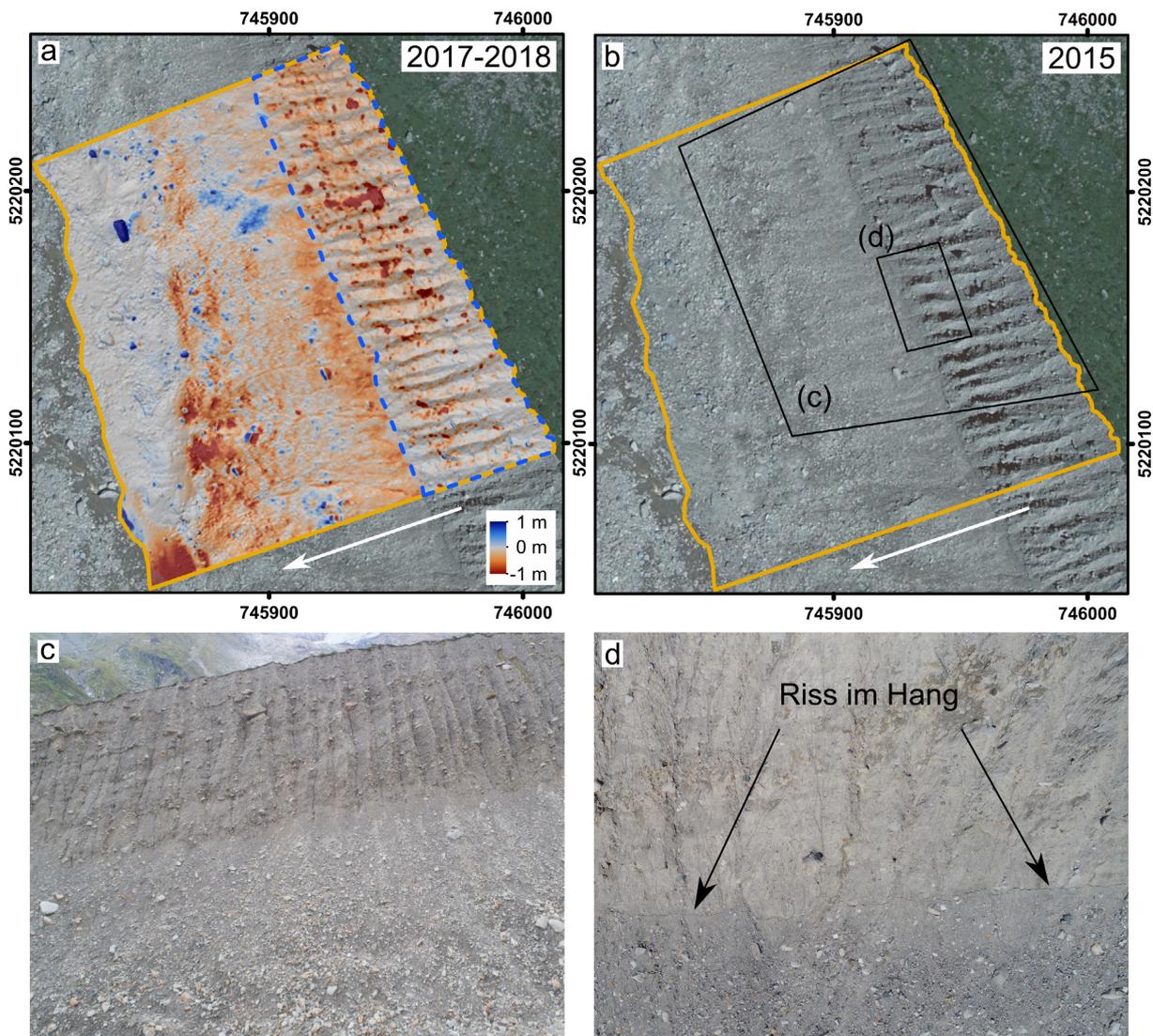


Abbildung 25: Rensen und geomorphologische Prozesse auf Untersuchungsfläche KK2: (a) DoD 2017-2018 mit Erosionsbereich (blau gestrichelt, im Hintergrund Orthofoto 2015 vom Land Salzburg), (b) Orthofoto 2015 (Land Salzburg), unten Drohnfotos für die in (b) eingezeichneten Bereiche: (c) frontaler Blick auf den Hang (Richtung Nordosten) und (d) Übergang von den Rensen in den Mittelhang mit Riss im Hang (Blick von oben, eigene Aufnahmen, 31.07.2018). Die weißen Pfeile zeigen hangabwärts. Datenquellen s. Tabelle A 1

Untersuchungsfläche HTF1 im Höllental ist eine Ausnahme unter den Moränenabschnitten mit tief eingeschnittenen Rensen, da sie zum einen bereits sehr lange eisfrei ist (seit 1893), es sich nicht um einen großen Lateralmoränenabschnitt, sondern um einen Endmoränenhang mit kurzer Hanglänge handelt und weil überwiegend fluviale Prozesse in den tief eingeschnittenen Rensen stattfinden. Der Hang zeigt zwar sehr geringe Erosionsraten von max. 1 cm pro Jahr, die das LoD unterschreiten, jedoch sind auch keine Anzeichen von langfristiger Stabilisierung zu erkennen. Vielmehr ist auf dem DoD 2009-2019 zu sehen, dass auf dem südexponierten Hangbereich (Erosionsbereich) Erosion in den Rillen an den steilen obersten Hangbereichen und in den Rensen etwas weiter hangabwärts stattfindet (s. Abbildung 26a und b). In den Ausläufern der Rensen wird das Material schließlich abgelagert. Die überall vorzufindenden Rinnen und tief eingeschnittenen Rensen sind eindeutig auf fluviale Erosion zurückzuführen. Beim Ausräumen der Rensen könnten auch kleine Muren beteiligt sein. Ein auf Orthofotos (z.B.

Orthofotos von 2009 und 2019 in Abbildung B 20) erkennbarer Murkegel im Südosten der Fläche deutet auf eine Mure hin. Diese dürfte jedoch schon älter sein. Auch das Abrutschen einzelner Steine nahe am Grat kann im DoD 2018-2019 (s. Abbildung B 20) festgestellt werden. Das Material auf Fläche HTF1 ist sehr locker gelagert und zumindest oberflächlich nicht verkittet (Geländebeobachtungen). Ein Vegetationsaufwuchs ist auf dem Großteil der Fläche nicht aufzufinden, vermutlich, da aufgrund der Neigung von im Mittel ca. 37° das lockere Sediment zu wenig Halt für Pflanzen bietet.

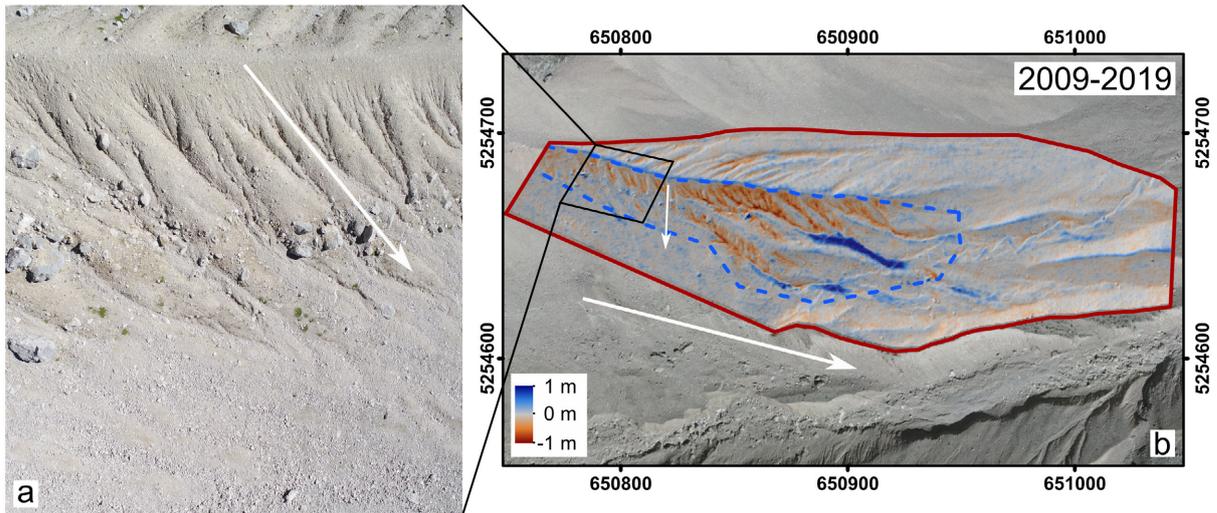


Abbildung 26: Rensen und geomorphologische Prozesse auf Untersuchungsfläche HTF1: (a) Drohnenaufnahme mit Blick von oben auf den westlichen Teil der Untersuchungsfläche (eigene Aufnahme, 04.09.2019, Verortung s. schwarzer Umriss in b) und (b) DoD 2009-2019 (Hintergrund Orthofoto 2009) mit blau gestricheltem Erosionsbereich. Die weißen Pfeile zeigen hangabwärts. Datenquellen s. Tabelle A 1

Es lässt sich insgesamt festhalten, dass der Ursprung von tief eingeschnittenen Rensen in durch fluviale Erosion entstandenen Rillen liegt. Mit zunehmender Eintiefung kommt es auf allen Flächen mit Ausnahme von HTF1 verstärkt zu Muren, die auf vielen zerrunsten Lateralmoränenabschnitten die typischen Murkanäle, Levées und Murkegel ausbilden. Material für die Muren wird durch verschiedene Prozesse zur Verfügung gestellt: Zum einen durch Rutschungen am Anrissbereich der Muren, wodurch sich teilweise ein muschelförmiger Anriss bildet, sowie vermutlich durch Schneeschurf, Frostverwitterung und hangaquatischen Abtrag an den Runsenseitenwänden. Abgelagert in den Tiefenlinien, kann das abgetragene Sediment dann als Auslöser für Muren dienen. Eine Akkumulation von Sediment findet z.T. bereits bald unterhalb des Endes der Runsenseitenwände statt, meist aber weiter unten am Mittelhang und Hangfuß in Bereichen, in denen die Hangneigung bereits deutlich abgeflacht ist.

6.2.3 Flachgründige Rensen und Rillen

Neben den Lateralmoränenabschnitten mit stark ausgebildeten, tief eingeschnittenen Rensen, die in Kapitel 6.2.2 gezeigt wurden, gibt es eine Reihe von Lateralmoränenabschnitten, die keine so tief eingeschnittenen Rensen, sondern nach der Definition in Kapitel 2.2.5 flachgrün-

dige Runsen aufweisen, da die Höhenlinien in der Tiefenlinie der Runsen einen stumpfen Winkel bilden (AM1, AM2, APF2, KK1, LTF1, RKF2, RKF3, WEK1, WSF1). Manche dieser Untersuchungsflächen weisen nur sehr schwach ausgebildete Runsen auf und es könnte auch von Rillenbildung gesprochen werden (z.B. APF2). Die Art der geomorphologischen Prozesse, die diese Moränenabschnitte prägen, ist vergleichbar mit denen der stark zerrunsten Moränen, jedoch treten keine großen Hangmuren mit den typischen Merkmalen auf (s. Kapitel 2.2.2), sondern lediglich kleine Muren, die mitunter nur schwer von hangaquatischem Abtrag, fluvialer Erosion oder kleinen Rutschungen zu trennen sind. Auch der zurückgelegte Weg zwischen Anrissbereich und Akkumulationsbereich der Muren ist in der Regel kurz und umfasst nicht den gesamten Hang. Des Weiteren ist auf diesen Untersuchungsflächen kaum eine oder keine Hangrückverlagerung des Moränengrats zu beobachten. Im Gegensatz zu den Moränenabschnitten mit tief eingeschnittenen Runsen, die mit Ausnahme von HTF1 alle in der Zeit seit den 1950er Jahren entweder von Gletscherschmelze oder austauendem Toteis betroffen waren, waren bei den Moränenabschnitten mit flachgründigen Runsen lediglich manche in der Zeit ab ca. 1950 noch von Gletscherschmelze betroffen und nur zwei Untersuchungsflächen, nämlich APF2 und AM2, weisen bis heute austauendes Toteis auf. Des Weiteren sind bei den Flächen mit flachgründigen Runsen stärkere Anzeichen von Stabilisierung festzustellen als bei den Untersuchungsflächen mit tief eingeschnittenen Runsen, die mit Ausnahme von WEK2 und WEK3 alle auch Jahrzehnte nach Entgletscherung noch starke geomorphologische Aktivität aufweisen (s. Kapitel 6.2.2 und 6.3.2). Dennoch muss bei der Differenzierung der verschiedenen Runsenarten auch darauf hingewiesen werden, dass bei einigen Untersuchungsflächen nicht deutlich zu bestimmen ist, ob die tief eingeschnittenen Runsen oder die flachgründigen Runsen überwiegen. Dies betrifft beispielsweise die Untersuchungsflächen WEK2 (Zuordnung zu tief eingeschnittenen Runsen) und WSF1 (Zuordnung zu flachgründigen Runsen). Im Folgenden werden einige Beispiele für Lateralmoränenabschnitte mit flachgründigen Runsen und Rillen gezeigt, die v.a. durch fluviale Prozesse, Muren und Rutschungen geprägt sind.

Die Untersuchungsfläche APF2, die bereits in Kapitel 6.1.4 kurz erwähnt wurde, zeigt am Oberhang Prozesse, die zumindest nicht stark von dem im unteren Hangbereich ausapernden Toteis geprägt zu sein scheinen. So ist der Oberhang von fluvialen Prozessen und teils auch von kleinen Rutschungen und kleinen Muren geprägt (Abbildung 27b). Es findet jedoch keine Formung von tief eingeschnittenen Runsen statt, sondern es sind lediglich kleine Rillen und sehr flachgründige Runsen ausgebildet. Auf die Abwesenheit von ausgeprägter Runsenbildung könnte auch die auf dieser Fläche fehlende rückschreitende Hangentwicklung zurückzuführen sein. Vermutlich hat das über einen langen Zeitraum bis zum Grat der Lateralmoräne hochreichende Toteis (vgl. Abbildung 27a) zu dieser Formung beigetragen, denn durch das flächenhafte Austauen des Eises auch am Oberhang wird das Ausbilden von markanten linearen Formen unterbunden, da anfängliche lineare Formen ständig überprägt werden. Im DoD 2018-2019 in Abbildung 27b ist auch ersichtlich, dass im südlichen Bereich der Fläche das Toteis nach wie vor weit nach oben reicht und durch das Abschmelzen auch Sediment absackt. Insgesamt ist die

Ergebnisse

Fläche somit noch nicht stabilisiert. Es scheint vielmehr so, als würde sogar bereits bestehender Grasbewuchs durch die Erosion wieder zerstört werden, wie auf den Fotoaufnahmen in Abbildung 27c und d zu erkennen ist.

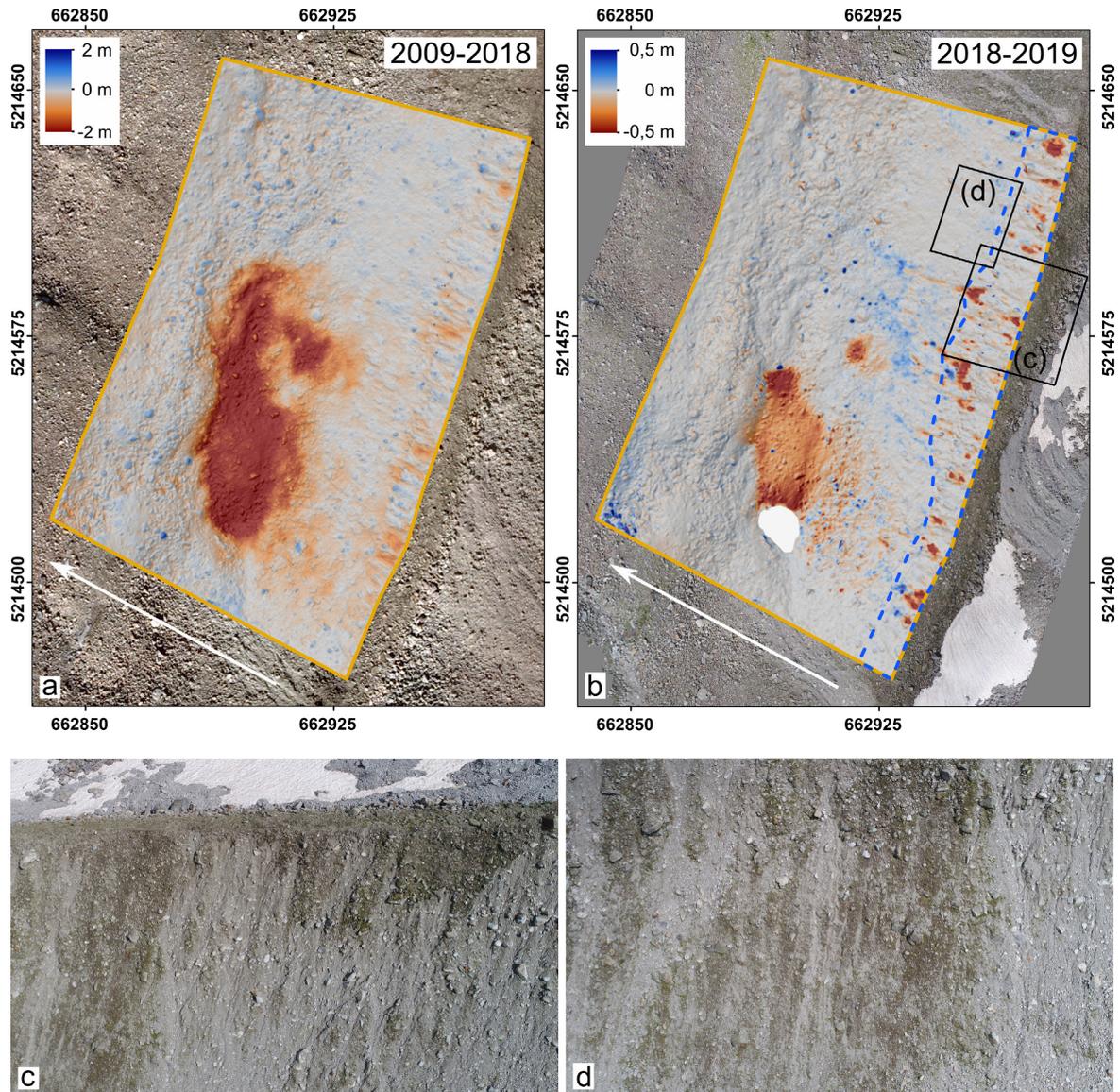


Abbildung 27: Toteis und geomorphologische Prozesse auf Untersuchungsfläche APF2: (a) DoD 2009-2018 (Orthofoto 2009), (b) DoD 2018-2019 mit blau gestricheltem Erosionsbereich (Orthofoto 2019), Drohnenaufnahmen für die in (b) eingezeichneten Bereiche des (c) Oberhanges und des (d) Mittelhanges (eigene Aufnahmen, 01.08.2019). Die weißen Pfeile zeigen hangabwärts. Der weiße Fleck im südlichen Bereich in (b) ist ausmaskierter Schnee. Datenquellen s. Tabelle A 1

Die Untersuchungsfläche KK1 war zwischen 1953 und 1974 noch von Gletscherschmelze betroffen (s. Abbildung B 23). In diesem Zuge bildeten sich am Oberhang flachgründige Runsen aus, die nach Vermessung des Profils 1974 in Abbildung 28e ca. 2-3 m tief eingeschnitten sind. Zwischen 1974-2006 ist mit einer jährlichen Erosionsrate von 7,2 cm (3 cm oberhalb des LoD) auch eine starke Aktivität im Bereich des Oberhanges feststellbar. Zwischen 2006-2018 sinkt die jährliche Erosionsrate auf 2,9 cm (1,7 cm oberhalb des LoD). Die Erosion am Oberhang führte ab 1974 zu keiner weiteren Eintiefung der flachgründigen Runsen mehr, sondern eher zu einer Glättung der Hangoberfläche, wie in Abbildung 28e der Vergleich der Querprofile am

Oberhang von KK1 für die DEMs von 1974 und 2018 zeigt. Der Hang ist heute im südlichen Bereich vor allem von fluvialen Prozessen, kleinen Muren und ggf. auch kleinen Rutschungen geprägt, sehr ähnlich zur oben beschriebenen Fläche APF2. Außerdem ist auf dem Orthofoto 2018 eine deutliche Begrünung des Moränenabschnitts von Norden her zu erkennen, wo auch kaum mehr eine Sedimentumlagerung festgestellt werden kann.

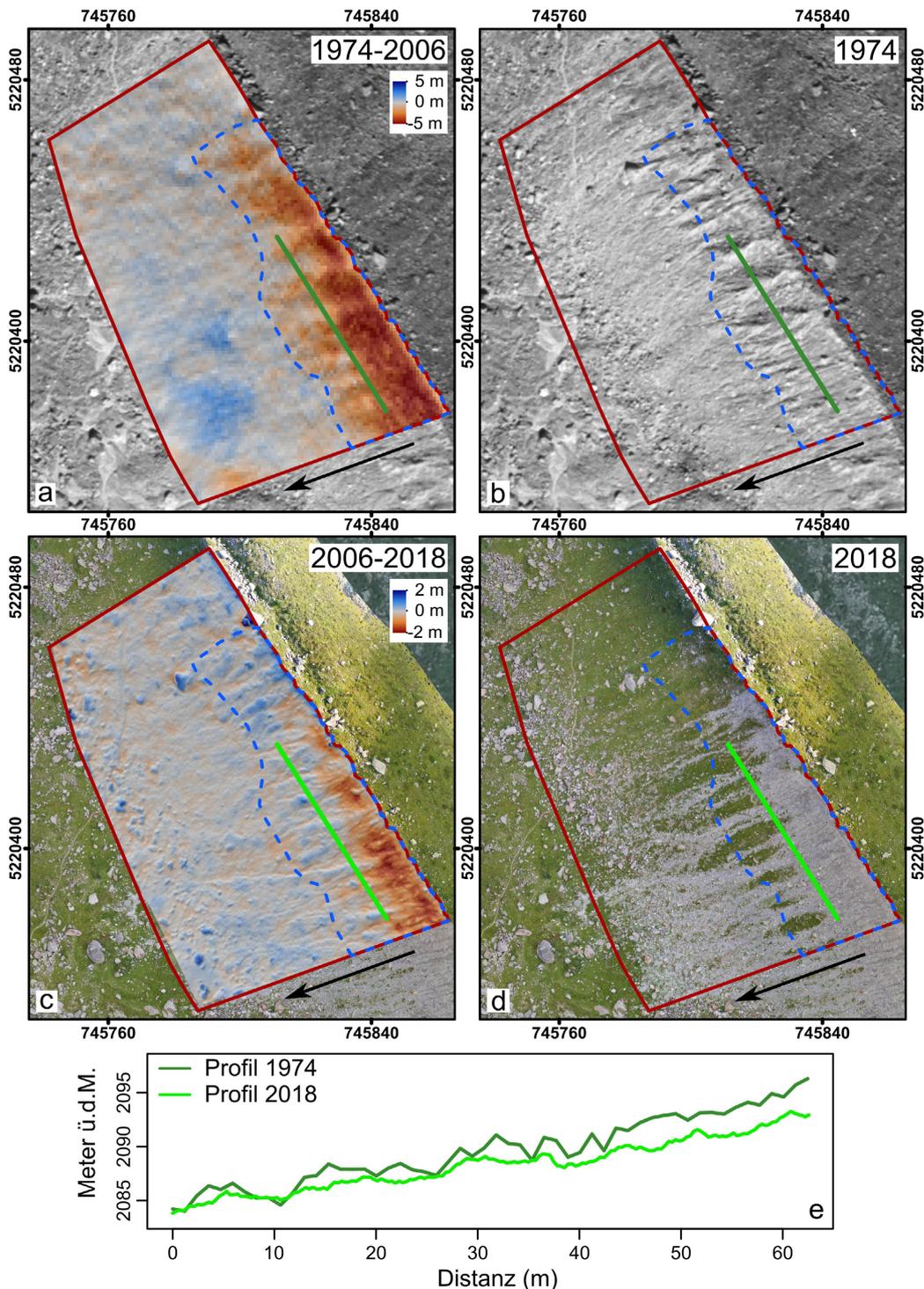


Abbildung 28: Geomorphologische Prozesse und Hangentwicklung auf Untersuchungsfläche KK1: (a) DoD 1974-2006, (b) Orthofoto 1974, (c) DoD 2006-2018, (d) Orthofoto 2018 und (e) Querprofile durch die DEMs von 1974 und 2018 für die in (a)-(d) dargestellten grünen Linien. Blau gestrichelte Linien markieren den bilanzierten Erosionsbereich. Die schwarzen Pfeile zeigen hangabwärts. Datenquellen s. Tabelle A 1

Auch die Untersuchungsfläche LTF1 wies im ersten Beobachtungszeitraum 1959-2006 geomorphologische Aktivität mit der Bildung von flachgründigen Runsen am Mittelhang auf (Abbildung 29a) und zeigt heute, wenn überhaupt Sedimentumlagerung feststellbar ist, kleine Muren und fluvialen Abtrag am Mittelhang (Abbildung 29b). Diese Prozesse führen jedoch zu keiner Einschneidung der Runsen mehr, vielmehr scheinen diese, wie bereits für KK1 beschrieben, weniger ausgeprägt als zu früheren Zeitpunkten (vgl. Orthofotos in Abbildung 29c und d). Im Vergleich des Zeitraums 1959-2006 mit 2006-2018 ist die durchschnittliche jährliche Erosion von 3 cm (1,8 cm oberhalb des LoD) auf 1,2 cm (0,8 cm oberhalb des LoD) gesunken. Interessant ist bei Untersuchungsfläche LTF1, dass sie von Hangunterschneidung durch den Gletscherbach betroffen ist, wie auf den DoDs und beim Vergleich der Orthofotos zu erkennen ist. Dies bewirkt jedoch offensichtlich keine Aufrechterhaltung von stärkerer Morphodynamik. Allerdings ging die Abnahme der Morphodynamik mit keiner Verringerung der Hangneigung einher, welche am Oberhang mit $38,7^\circ$ (Mittelwert) immer noch steil ist. Hierzu könnte die Hangunterschneidung durch den Bach beitragen, durch den ein großer Teil des erodierten Sediments vermutlich aus der Fläche ausgetragen wird. Des Weiteren hat auf dem Lateralmoränenabschnitt bereits eine Begrünung zum Beispiel durch Zwergsträucher begonnen, wie im westlichen Bereich zu erkennen ist. Auch der Bewuchs durch Lärchen ist nahe bis an die westliche Grenze der Untersuchungsfläche vorgerückt (Orthofoto in Abbildung 29d sowie Geländebeobachtungen).

LTF1 ist somit ein Beispiel für einen Lateralmoränenabschnitt, der ca. 50-100 Jahre nach der Entgletscherung (um 1900) noch deutliche geomorphologische Aktivität zeigte und flachgründige Runsen ausgebildet hatte, aber inzwischen weitgehend stabilisiert ist. Da auch andere Untersuchungsflächen (AM1, AM2, KK1, RKF2, RKF3, WEK1 und WSF1, entsprechende Abbildungen in Anhang B) eher eine Rückbildung der kleinen Runsen zeigen (s. auch Beispiel KK1 oben), könnte es sein, dass LTF1 diesen Flächen im Prozess der Stabilisierung zeitlich voraus ist und die anderen Flächen sich im weiteren Verlauf ebenfalls stabilisieren werden.

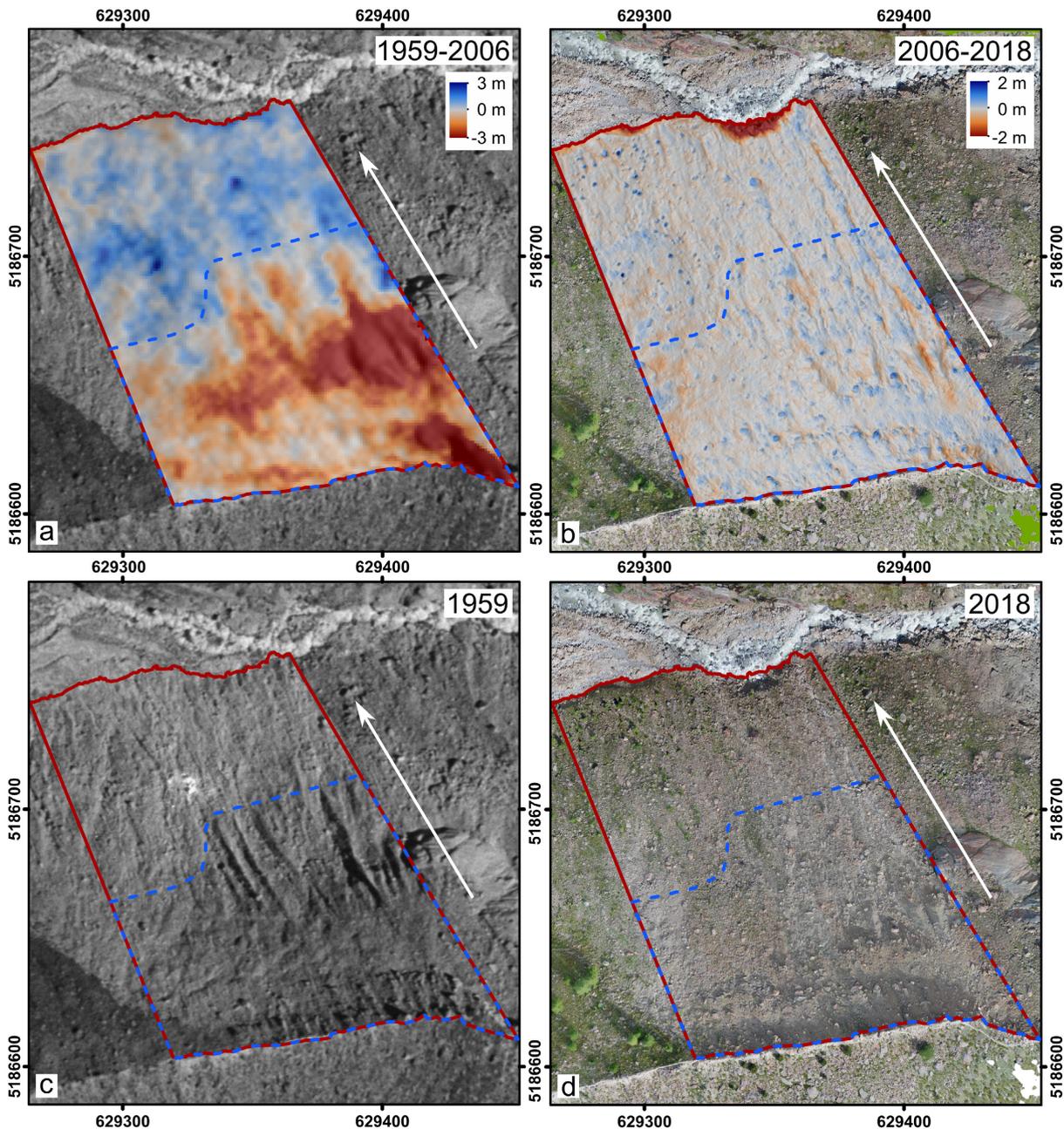


Abbildung 29: Geomorphologische Prozesse auf Untersuchungsfläche LTF1: (a) DoD 1959-2006, (b) DoD 2006-2018, (c) Orthofoto 1959 und (d) Orthofoto 2018. Blau gestrichelte Linien markieren den bilanzierten Erosionsbereich. Die weißen Pfeile zeigen hangabwärts. Datenquellen s. Tabelle A 1

6.2.4 Schneeschurf und kleine Massenbewegungen

Einige wenige untersuchte Lateralmoränenabschnitte sind überwiegend von flächenhafter Formung geprägt. Dazu zählt Untersuchungsfläche HF1, die im Gegensatz zu den anderen geomorphologisch aktiven Untersuchungsflächen keine Ansätze von Runsenbildung aufweist. Bereits auf dem DoD 1959-2016 (Abbildung 30a) ist auffällig, dass das Muster von Erosion am Oberhang und Akkumulation am Mittelhang wenig lineare Formen zeigt. Lediglich auf dem Orthofoto 1959 sind sehr kleine Rillen sichtbar, nicht jedoch auf dem DoD. Der Hang wirkt insgesamt sehr glatt. Dieses Bild zeigt sich auch im zweiten in Abbildung 30b gezeigten DoD 2016-2018: Das direkt unterhalb des Grates erodierte Material wird unmittelbar darunter, noch

Ergebnisse

am Oberhang, wieder abgelagert. Dieser Umlagerungsprozess wird ebenfalls im Vergleich der Höhenprofile von 1959 und 2016 in Abbildung 30c sichtbar. Lineare Prozesse sind auch bei hoher Modellauflösung lediglich in sehr geringem Umfang ersichtlich, aber man sieht kleine Rillen sowohl im DoD/der Schummerung als auch auf der Fotoaufnahme 2018 in Abbildung 30d. Auf letzterer sind auch helle Stellen am Oberhang erkennbar, auf denen im DoD sichtbare Sedimentumlagerung stattfindet. Aufgrund des beobachteten Abtragsmusters sowie der hellen flächenhaften Bereiche am Oberhang liegt die Vermutung nahe, dass der Hang durch Schneeschurf geprägt ist. Hinweise auf Lawinen gibt das Gelände keine. Die mittlere jährliche Erosionsrate ist von 2,1 cm (0 cm oberhalb LoD) zwischen 1959-2006 (Zeitscheibe 1 und 2, entsprechendes DoD in Abbildung B 16) auf 2,5 cm (2,5 cm oberhalb LoD) zwischen 2006-2018 (Zeitscheibe 3) leicht gestiegen, was darauf hindeutet, dass auf der Fläche am Oberhang bislang keine Stabilisierung stattfindet. Die Hangneigung am Oberhang beträgt im Mittel $34,4^\circ$ gegenüber $37,6^\circ$ im Jahr 1959 und damit ist der Hang leicht abgeflacht.

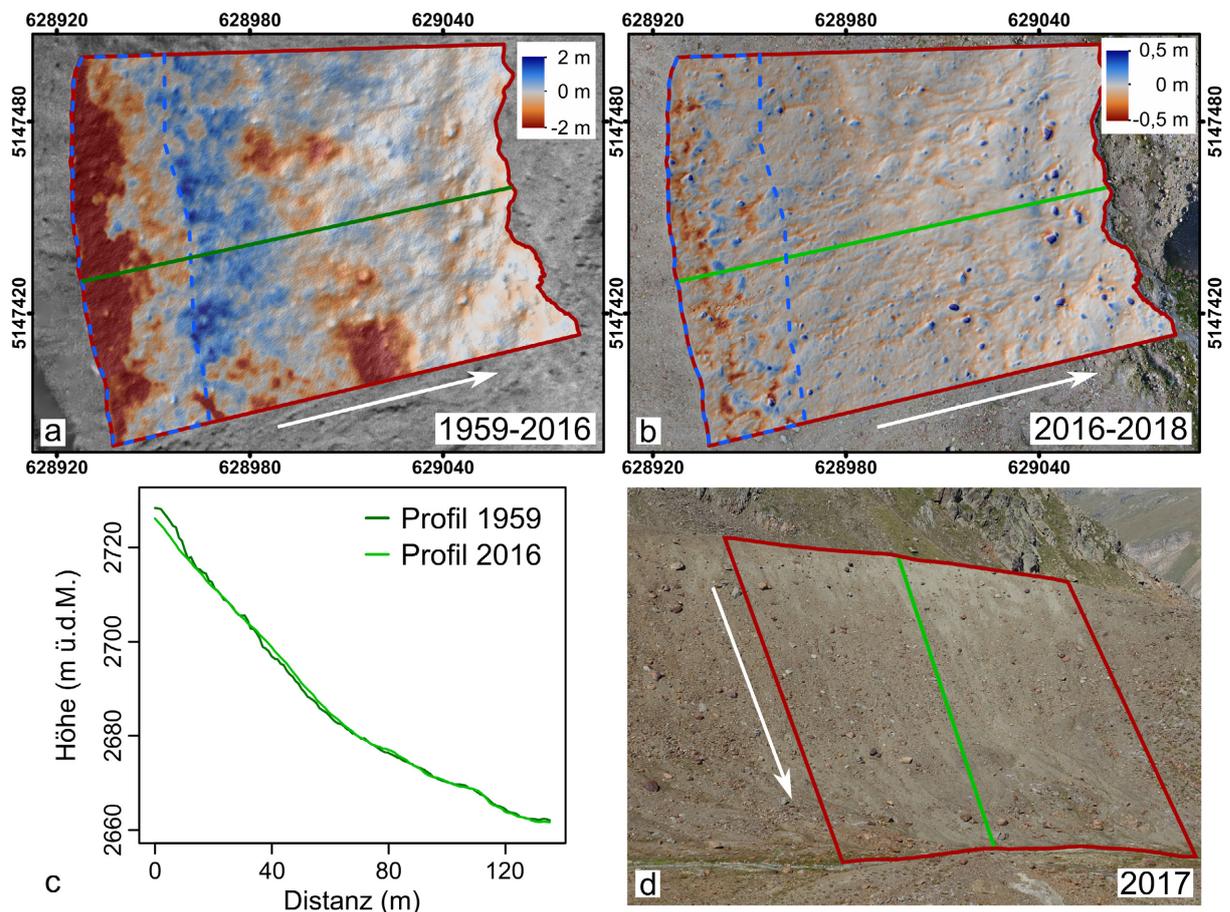


Abbildung 30: Geomorphologische Prozesse und Hangentwicklung auf Untersuchungsfläche HF1: (a) DoD 1959-2016 (Hintergrund Orthofoto 1959) sowie (b) DoD 2016-2018 (Hintergrund Orthofoto 2018), jeweils mit blau gestricheltem Erosionsbereich, (c) Längsprofil durch die DEMs von 1959 und 2016 (Position s. grüne Linien in a, b und d) und (d) Fotoaufnahme mit Blick auf HF1 (rot umrandet) von Südosten (eigene Aufnahme, 02.08.2017). Die weißen Pfeile zeigen hangabwärts. Datenquellen s. Tabelle A 1

Auch die in Kapitel 6.1.4 bei den Auswirkungen von Toteisschmelze beschriebene Untersuchungsfläche KK3 weist bis auf sehr kleine Rillen keine lineare Formung auf, sondern lediglich

ein flächenhaftes Absenken und ist damit der flächenhaften Formung zuzuordnen, vermutlich v.a. durch die Toteisschmelze bedingt.

Auf zwei Untersuchungsflächen konnte im Laufe des Beobachtungszeitraums keine signifikante Sedimentumlagerung festgestellt werden: Auf RKF1 und APF1. Auf RKF1 können auch anhand der DoDs keinerlei Prozesse detektiert werden (vgl. Abbildung B 33). Auf APF1 ereignete sich zwischen 2018 und 2019 eine kleine Rutschung im mittleren Hangbereich auf einer erkennbaren Lateral- oder Endmoräne (s. Abbildung 31a und b). Das umgelagerte Volumen beträgt $33,3 \text{ m}^3$ (LoD nicht berücksichtigt). Gemittelt über die Fläche sowie in Zusammenfassung mit dem Zeitraum 2008-2018 zeigt sich jedoch kein Anstieg der Erosionsrate, sie bleibt deutlich unterhalb von 1 cm und unterhalb des LoD. Die kleine Massenbewegung ist jedoch ein Zeichen dafür, dass es trotz einer Stabilisierung und flächendeckenden Vegetationsbewuchses, wie er auf den beiden genannten Flächen vorhanden ist, noch zu Einzelereignissen kommen kann.

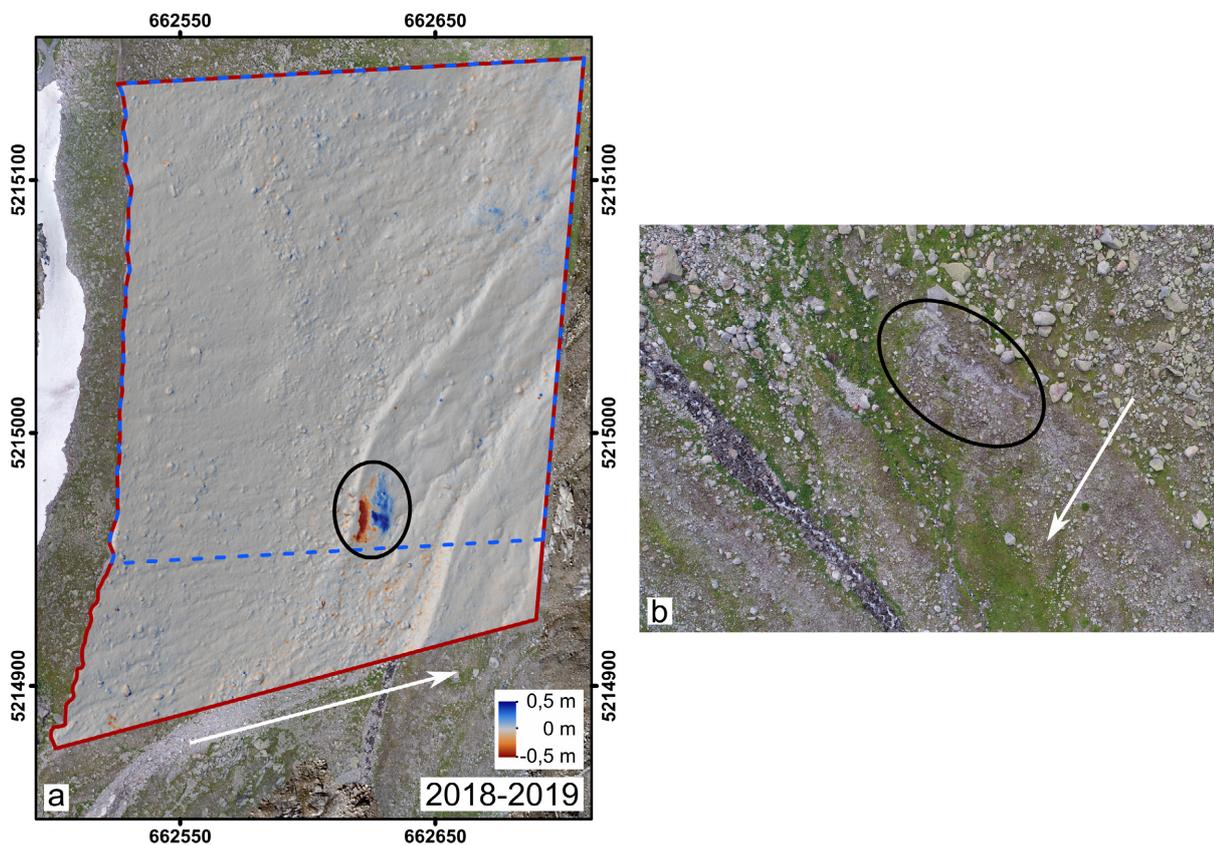


Abbildung 31: Rutschung auf Untersuchungsfläche APF1: (a) DoD 2018-2019 mit blau gestricheltem Erosionsbereich und schwarz umrahmtem Bereich mit Rutschung und (b) Drohnenfoto des Hangbereichs mit der Rutschung (schwarz umrahmt, 01.08.2019). Die weißen Pfeile zeigen hangabwärts. Datenquellen s. Tabelle A 1

6.3 Zeitliche Entwicklung der Morphodynamik

6.3.1 Hinweise und Übersicht zu den Erosionsraten

Wie in Kapitel 5.7 beschrieben, wurde auf jeder Untersuchungsfläche der Erosionsbereich kartiert und für diese Bereiche für jeweils drei Zeitscheiben mittlere jährliche Erosionsraten berechnet. Auf vier Untersuchungsflächen war keine Berechnung von Erosionsraten für die Zeitscheiben möglich, da der Erosionsbereich nicht von Bereichen mit Toteis zu trennen war, die nicht in die Berechnungen mit eingehen sollen. Dies betrifft die Untersuchungsflächen AM2, APF2, KK2 und KK3. Auf den Flächen APF2 und KK2 konnten für das DoD 2018-2019 (APF2) bzw. 2017-2018 (KK2) zwar Erosionsbereiche definiert werden, aber aufgrund des sehr kurzen Zeitraums sind sie nicht repräsentativ für Zeitscheibe 3 und werden daher nicht aufgeführt. Es sei an dieser Stelle nochmals darauf hingewiesen, dass die Erosionsbereiche nicht für alle Untersuchungsflächen über alle Zeitscheiben den gleichen Umriss aufweisen, da teilweise aufgrund der Hangentwicklung Anpassungen vorgenommen werden mussten. Somit verändert sich auch die Referenzfläche, durch die die Erosionsvolumina geteilt werden. Überdies muss bei der Interpretation der Erosionsraten beachtet werden, dass die Zeiträume, die in den jeweiligen Zeitscheiben enthalten sind (1: 1950er-1970er Jahre, 2: 1970er-2000er Jahre, 3: 2000er Jahre-2018/19) oder dazu zusammengefasst werden, unterschiedlich lang sind. So reicht z.B. am Gepatschferner und Weißseeferner die zweite Zeitscheibe bis 2014, während sie an der Vedr. d'Amola bereits 2004 endet. Besonders stark ist der Unterschied bezüglich der Zeiträume in den Gebieten, für die der erste Beobachtungszeitraum zwei Zeitscheiben abdeckt und die Erosionsraten für beide Zeitscheiben angegeben werden. Dies betrifft die Untersuchungsflächen am Hohenferner, Höllentalferner und Langtauferer Ferner. Die genauen Zeiträume, die jeweils einer der drei Zeitscheiben zugeordnet werden, sowie die Erosionsraten können Tabelle C 2 entnommen werden. Die Erosionsraten mit den berechneten RMSE-Werten für die gesamten Zeiträume, die die DoDs umfassen, sind Tabelle C 1 und Abbildung C 1 zu entnehmen.

In Abbildung 32 sind die mittleren jährlichen Erosionsraten für alle Untersuchungsflächen dargestellt, in denen ein Erosionsbereich definiert werden konnte. Die transparenten Balken geben den Erosionswert ohne Anwendung eines LoD wieder, während die undurchsichtigen Balken den Erosionswert nach Anwendung des flächenhaften LoD auf die DoDs (basierend auf den Präzisionskarten und Moving Planes-Karten, vgl. Kapitel 5.5) darstellen. Für manche Untersuchungsflächen und Zeiträume liegt nach Ausschluss der DoD-Werte unterhalb des LoD keine Erosion mehr vor. Dies betrifft insbesondere die frühen Zeiträume, also z.B. die DoDs von den 1950er bis in die 1970er Jahre, da diese Modelle im Allgemeinen höhere Unsicherheiten und Fehler aufweisen (z.B. Untersuchungsflächen der Vedr. d'Amola, des Hohenfernens und Rofenkarfernens). Es ist aber ebenfalls feststellbar, dass auf manchen Untersuchungsflächen auch die neueren, gut aufgelösten Modelle keinen Abtrag oberhalb des LoD detektieren lassen (APF1, HTF1 und RKF-Flächen).

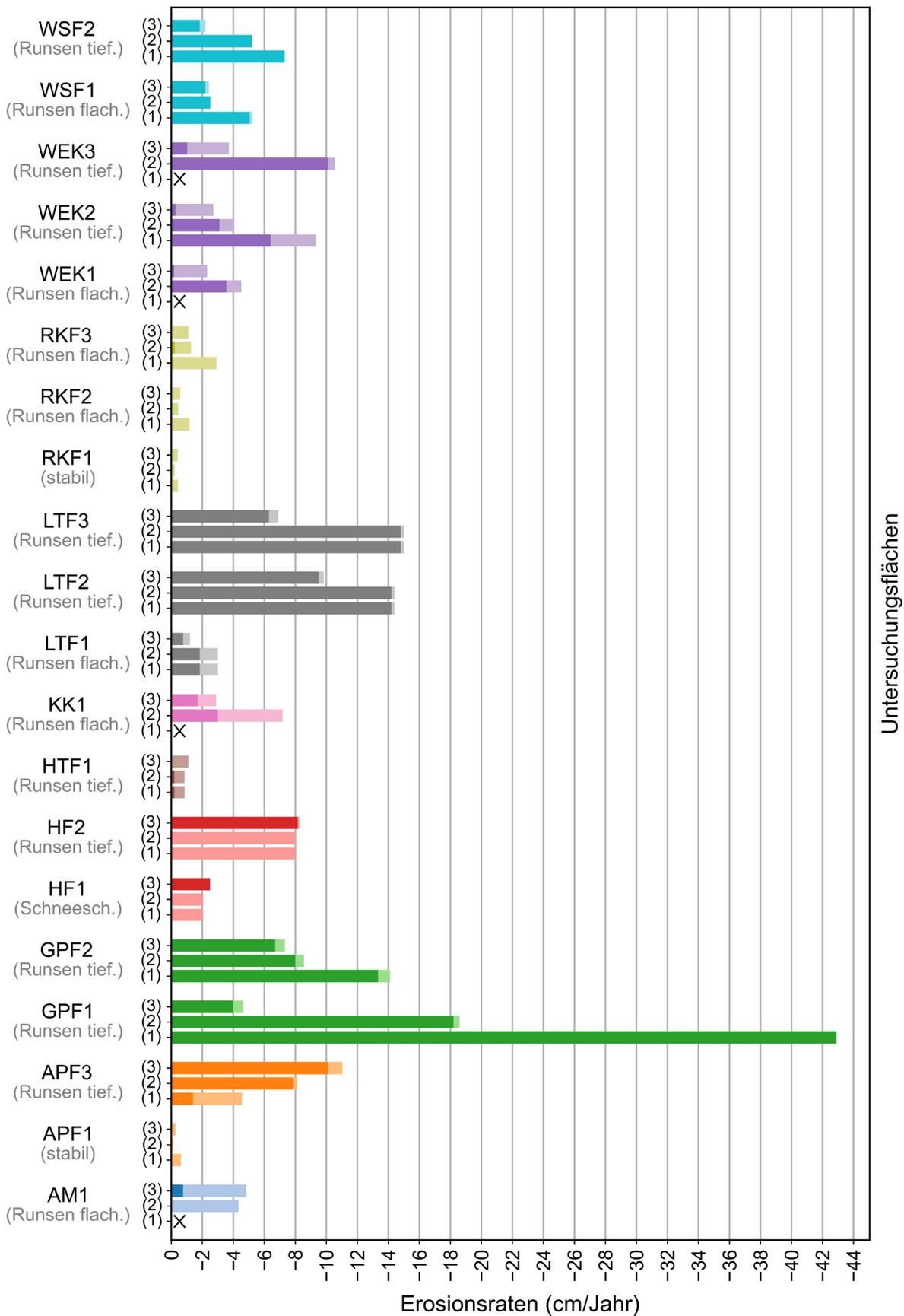


Abbildung 32: Erosionsraten auf den Untersuchungsflächen in cm pro Jahr innerhalb der jeweiligen Zeitscheibe (1: 1950er-1970er, 2: 1970er-2000er, 3: 2000er-2018/19). In grau hinterlegt Formungsart der Untersuchungsflächen: Runsen flachgründig, Runsen tief eingeschnitten, Schneeschurf sowie stabil. Kreuze markieren Zeitscheiben, in denen wegen Toteis keine Bilanzierung erfolgte. Transparente Balken stellen Erosionsraten ohne Anwendung des LoD dar, bei den undurchsichtigen Balken sind nur Werte oberhalb des LoD einbezogen.

6.3.2 Zeitliche Entwicklung der Erosionsraten und ihr Zusammenhang mit geomorphologischen Prozessen

Die zeitliche Entwicklung der Morphodynamik auf den untersuchten Lateralmoränenabschnitten ist sehr unterschiedlich. So konnten alle Entwicklungen von einer Zunahme der Morphodynamik über eine Stagnation bis hin zu einer Abnahme festgestellt werden, wie im Folgenden dargestellt wird. Bei Vergleichen von Erosionsraten der drei gebildeten Zeitscheiben werden die Werte ohne Anwendung eines LoD angegeben, da besonders im ersten Zeitraum aufgrund der schlechteren Qualität der DoDs größere Bereiche der Erosionswerte ausgeschlossen werden (s. Abbildung 32) und dies einen Vergleich mit den Erosionsraten der späteren Zeitscheiben mit Werten aus besseren DoDs verzerren kann (vgl. Kapitel 7.1).

Die höchsten Erosionsraten sind auf den in Kapitel 6.2.2 beschriebenen Moränenabschnitten mit **tief eingeschnittenen Runsen** zu finden, die von Rutschungen, Muren sowie fluvialen Prozessen geprägt sind. So sind die Erosionsraten auf der stark zerrunsten Untersuchungsfläche APF3 im Laufe des Beobachtungszeitraums und mit zunehmender Ausbildung der Runsen auf 10 cm im Jahr (oberhalb LoD) gestiegen und befinden sich damit aktuell auf einem sehr hohen Niveau. Neben Fläche APF3 erreicht in der dritten untersuchten Zeitscheibe LTF2 mit 9,5 cm im Jahr ebenfalls knapp 10 cm, gefolgt von HF2 mit 8,2 cm (alle oberhalb LoD). Auch die anderen Untersuchungsflächen, die eine starke Runsenbildung aufweisen, sind durch hohe mittlere jährliche Erosionsraten gekennzeichnet, die zumindest in einer der drei Zeitscheiben 6 cm (oberhalb LoD) erreichen oder überschreiten (GPF1, GPF2, LTF3, WEK2, WEK3, WSF2, vgl. Abbildung 32, KK2 nicht bilanziert), mit Ausnahme von Fläche HTF1, die im gesamten Beobachtungszeitraum nie über 1 cm Abtrag aufweist und daher in den folgenden Erläuterungen ausgenommen wird.

Während die Morphodynamik auf APF3 über die betrachteten Zeitscheiben hinweg anstieg, stagnierte die Dynamik auf HF2 im Vergleich der Erosionsraten von der ersten und zweiten Zeitscheibe (1959-2006) mit der dritten Zeitscheibe (2006-2018). Alle anderen bilanzierten Flächen mit tief eingeschnittenen Runsen (GPF1, GPF2, LTF2, LTF3, WEK2, WEK3 und WSF2) zeigen eine – unterschiedlich starke – Abnahme der Erosionsraten über die drei Zeitscheiben hinweg. So wiesen letztere Flächen maximale Erosionsraten während des Initialstadiums der Runsenbildung auf, während der Gletscher oder ein großer Toteiskörper abschmolzen. Am Gepatschferner auf GPF1 und GPF2 wurden während der ersten Zeitscheibe (1950er-1970er Jahre), als der Gletscher noch Teile des Mittelhangs und Unterhangs bedeckte, dabei Erosionsraten bis zu 43 cm (GPF1) respektive 14 cm (GPF2) im Jahr und am Langtauferer Ferner auf LTF2 zwischen 1959 und 2006 ebenfalls 14 cm im Jahr erreicht (ohne LoD). Ein Einbezug von Toteis im ersten Zeitraum auf GPF1 kann nicht ganz ausgeschlossen werden, auch wenn auf eine deutliche Abgrenzung vom Toteis geachtet wurde. Nach dieser Initialbildungsphase nehmen die Raten meist auf unter 10 cm im Jahr ab, bleiben jedoch mit über 4 cm Abtrag im Jahr weiterhin auf einem hohen Niveau. Lediglich auf den Flächen WSF2, WEK2 und WEK3, die

keine ganz so stark ausgeprägten Runsen wie z.B. APF3 aufweisen, ist eine stärkere Abnahme der Erosionsraten von 7,4 cm (WSF2), 9,3 cm (WEK2) in der ersten Zeitscheibe und 10,5 cm (WEK3) in Zeitscheibe 2 auf respektive 2,2 cm, 2,7 cm und 3,7 cm pro Jahr in der dritten Zeitscheibe feststellbar (alle Werte ohne LoD). Auf den beiden Flächen WEK2 und WEK3 konnten im Zeitraum von 2010-2017 noch einige Muren in den Runsen detektiert werden, auch wenn diese den Hang nicht mehr stark zu prägen scheinen, während auf dem neuesten DoD 2017-2018 kaum mehr Sedimentumlagerung feststellbar ist. Ebenfalls konnte eine rückschreitende Erosion, wie beispielhaft anhand von APF3 und LTF2 in Kapitel 6.2.2 beschrieben, dort seit 2010 nicht mehr festgestellt werden. Die Flächen wirken daher bereits weitgehend stabilisiert und angepasst an die entgletscherten und toteisfreien Bedingungen, so wie alle einst aktiven Lateralmoränenzüge am Waxeggkees. Dabei ist allerdings auch zu bedenken, dass WEK2 ab Beginn des Beobachtungszeitraums 1953 kaum mehr von austauendem Eis betroffen war und schon weitgehend ausgebildete Runsen aufwies, und auch WEK3 1953 bereits recht deutlich ausgebildete Runsen zeigte. Insofern könnte vermutet werden, dass die Flächen bei der Stabilisierung bereits weiter vorangeschritten sind als andere zerrunste Flächen, was auch ihrem relativ frühen Ausaperungszeitpunkt 1935/1936 entsprechen würde (s. Kapitel 6.4.1). Bei WSF2 haben die Raten zwar in ähnlicher Weise wie auf WEK2 und WEK3 abgenommen, aber Muren können bis heute beobachtet werden (s. Abbildung B 43). Die noch stattfindende Muraktivität sowie die in ALTMANN et al. (2020) gezeigte Rutschung, die sich zwischen 2017 und 2019 im auf den DoDs 2014-2015 und 2015-2017 inaktiv wirkenden Bereich von WSF2 ereignete, deuten anders als am Waxeggkees darauf hin, dass diese Moräne trotz vermeintlich geringer Erosionsraten noch nicht stabilisiert ist.

Die höchsten Erosionsraten sind somit vor dem endgültigen Abschmelzen der Gletscher bzw. dem Ausapern von Toteis v.a. aufgrund von Rutschungen und starken Eintiefungen von Runsen zu verzeichnen. Ein wichtiger Grund für die langanhaltend hohen Erosionsraten auf stark zerrunsten Lateralmoränenabschnitten dürfte die hohe Sedimentverfügbarkeit auf diesen Moränenabschnitten sein, die eine starke, sukzessive Eintiefung von Runsen und meist auch starke Hangrückverlagerung zulässt. Eine Erklärung dafür, warum ein großer Teil der zerrunsten Hänge am Beginn ihrer Formung und andere in späteren Phasen ihre maximalen Erosionsraten erreichen, ist zum einen darin zu suchen, dass manche Moränenhänge in der Anfangsphase große Massenbewegungen erfahren (z.B. GPF1), während andere lediglich von der sukzessiven Formung der Runsen zunächst durch fluviale Einschneidung geprägt sind und daher in den Anfangsphasen noch niedrige Raten aufweisen (z.B. APF3). Jedoch gibt es auch in der Gruppe letzterer Flächen Unterschiede in der Geschwindigkeit der Eintiefung und damit auch den Erosionsraten in einem bestimmten Zeitraum. Ein möglicher Grund hierfür könnte sein, dass es nach Abschmelzen des Gletschers und ggf. Austauen von Toteis unterschiedlich starke Ungleichgewichte auf den Hängen gibt, z.B. auch je nach Steilheit. Auch die Geschwindigkeit, mit der der Gletscher abschmilzt (langsam bei APF3) und potenziell hinterlassenes schuttbedecktes Toteis im Hang, das zunächst am Unter- und Mittelhang noch stabilisierend wirken

kann, könnten einen Einfluss auf die Erosionsraten innerhalb eines bestimmten Zeitraums haben. Nicht zuletzt ist bei der Interpretation auch zu bedenken, dass die untersuchten DoDs nicht alle die genau gleichen Phasen der Gletscherschmelze und v.a. der Runsenbildung abdecken und z.B. bei HF2 der Hohenferner bereits vor 1959 abgeschmolzen war. Auch die Fläche der kartierten Erosionsbereiche kann einen Einfluss auf die berechneten Raten haben. Gerade bei den Untersuchungsflächen mit tief eingeschnittenen Runsen, wo es häufig im Laufe der Zeit zu einer Verlagerung und damit Anpassung des Erosionsbereichs kommt, kann es zu unterschiedlichen Ergebnissen bei der Analyse der zeitlichen Entwicklung der Raten kommen. Außerdem sind bei HF2, LTF2 und LTF3 die ersten beiden Zeitscheiben zusammengefasst (1959-2006), was eine Differenzierung in der Anfangsphase und einen Vergleich mit anderen Flächen erschwert.

In der Gruppe der Untersuchungsflächen mit **flachgründigen Runsen** sind die Erosionsraten allgemein niedriger und es ist bei einem größeren Anteil an Flächen als bei den stark zerrunsten eine Stabilisierung zu detektieren. Konkret zeigen hier die Untersuchungsflächen KK1, LTF1, RKF2, RKF3, WEK1 und WSF1 starke Anzeichen für Stabilisierung, zu erkennen an einer Abnahme der detektierbaren geomorphologischen Prozesse und einer Rückbildung der flachgründigen Runsen, wie in Kapitel 6.2.3 beschrieben, was sich in einer Abnahme der Erosionsraten widerspiegelt. So sank die Rate von KK1 von Zeitschnitt 2 auf 3 von ca. 7 cm auf 3 cm, die von LTF1 und RKF3 von 3 cm auf 1 cm, die von WEK1 und WSF1 von 4,5-5 cm auf 2,3-2,4 cm und die von RKF2 von 1,2 cm auf 0,6 cm (alle Werte ohne LoD). Die auf diesen Flächen stärker als auf den Moränen mit tief eingeschnittenen Runsen zu beobachtende Stabilisierung mag mehrere Gründe haben: neben der teils deutlich längeren Zeit seit Entgletscherung (s. Kapitel 6.4.1) könnte dies z.B. die geringere Hangneigung sein (s. Kapitel 6.4.3.1).

Es gibt jedoch auch Lateralmoränenabschnitte mit flachgründigen Runsen, die noch keine Anzeichen von Stabilisierung aufweisen. Dies sind die Untersuchungsflächen AM1 und aufgrund der sichtbaren Sedimentumlagerungen sowie fehlenden Vegetationsbewuchses vermutlich auch APF2 sowie AM2, bei denen aufgrund von Toteis bis in den Oberhangbereich keine Erosionsraten berechnet werden konnten. Bei letzteren beiden Flächen liegt es nahe, dass das noch austauende Toteis bislang keine Stabilisierung zulässt. Die Erosionsraten von AM1 sind mit 4,8 cm in Zeitscheibe 3 (ohne LoD, 0,8 cm oberhalb LoD) die höchsten in der Gruppe der Untersuchungsflächen mit flachgründigen Runsen. Nachdem die Rate in der 2. Zeitscheibe mit 4,3 cm vergleichbar hoch war, scheint die 1964 entgletscherte Fläche noch keine Anzeichen von Stabilisierung aufzuweisen.

Insgesamt ist also festzuhalten, dass die kleinen Muren, Rutschungen und der fluviale Abtrag auf den Moränenabschnitten mit flachgründigen Runsen und Rinnen nicht so hohe Magnituden erreichen wie die Prozesse auf Moränenabschnitten mit stark eingeschnittenen Runsen, wo größere Muren und Rutschungen, insbesondere in den Anrissbereichen, viel Material umlagern.

Erstaunlich ist in der Gruppe der Hänge mit flächenhaftem Abtrag die anhaltende Aktivität der bereits seit ca. 1928 entgletscherten Fläche HF1, die von **Schneesurf** geprägt ist (vgl. Kapitel 6.2.4). Dort liegen die Erosionsraten stetig zwischen 2,1 cm (ohne LoD) und 2,5 cm im Jahr. Ein Grund könnte die mit 34° recht hohe Hangneigung am Oberhang sein (vgl. Kapitel 6.4.3.1), aber möglicherweise auch die große Höhenlage über 2600 m ü.d.M., die eine Vegetationssukzession erschwert (vgl. Kapitel 6.4.4). Langsam beginnt vom Norden her Vegetation aufzuwachsen.

6.4 Einfluss verschiedener Faktoren auf die Morphodynamik

In den folgenden Kapiteln wird der Frage nachgegangen, welche Faktoren auf die in Kapitel 6.2 beschriebenen geomorphologischen Prozesse und die in Kapitel 6.3 erläuterte Morphodynamik der Lateralmoränen einwirken. Hierfür werden neben einer Interpretation der Eigenschaften der Untersuchungsflächen auch Modelle für die gesamten Untersuchungsgebiete herangezogen (Methodik vgl. Kapitel 5.8).

6.4.1 Dauer seit Entgletscherung und Toteisschmelze

Die Dauer seit dem Schmelzen von Gletscher- und Toteis bestimmt zum einen, wie lange ein Lateralmoränenabschnitt bereits Zeit hatte zur Anpassung an veränderte Bedingungen und zum anderen, wie lange bereits eine Formung der Moränen durch geomorphologische Prozesse erfolgen konnte.

In Abbildung 33 sind die Entgletscherungszeitpunkte aller Untersuchungsflächen (vollständige Hangsegmente, nicht nur Oberhänge) chronologisch geordnet zu sehen. Der Einbezug von Eisfreiwerdungszeitpunkten im Sinne von ausgeschmolzenem Toteis ist hingegen für einen Gesamtvergleich der Untersuchungsflächen dadurch eingeschränkt, dass bei den vor ca. 1950 entgletscherten Flächen nicht bekannt ist, ob diese ebenfalls einmal Toteis enthielten. Überdies sind die Zeitpunkte, zu denen Toteis vollständig ausgetaut war, auch für die letzten Jahrzehnte nur sehr ungenau zu bestimmen, da die DoDs jeweils einige Jahrzehnte umfassen. Eine genaue Differenzierung der Austauzeitpunkte des Toteises auf den Untersuchungsflächen ist somit kaum möglich. Nichtsdestotrotz wird die Präsenz von Toteis in der Interpretation berücksichtigt (Austauzeiträume des Toteises s. auch Tabelle 4).

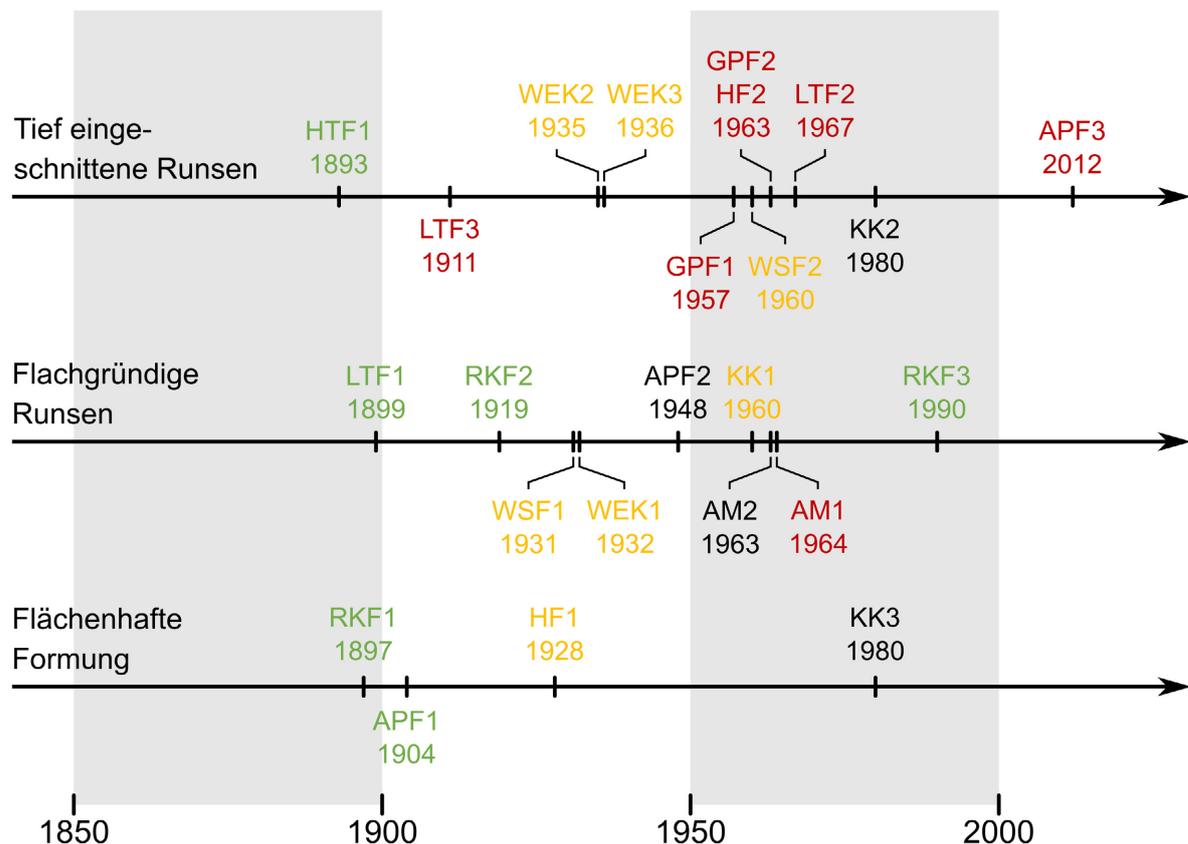


Abbildung 33: Zeitstrahl mit den Zeitpunkten der Entgletscherung der gesamten Untersuchungsflächen getrennt nach tief eingeschnittenen Runsen, flachgründigen Runsen und flächenhafter Formung. Einfärbung der Untersuchungsflächen nach mittleren Erosionsraten pro Jahr in Zeitscheibe 3 ohne Anwendung des LoD (vgl. Tabelle C 2): 0-2 cm/Jahr = grün, 2-4 cm/Jahr = orange, >4 cm = rot. Schwarze Flächen sind nicht bilanziert wegen Toteis.

Es ist auffällig, dass mit Ausnahme von HTF1 und LTF3 alle Untersuchungsflächen mit tief eingeschnittenen Runsen (APF3, GPF1, GPF2, HF2, KK2, LTF2, WEK2, WEK3, WSF2) erst nach 1950 vollständig ausgeapert sind, sofern man das Ausschmelzen von Toteis einbezieht (vgl. Abbildung 33). Auf den Flächen APF3 und KK2 ist das Abschmelzen von Toteis bis heute nicht abgeschlossen. Die bereits ca. 1911 ausgeaperte Untersuchungsfläche LTF3 weist bis heute mit über 6 cm im Jahr hohe Erosionsraten auf. Die als nächstes 1935/1936 ausgeaperten Flächen WEK2 und WEK3 wiederum zeigen eine deutliche Abnahme der Erosion auf 2,7 cm bzw. 3,7 cm, wie in Kapitel 6.3.2 beschrieben, und weisen damit nur noch mäßige Dynamik auf. Die zwischen 1955 und 1967 entgletscherten Flächen GPF1, WSF2, GPF2, HF2 und LTF2 können aufgrund der zeitlichen Nähe des Ausaperungszeitpunkts nicht weiter differenziert werden. Sie sind, mit Ausnahme von WSF2, von hohen Erosionsraten über 4 cm im Jahr bis heute gekennzeichnet. Die Untersuchungsfläche KK2, die 1980 entgletschert ist, aber bis heute am Mittel- und Unterhang Toteis aufweist, ist noch durch eine starke Formungsdynamik gekennzeichnet (Erosionsrate 2017-2018 ca. 24 cm, Toteis nicht ganz ausgeschlossen), ebenfalls wie Untersuchungsfläche APF3, die 2012 entgletschert ist, aber ebenfalls noch Toteis enthält.

In der Gruppe der Untersuchungsflächen mit flachgründigen Runsen (AM1, AM2, APF2, KK1, LTF1, RKF2, RKF3, WEK1, WSF1) sind sowohl Flächen zu finden, die innerhalb einiger Jahrzehnte nach Entgletscherung Anzeichen von Stabilisierung aufweisen, als auch Moränenhänge

mit anhaltend mäßiger Sedimentumlagerung (vgl. Kapitel 6.3.2). Die beiden am frühesten entgletscherten Flächen LTF1 (1899) und RKF2 (1919) zeigen Anzeichen von Stabilisierung, vollständig stabil und begrünt sind sie allerdings noch nicht. Die Flächen WSF1 und WEK1 sind 1931 und 1932 entgletschert und weisen in der dritten Zeitscheibe ähnliche Erosionswerte um die 2,3 cm auf. Die 1948 entgletscherte, aber bis heute von Toteis geprägte Fläche APF2 zeigt mit 6,5 cm zwischen 2017 und 2018 hohe Dynamik, jedoch kann dieser einjährige Wert kaum repräsentativ sein (zuvor aufgrund des Toteises keine Bilanzierung). Die zwischen 1960 und 1964 entgletscherten Flächen AM1 und KK1 wiesen in Zeitscheibe 2 mit 4,3 cm und 7,2 cm (ohne LoD) hohe Raten auf, wobei KK1, wie in Kapitel 6.2.3 beschrieben, inzwischen starke Anzeichen von Stabilisierung zeigt. Untersuchungsfläche AM1 weist mit über 4 cm Erosion im Jahr jedoch auch in Zeitscheibe 3 noch hohe Dynamik am Oberhang auf, der durch recht deutlich ausgeprägte flachgründige Runsen gekennzeichnet ist. Die zuletzt entgletscherte Fläche RKF3, die von einem erneuten Gletschervorstoß des Rofenkarferner betroffen war und daher erst ca. 1990 ausaperte, zeigte zu keinem Zeitpunkt höhere Raten als 3 cm und ist mittlerweile mit ca. 1 cm weitgehend stabil. Sie zeigte damit kaum Reaktion auf den ausapernden Gletscher am Hangfuß, möglicherweise aufgrund der Hangstufe im mittleren Hangbereich, die stabilisierend wirken könnte.

In der Gruppe der Untersuchungsflächen mit flächenhafter Formung ist auf den zuerst ausgeaperten Flächen RKF1 (ca. 1897) und APF1 (ca. 1904) so gut wie keine geomorphologische Aktivität feststellbar. Die 1928 entgletscherte Fläche HF1 hingegen weist mit 2,5 cm im Jahr immer noch mäßige Erosion auf. Auf der noch toteisdurchsetzten Fläche KK3 können keinerlei Raten abgeschätzt werden.

Insgesamt gibt es bei Betrachtung der Untersuchungsflächen also einen Zusammenhang zwischen dem Zeitpunkt der Entgletscherung des gesamten Hangsegments und den Erosionsraten auf den Oberhängen, denn von den Flächen mit hoher Dynamik sind die meisten erst nach 1950 ausgeapert und die meisten stabilen Flächen sind bereits um 1900 entgletschert. Es kann jedoch im Umkehrschluss nicht postuliert werden, dass eine spät entgletscherte Fläche oder lange im Hang befindliches schuttbedecktes Toteis zwingenderweise zu der Ausbildung von Runsen oder einer besonders hohen Sedimentumlagerung am Oberhang führt. Als Beispiele, wo dies nicht der Fall ist, können die Flächen APF2 am Alpeiner Ferner, RKF3 am Rofenkarferner oder auch KK3 am Krimmler Kees dienen, wo keinerlei Runsen ausgebildet werden. Jedoch ist festzuhalten, dass die Untersuchungsflächen, die von Beginn der Gletscher- und Toteisschmelze an eine hohe Formungsdynamik mit der Ausbildung von Runsen zeigten, auch nach dem Austauen noch lange eine hohe Aktivität aufweisen (vgl. Kapitel 6.3.2).

Betrachtet man die Entgletscherungszeitpunkte der als Erosionsbereiche kartierten Oberhänge, also den Zeitpunkt, zu dem die geomorphologische Formung auf diesen Flächen begonnen hat, so ist noch deutlicher als bei der Entgletscherung der gesamten Untersuchungsflächen zu er-

kennen, dass die Oberhänge mit hoher Morphodynamik (>4 cm Erosion im Jahr) später entgletschert sind als die Flächen mit niedrigeren Erosionsraten. Während die Entgletscherung an den Oberhängen beinahe in den gesamten Gletschervorfeldern bald nach den jeweiligen Maximalständen begann, was auch zu den enger beieinander liegenden Entgletscherungszeitpunkten bei den Oberhängen führt, entgletscherten die Hangsegmente, die näher am Maximalstand liegen, im weiteren Verlauf der Gletscherschmelze schneller und damit auch früher vollständig, wie auch die Analyse oben gezeigt hat. Das teils zeitlich eng aufeinanderfolgende Austauen des Gletschers am Oberhang und auf der gesamten Untersuchungsfläche, wie ein Vergleich von Abbildung 33 mit Abbildung 34 zeigt, ist u.a. durch Ungenauigkeiten bei der Kartierung der Gletscherstände auf Basis historischer Karten bedingt (vgl. Kapitel 7.1). Überdies reichen die definierten Erosionsbereiche im Verhältnis zur Hanglänge unterschiedlich weit nach unten.

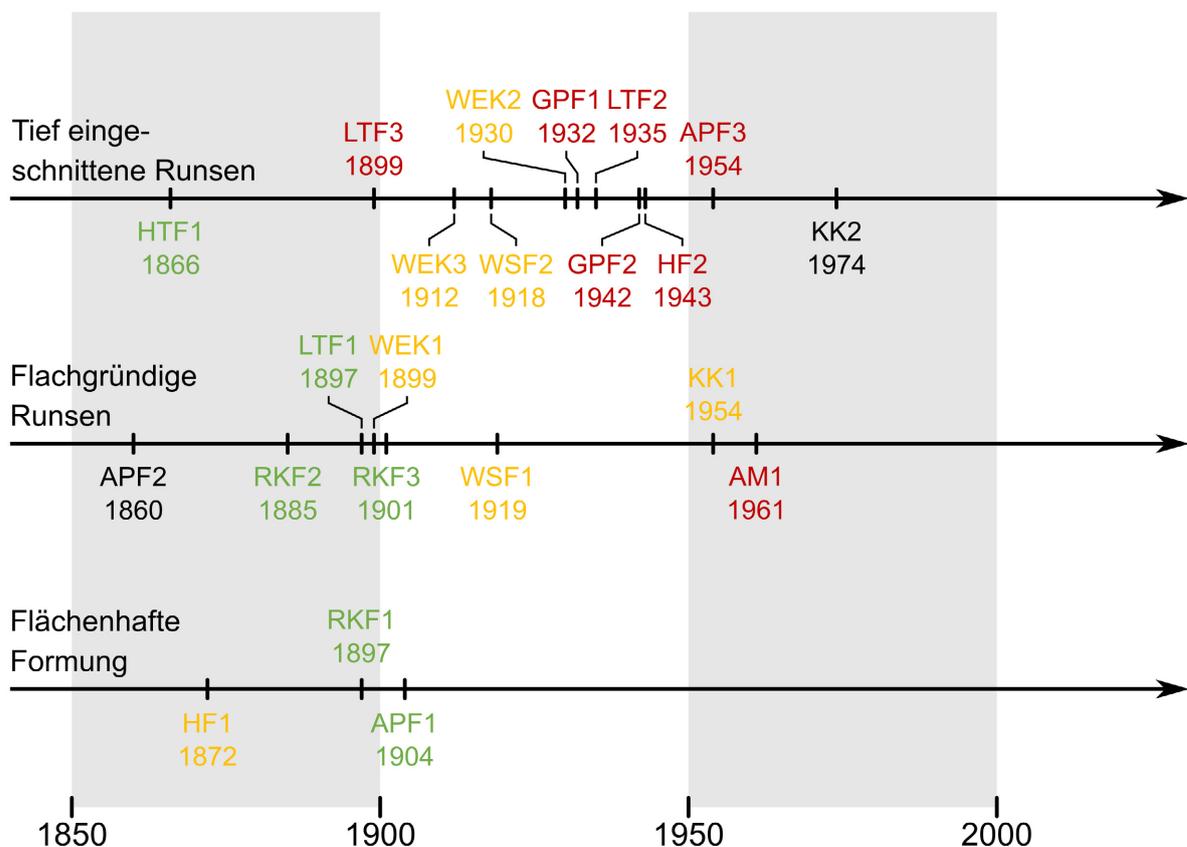


Abbildung 34: Zeitstrahl mit den Zeitpunkten der Entgletscherung der Oberhangbereiche (Erosionsbereiche) getrennt nach tief eingeschnittenen Runsen, flachgründigen Runsen und flächenhafter Formung. Einfärbung der Untersuchungsflächen nach mittleren Erosionsraten pro Jahr in Zeitscheibe 3 ohne Anwendung des LoD (vgl. Tabelle C 2): 0-2 cm/Jahr = grün, 2-4 cm/Jahr = orange, >4 cm = rot. Schwarze Flächen sind nicht bilanziert wegen Toteis. Untersuchungsflächen AM2 und KK3 sind nicht aufgeführt, da wegen Toteis kein Erosionsbereich am Oberhang definiert werden konnte.

Neben einer Betrachtung der ausgewählten Untersuchungsflächen soll der Zusammenhang zwischen Erosion und Zeitpunkt der Entgletscherung auch für die gesamten Gletschervorfelder anhand der jeweiligen DoDs aus Zeitscheibe 2 untersucht werden. Abbildung 35 zeigt die Summe des jährlichen Erosionsvolumens aufgeschlüsselt nach der Zeit zwischen Entgletscherung und dem mittleren Jahr des jeweiligen DoDs gruppiert in 20-Jahres-Abstände, geteilt durch die gesamte Fläche, die innerhalb des jeweiligen Zeitraums ausgeapert ist (vgl. Kapitel

5.8.2). Es ist dabei zu beachten, dass sich die Einteilung in die Zeiträume seit Entgletscherung auf das Abschmelzen des Gletschers bezieht und noch vorhandenes Toteis nicht einbezieht. Letztere Information ist für die gesamten Gletschervorfelder nicht für jedes Pixel zu erfassen.

Zunächst ist auffällig, dass Gridzellen, die um das mittlere Jahr des jeweiligen DoD und bis 20 Jahre zuvor entgletschert sind (v.a. zwischen 1970 und 1990 entgletschert), verhältnismäßig wenig Erosion zeigen innerhalb des Zeitraums, den das DoD umfasst (v.a. zweite, für LTF und HF dritte Zeitscheibe). Weiter zurückgehend nimmt die Erosion zu, d.h. auf älteren Flächen ist in Zeitscheibe 2 mehr Erosion zu beobachten. Die Summe pro Fläche nimmt zwar in Richtung des maximalen Alters seit Entgletscherung wieder ab, bleibt jedoch höher als auf den jüngsten Flächen. Am Alpeiner Ferner beispielsweise ist die hohe Erosion auf den Gridzellen, die 20-80 Jahre zuvor entgletschert sind, durch die starke Erosion am Oberhang von APF3 in Zeitscheibe 2 zu erklären. Die Erosion auf noch älteren Flächen am Alpeiner Ferner ist durch einen zer-runsten und in Zeitscheibe 2 stark aktiven Abschnitt auf dem orographisch rechten Lateralmo-ränenzug gegenüber von APF1 zu erklären, der bereits ca. 1870 entgletschert war. Am Lang-tauferer Ferner ist ein Anstieg der Erosionswerte von der Kategorie „0-20 Jahre entgletschert“ bis „80-100 Jahre entgletschert“ festzustellen und anschließend wieder eine stetige Abnahme. Auch hier sind die hohen Raten v.a. auf 80-120 Jahre alten Flächen mit Erosion an den Ober-hängen im Bereich von LTF2 und LTF3 und jeweils etwas darüber hinaus an den Seiten in Verbindung zu bringen sowie mit einem Anschneiden des Hanges von LTF2 im Osten durch den Bach und Erosion an den Unterhängen der Moränen direkt oberhalb des Gletscherbaches ein Stück weiter talabwärts. Auch diese Bereiche aperten bereits um 1900 aus. Das Maximum am Gepatschferner bei Gridzellen, die 100-120 Jahren zuvor entgletschert sind, ist wiederum auf besonders starke Aktivität am Oberhang von GPF1 in Zeitscheibe 2 zurückzuführen. An den drei Beispiel-Untersuchungsgebieten wird klar, dass die Erosionswerte der Gridzellen eines bestimmten Alters relativ gut einem bestimmten Bereich der Moränen zugeordnet werden kön-nen, die in Zeitscheibe 2 eine hohe Erosion aufwiesen.

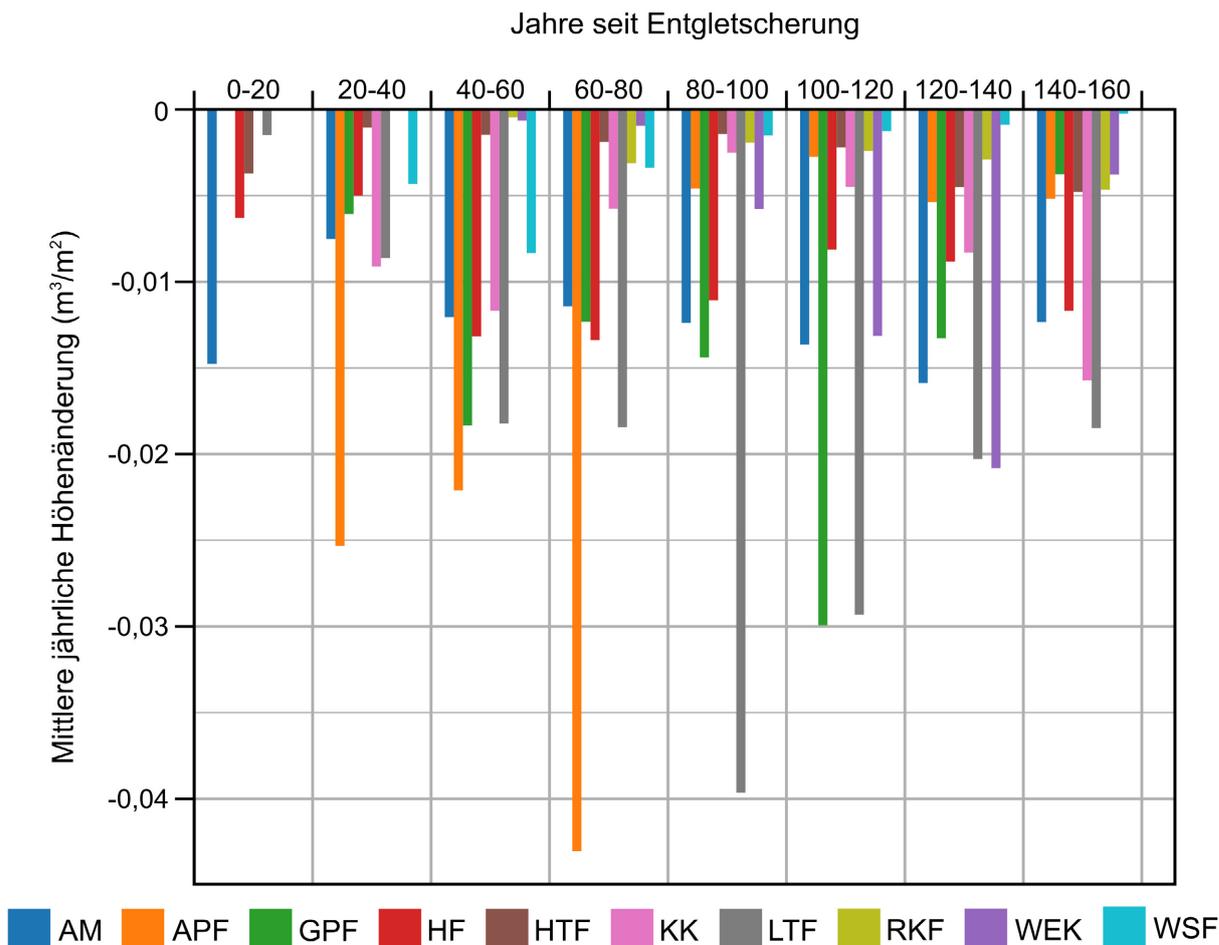


Abbildung 35: Erosion in Abhängigkeit von den Jahren seit Entgletscherung für die DoDs in Tabelle 8: Jahre seit Entgletscherung in Bezug auf das mittlere Jahr des jeweils verwendeten DoDs (AM 1993,5; APF 1991; GPF 1991,5; HF 2011; HTF 1984,5; KK 1990; LTF 2011; RKF 1990; WEK 1990,5; WSF 1994)

Im Vergleich der Analysen der Zeit seit Entgletscherung für gesamte Hangsegmente (s. Abbildung 33), Oberhänge (s. Abbildung 34) und der gridzellbasierten Analyse (s. Abbildung 35) zeigt sich, dass der stärkste Zusammenhang der Erosion mit dem Zeitpunkt der Entgletscherung für die Betrachtung der Oberhänge festgestellt werden kann. So ist bei der Analyse der gesamten Untersuchungsflächen zwar ein Zusammenhang erkennbar, jedoch ist er z.B. durch besonders rasches Abschmelzen des Gletschers am Hangfuß mancher Flächen (z.B. LTF3) oder einen erneuten Gletschervorstoß (RKF3) teilweise gestört. Bei Betrachtung der Oberhänge tritt der Zusammenhang deutlicher hervor, denn hierbei spielt die Geschwindigkeit, mit der der Gletscher am Mittel- und Unterhang ausapert, keine Rolle. Bei der gridzellenbasierten Analyse, bei der die Erosion aller Gridzellen eines Zeitraums seit Entgletscherung summiert wird, kommt es hingegen zu einer Vermischung von Gridzellen auf den Oberhängen mit hohen Erosionsraten mit Zellen näher am Maximalstand mit deutlich niedrigeren Erosionswerten, die aber den gleichen Entgletscherungszeitraum aufweisen. Dies führt dazu, dass kaum mehr ein Zusammenhang erkennbar wird, wie sich auch an dem äußerst niedrigen Pearson-Korrelationskoeffizienten der Erosion (Betrag der negativen Gridzellen) und der Jahre seit Entgletscherung von $-0,016$ (ca. 4,4 Mio. Gridzellen, p -Wert $< 2,2 \times 10^{-16}$) zeigt.

Deutlich zu erkennen ist die frühe Entgletscherung der aktiven obersten Hangbereiche noch im 19. Jahrhundert am Beispiel des Waxeggkees, wo die Erosion im Zeitraum von 1971 und 2010 die höchsten Werte aufwies (vgl. Abbildung 36). Zeitgleich sind jedoch auch Bereiche nahe des Maximalstands entgletschert, die nur sehr geringe Erosionswerte aufweisen, was die sehr geringe Korrelation der Erosion mit den Jahren seit Entgletscherung erklärt.

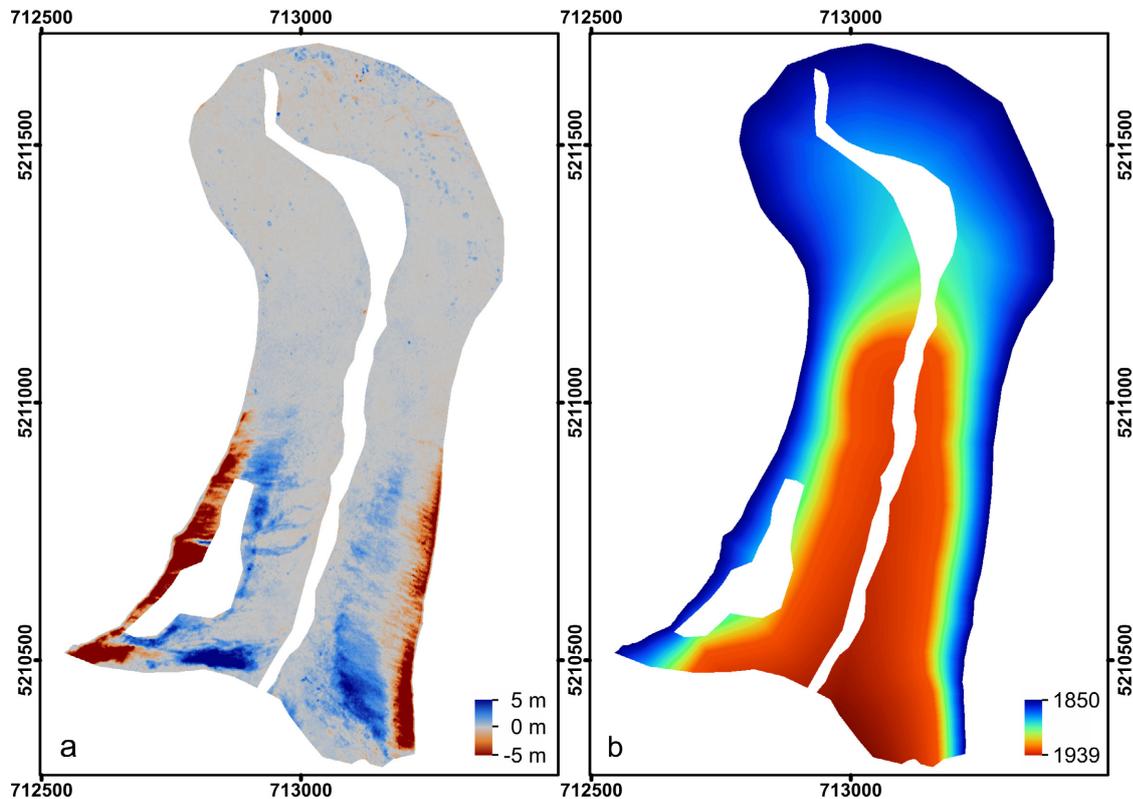


Abbildung 36: Zusammenhang der Erosion und der Dauer seit Entgletscherung im Untersuchungsgebiet des Waxeggkees: Vergleich des (a) DoD 1971-2010 und des (b) Grids der interpolierten Gletscherstände für das Waxeggkees (Methode s. Kapitel 5.8.2, Datenquellen s. Tabelle A 1)

Des Weiteren ist zu bedenken, dass in der direkten Analyse des Zusammenhangs von Erosionsdynamik und den Jahren seit Entgletscherung (vgl. Abbildung 35) unbeachtet bleibt, dass das sukzessive Ausschmelzen von Gletscher- und auch Toteis am Hangfuß die Hangstabilität der schon vor langer Zeit ausgetauten Oberhänge weiter beeinflussen kann, auch wenn dies quantitativ schwer zu erfassen ist. Insofern ist zweifelhaft, ob diese Oberhänge tatsächlich als lange eisfrei angesehen werden sollten. Eine alternative Herangehensweise bestünde in der Einbeziehung der Dauer seit vollständiger Eisfreiwerdung der Hangabschnitte, jedoch ist dies in der Praxis auf Gridzellenbasis schwer umsetzbar. Da die Gletscherzungen über eine gewisse Länge hinweg relativ gleichmäßig an Mächtigkeit verlieren, würde dies außerdem dazu führen, dass sich der Ausaperungszeitpunkt für bestimmte Hangabschnitte trotz ihrer Distanz nur wenig unterscheidet, was eine differenzierte Analyse erschwert.

6.4.2 Entfernung vom LIA-Maximalstand

Im Folgenden soll der Zusammenhang der Entfernung vom Maximalstand der Gletscher in der LIA mit den Erosionsraten untersucht werden, denn die Entfernung vom Maximalstand kann eine einfache Annäherung an den Austauprozess widerspiegeln – in einer Form, bei der nicht das Schmelzen in der Mächtigkeit beachtet wird, sondern lediglich, in welcher zeitlichen Reihenfolge gesamte Hangsegmente austauten. Überdies könnte ein Zusammenhang mit der Hangneigung (s. Kapitel 6.4.3.3) und auch mit der Höhenlage vorliegen. Somit könnte die Entfernung vom Maximalstand als leicht ermittelbarer Proxy für verschiedene andere Parameter dienen.

Auf Abbildung 37 ist beispielhaft am Vorfeld des Waxeggkees sichtbar, dass sich die Bereiche mit kaum detektierbarer Erosion decken mit der Nähe zum LIA-Maximalstand im Norden des Vorfelds. Im südlichen Bereich mit größerer Entfernung zum Maximalstand ist die Erosion höher.

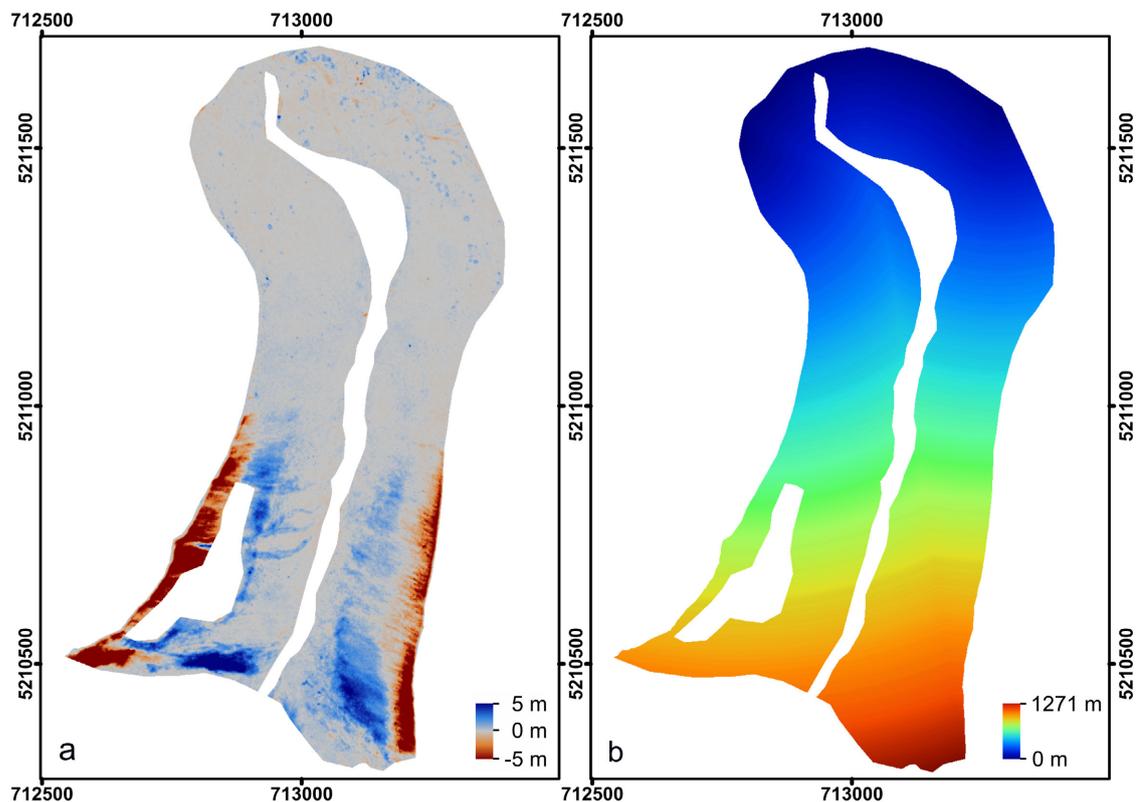


Abbildung 37: Zusammenhang der Erosion und der Entfernung vom LIA-Maximalstand im Untersuchungsgebiet des Waxeggkees: Vergleich des (a) DoD 1971-2010 und des (b) Grids der Entfernung vom LIA-Maximalstand für das Waxeggkees (Methode s. Kapitel 5.8.1 und 5.8.3, Datenquellen s. Tabelle A 1)

Abbildung 38 zeigt die jährliche Erosionssumme in den verschiedenen Untersuchungsgebieten aufteilt nach jeweils 250 m umfassenden Klassen der Entfernung vom LIA-Maximalstand, geteilt durch die Fläche der jeweiligen Bereiche. Es ist zu erkennen, dass das jährliche Erosionsvolumen pro Fläche mit zunehmendem Abstand vom LIA-Maximalstand zunimmt. Dies ist auch für einzelne Gletschervorfelder zu beobachten, wie die des Hohenfernners, Krimmler Kees

und besonders auffällig des Alpeiner Ferners. Am Gepatschferner ist zunächst mit Entfernung vom Maximalstand eine Zunahme der Erosion festzustellen, mit darauffolgender Abnahme und dann nochmals einer Zunahme. Hier macht sich das lange Gletschervorfeld des Gepatschferner bemerkbar, das unterschiedlich stark ausgebildete Lateralmoränen aufweist, von anstehendem Fels durchsetzt ist und somit auch stark unterschiedliche Erosion zeigt. Auch am Langtauferer Ferner ist die Erosion über weite Strecken entlang des Vorfelds hoch. Der Zusammenhang zwischen der Erosion und der Entfernung vom LIA-Maximalstand spiegelt sich auch durch den Korrelationskoeffizienten nach Pearson von 0,22 wider (ca. 4,4 Mio. Gridzellen, p-Wert $< 2,2 \times 10^{-16}$), der einen moderaten Zusammenhang angibt.

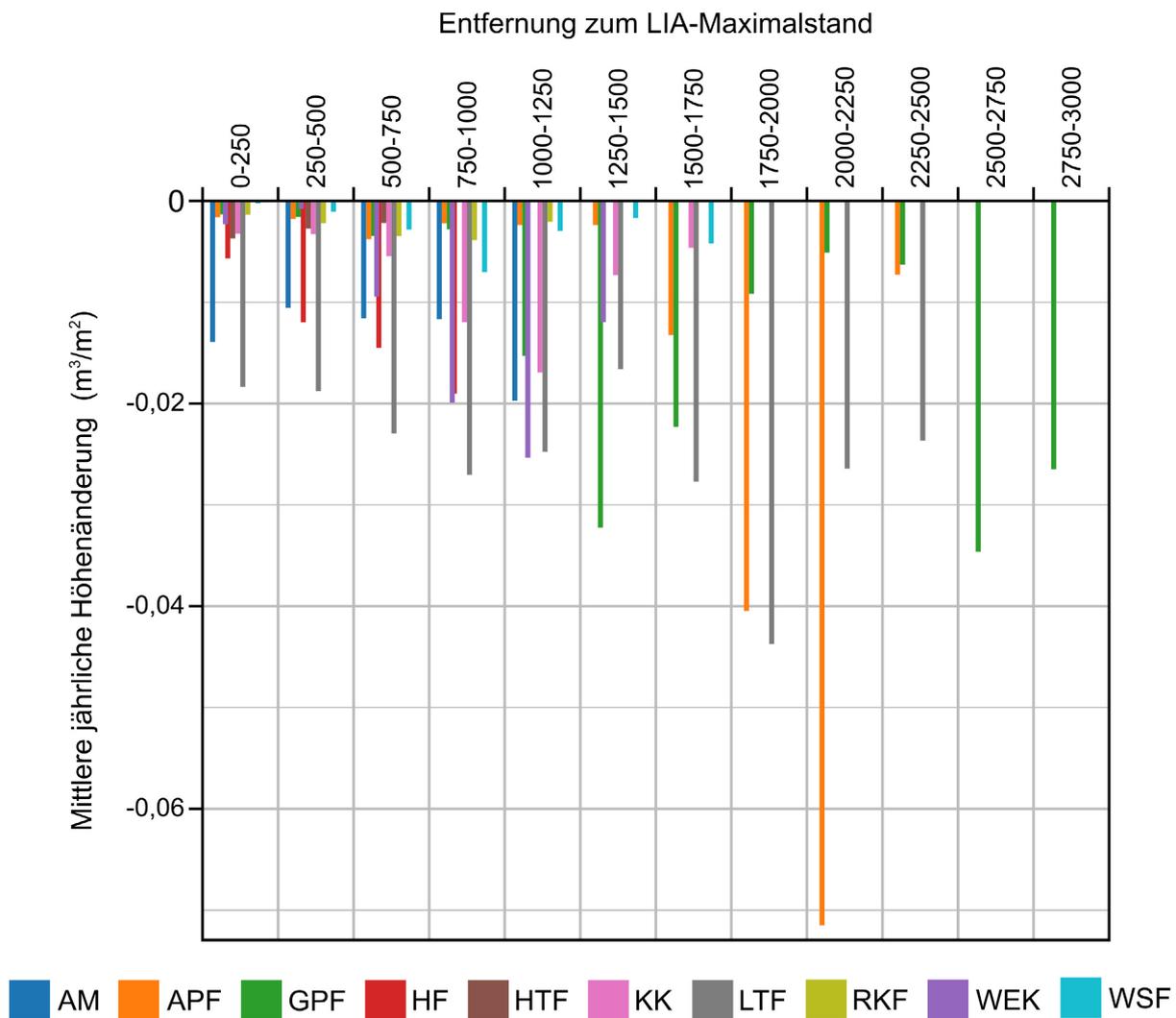


Abbildung 38: Erosion in Abhängigkeit von der Entfernung vom LIA-Maximalstand für die DoDs in Tabelle 8

6.4.3 Hangneigung

6.4.3.1 Neigung der Erosionsbereiche der Untersuchungsflächen

In Kapitel 6.2 wurden für die beispielhaft beschriebenen Untersuchungsflächen bereits Hangneigungen der Erosionsbereiche an den Oberhängen genannt. Im Folgenden werden die Werte systematisch analysiert und miteinander verglichen. Ein Überblick über die Verteilung der Hangneigungen der Erosionsbereiche im Jahr 2018 findet sich in Abbildung 39 und eine Auflistung der Mittelwerte und Mediane für die Jahre 2018 und 1953/1954/1959 (Neigung des jeweils frühest verfügbaren DEM) in Tabelle 11. Die Hangneigungen liegen im Allgemeinen zwischen ca. 20° und ca. 65°, die meisten Oberhangbereiche weisen jedoch einen Kernbereich zwischen 30° und 50° auf (Stand 2018). Dabei ist zu beachten, dass die Untersuchungsflächen mit den niedrigsten Hangneigungen, APF1 und RKF1, nicht nur den Oberhang abdecken, sondern die gesamte Untersuchungsfläche (siehe oben).

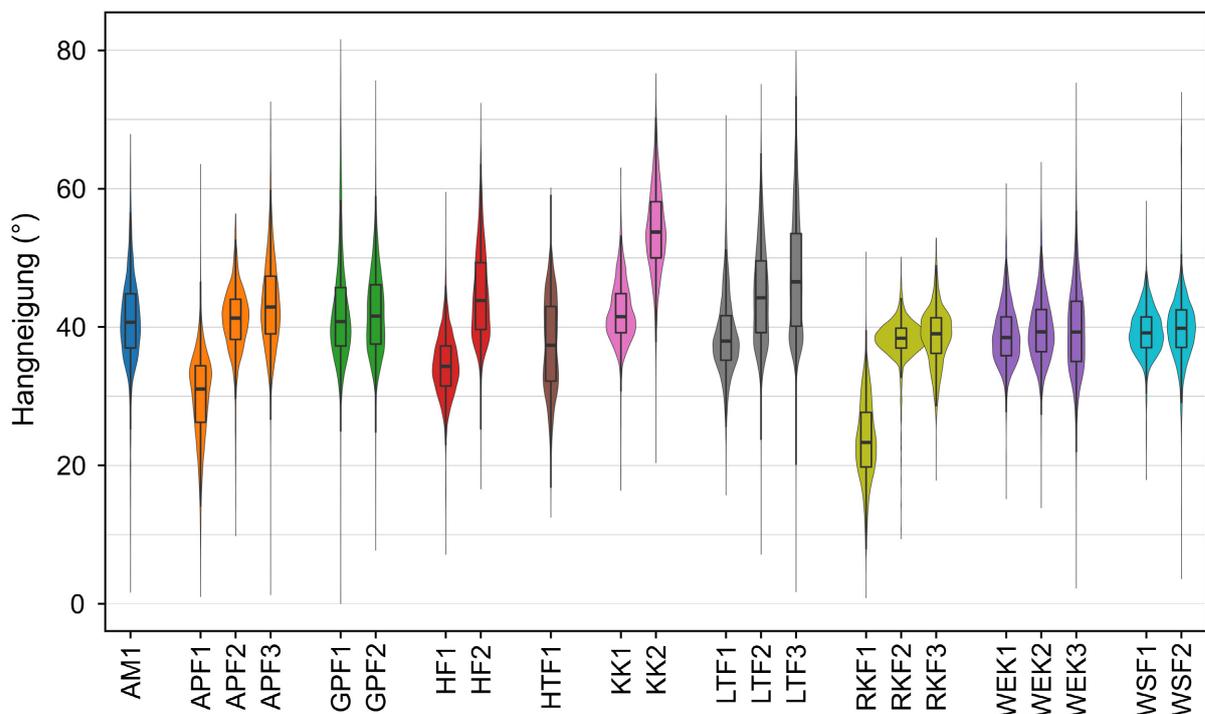


Abbildung 39: Hangneigungen der Erosionsbereiche der Untersuchungsflächen dargestellt als Violin Plots mit Boxplots, erstellt auf Basis der DEMs aus den Drohnenaufnahmen von 2018 (eigene Aufnahmen; bei allen Untersuchungsflächen mehr als 2400 Datenpunkte)

Bei den Werten in Tabelle 11 ist auffällig, dass sehr hohe Hangneigungen von einem Mittelwert über 40° besonders auf Untersuchungsflächen zu finden sind, die von hohen mittleren Erosionsraten über 4 cm im Jahr gekennzeichnet sind. Auf APF2 und KK2 fand, wie bereits oben erwähnt, keine Bilanzierung im dritten Zeitraum statt, die aus den Drohnenmodellen berechneten einjährigen Raten deuten jedoch darauf hin, dass die Erosion dort ebenfalls sehr hoch ist. Eine Ausnahme ist Fläche KK1, die mit einem Mittelwert von 42° (Median 41,5°) zunehmende Stabilisierung und nur noch Erosionsraten zwischen 2 und 4 cm aufweist. Die übrigen Flächen

mit mäßiger Dynamik (2-4 cm im Jahr) weisen meist mittlere Hangneigungen um 39° auf, teilweise sehr nahe an 40°, mit Ausnahme von HF1, die nur 34,4° steil ist. Die Flächen mit geringen Erosionsraten bis 2 cm im Jahr weisen Hangneigungen zwischen 23,6° (RKF1) und 38,7° (LTF1 und RKF3) auf und unterscheiden sich damit stark. Es ist zu vermuten, dass die Untersuchungsflächen mit 37-38° (HTF1, LTF1, RKF2, RKF3) aufgrund dieser hohen Hangneigung noch keine vollständige Stabilisierung erreicht haben. Gleichzeitig ist bei den geringen Sedimentumlagerungen auch nicht von einer Abflachung innerhalb der nächsten Jahrzehnte auszugehen.

Tabelle 11: Mittelwerte und Mediane der Hangneigungen der Oberhänge der Untersuchungsflächen 1953/1954/1959 (erstes DEM der jeweiligen Flächen) und 2018. Einfärbung der Untersuchungsflächen nach mittleren Erosionsraten pro Jahr in Zeitscheibe 3 ohne Anwendung des LoD (vgl. Tabelle C 2): 0-2 cm/Jahr = grün, 2-4 cm/Jahr = orange, >4 cm = rot. Schwarz markierte Flächen sind wegen Toteis nicht bilanziert.

Untersuchungsfläche	Mittelwert ca. 1950 (°)	Mittelwert 2018 (°)	Median ca. 1950 (°)	Median 2018 (°)
AM1	34,5	41,0	36,0	40,7
APF1	29,8	30,1	30,1	31,1
APF2	--	41,0	--	41,3
APF3	36,9	43,5	37,5	42,9
GPF1	45,2	42,3	47,3	40,1
GPF2	40,4	42,1	41,0	41,6
HF1	37,6	34,4	38,2	34,3
HF2	41,0	44,8	40,2	43,8
HTF1	36,7	37,4	37,1	37,4
KK1	38,5	42,1	40,0	41,5
KK2	--	54,1	--	53,7
LTF1	38,8	38,7	38,9	38,0
LTF2	39,5	44,8	39,5	44,2
LTF3	45,1	47,6	47,9	46,5
RKF1	23,4	23,6	23,3	23,3
RKF2	38,3	38,2	39,2	38,4
RKF3	40,1	38,7	42,1	39,0
WEK1	39,9	38,9	41,2	38,5
WEK2	39,9	39,7	40,4	39,3
WEK3	40,7	39,6	40,8	39,3
WSF1	40,6	39,2	41,8	39,8
WSF2	41,0	39,9	41,2	39,8

Wie in Kapitel 6.4.1 dargestellt, kann ein Zusammenhang zwischen der Zeit seit Entgletscherung der gesamten Untersuchungsflächen und der Erosionsdynamik festgestellt werden. Da auch, wie oben beschrieben, die Hangneigungen bei den Flächen mit hohen Erosionsraten allgemein steiler sind, könnte gefolgert werden, dass Flächen, die seit längerer Zeit entgletschert

sind, bereits abgeflacht sind. Allerdings ist zu bedenken, dass die Flächen auch von Beginn der Ausaperung an flacher gewesen sein könnten. Im Vergleich der mittleren Hangneigungen und der Mediane der Hangneigungen von ca. 1950 und 2018 sind nur auf manchen Flächen Abnahmen der Hangneigungen feststellbar. Eine Abnahme ist auf GPF1 von 45,2 auf 42,3° (Median 47,3° vs. 40,1°), auf HF1 von 37,6° auf 34,4°, auf RKF3 von 40,1 auf 38,7° sowie den Flächen WEK1, WEK2, WEK3, WSF1 und WSF2 um je ca. ein Grad feststellbar. Mit Ausnahme von HF1 weisen diese Flächen auch eine Abnahme der Erosionsdynamik über die drei Zeitscheiben auf. Auf KK1 jedoch ist eine Zunahme der Hangneigung von 38,5° im Jahr 1953 auf 42,1° im Jahr 2018 messbar, obwohl die Erosionsraten mittlerweile im Vergleich zur ersten Zeitscheibe deutlich abgenommen haben. Auch die Neigungen auf einigen stark zerrunsten Hängen haben zugenommen (APF3, GPF2, HF2, LTF2 und LTF3). Die steilen Hangneigungen ermöglichen auf der einen Seite die starke Prozessaktivität, auf der anderen Seite werden sie durch anhaltende rückschreitende Erosion (s. Kapitel 6.2.2.1) auch aufrechterhalten. Beim Vergleich der Hangneigungen von ca. 1950 und 2018 muss allerdings beachtet werden, dass sich die Erosionsbereiche, auf denen die Werte berechnet wurden, mitunter zwischen Zeitscheibe 1 (Basis für Berechnung des ersten Wertes um 1950) und Zeitscheibe 3 (Basis für die Berechnung des Wertes für 2018) geändert haben und dass dies die Vergleichbarkeit der Werte einschränkt.

6.4.3.2 Zusammenhang zwischen Hangneigung und Erosionsraten in den Untersuchungsgebieten

Der bereits auf Basis der Untersuchungsflächen festgestellte Zusammenhang von Hangneigung und Erosionsdynamik kann auch bei Betrachtung der gesamten Gletschervorfelder bestätigt werden. So ist in Abbildung 40 am Beispiel des Waxeggkees beim visuellen Vergleich des DoD (a) und Hangneigungen (b) ein deutlicher Zusammenhang feststellbar. So treten besonders hohe Hangneigungen an den Oberhängen im oberen (südlichen) Bereich des Vorfelds auf, wo auch Runsen zu finden sind und somit hohe Erosionswerte.

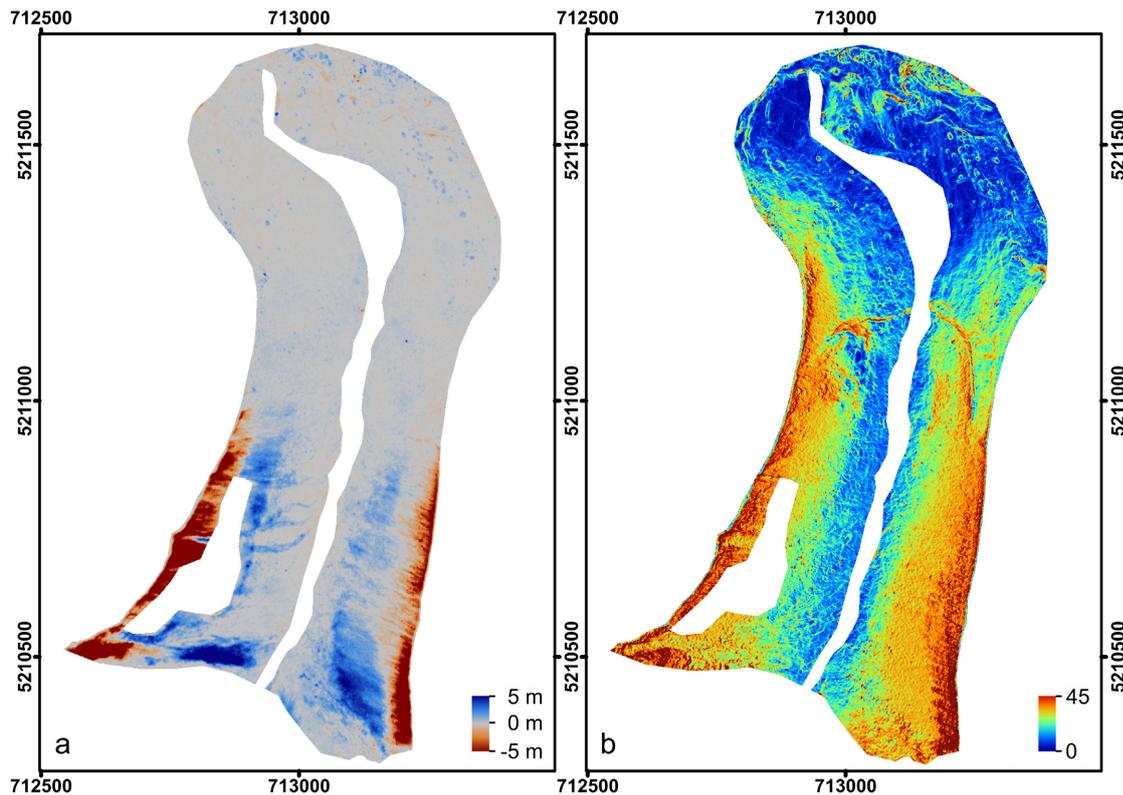


Abbildung 40: Zusammenhang der Erosion und der Hangneigung im Untersuchungsgebiet des Waxeggkees: Vergleich des (a) DoD 1971-2010 und des (b) Grids der Hangneigung (DEM2010) für das Waxeggkees (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Um in diese Analyse alle Untersuchungsgebiete einzubinden, zeigt Abbildung 41 die Summe des jährlichen Erosionsvolumens für die DoDs v.a. der 2. Zeitscheibe aufgeteilt nach Klassen von Hangneigungen, die jeweils ein Intervall von 10° umfassen, geteilt durch die von der jeweiligen Hangneigungsklasse bedeckte Fläche. Werte über 70° wurden nicht in die Analyse mit einbezogen, da nur noch einzelne Gridzellen diese Werte erreichen und die Analyse verzerren würden. Ab einer Hangneigung von $30-40^\circ$, deutlicher ab $40-50^\circ$, nimmt das jährliche Erosionsvolumen pro Fläche stark zu und erreicht das Maximum in der letzten Klasse von $60-70^\circ$. Betrachtet man jedoch die absolute Summe der Erosionsvolumina der DoDs, d.h. ohne Normierung auf die Fläche der jeweiligen Hangneigungsklassen (nicht abgebildet), so ereignet sich die meiste Erosion auf Moränen mit Hangneigungen zwischen $30-40^\circ$ (38 %) und $40-50^\circ$ (30 %), gefolgt von $50-60^\circ$ (8,5 %). Die hohen relativen Raten bei großen Hangneigungen in Abbildung 41 sind auf die hohe Erosion auf kleinen Flächen in besonders steilen Arealen zurückzuführen. Der Pearson-Korrelationskoeffizient von 0,37 bestätigt einen mäßigen Zusammenhang der Erosion und Hangneigung (ca. 4,4 Mio. Gridzellen, p-Wert $< 2,2 \times 10^{-16}$).

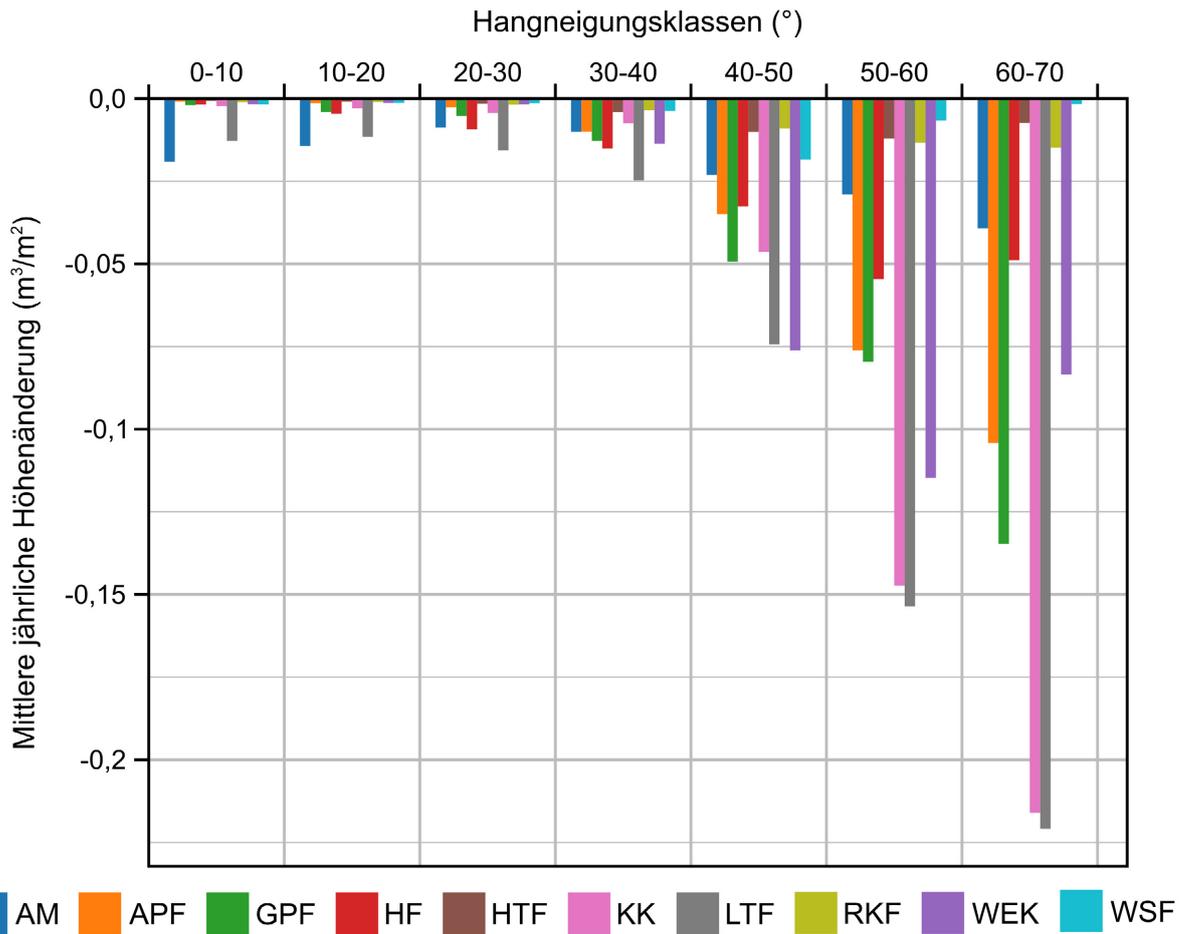


Abbildung 41: Erosion in Abhängigkeit von der Hangneigung für die DoDs in Tabelle 8

6.4.3.3 Abhängigkeit der Hangneigung von der Entfernung vom LIA-Maximalstand

Im Weiteren wird der Frage nachgegangen, in welchen Bereichen der Gletschervorfelder steile Lateralmoränen vorzufinden sind, die, wie der Zusammenhang zwischen Erosionsraten und Hangneigung annehmen lassen, einen wichtigen Faktor für (hohe) Morphodynamik darstellen. Am Waxeggkees beispielsweise zeigt sich eine deutliche Zunahme der Hangneigung und Hanglänge in Richtung aktueller Gletscherzunge, also weg vom talwärtigen LIA-Maximalstand, wie anhand der Querprofile in Abbildung 42a und b zu erkennen ist.

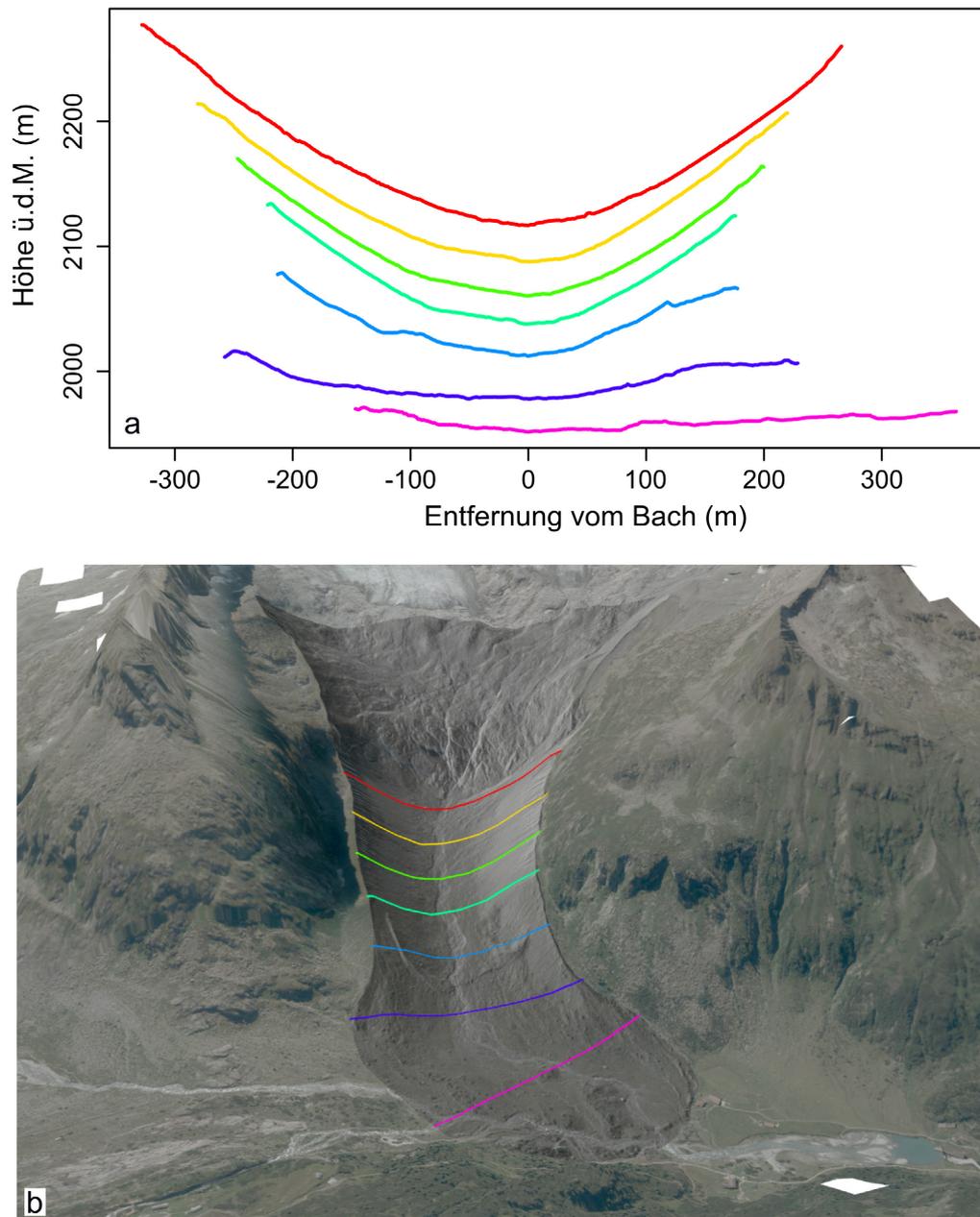


Abbildung 42: Abhängigkeit der Hangneigung von der Entfernung vom LIA-Maximalstand im Vorfeld des Waxeggkees: (a) Querprofile durch das Gletschervorfeld und (b) Schrägansicht des Gletschervorfelds des Waxeggkees mit den in (a) gezeigten Querprofilen. Blick nach Norden. Luftbild & DEM 2010, Datenquelle s. Tabelle A 1, 3D-Ansicht generiert in QGIS

Am Langtauferer Ferner ist die Verteilung der Hangneigungen jedoch etwas komplexer (Abbildung 43). So sind die Lateralmoränen in der Nähe der LIA-Maximalausdehnung auch sehr flach und bereits bewaldet. Im Mittelteil des untersuchten Vorfeldbereichs weisen die orographisch links befindlichen Lateralmoränen jedoch bereits recht hohe Hangneigungen auf. Der Bereich ist deutlich eingengt durch einen Festgesteinsbereich auf der orographisch rechten Seite, was zu einer Stauung oder Komprimierung großer Eismassen an dieser Stelle geführt haben könnte. Weiter oben weitet sich das Gletscherbett wieder und die Hangneigungen nehmen wieder ab. Spitzenwerte werden in den stark ausgeprägten Runsen erreicht, die aber in den Querprofilen nur bedingt wiedergegeben werden.

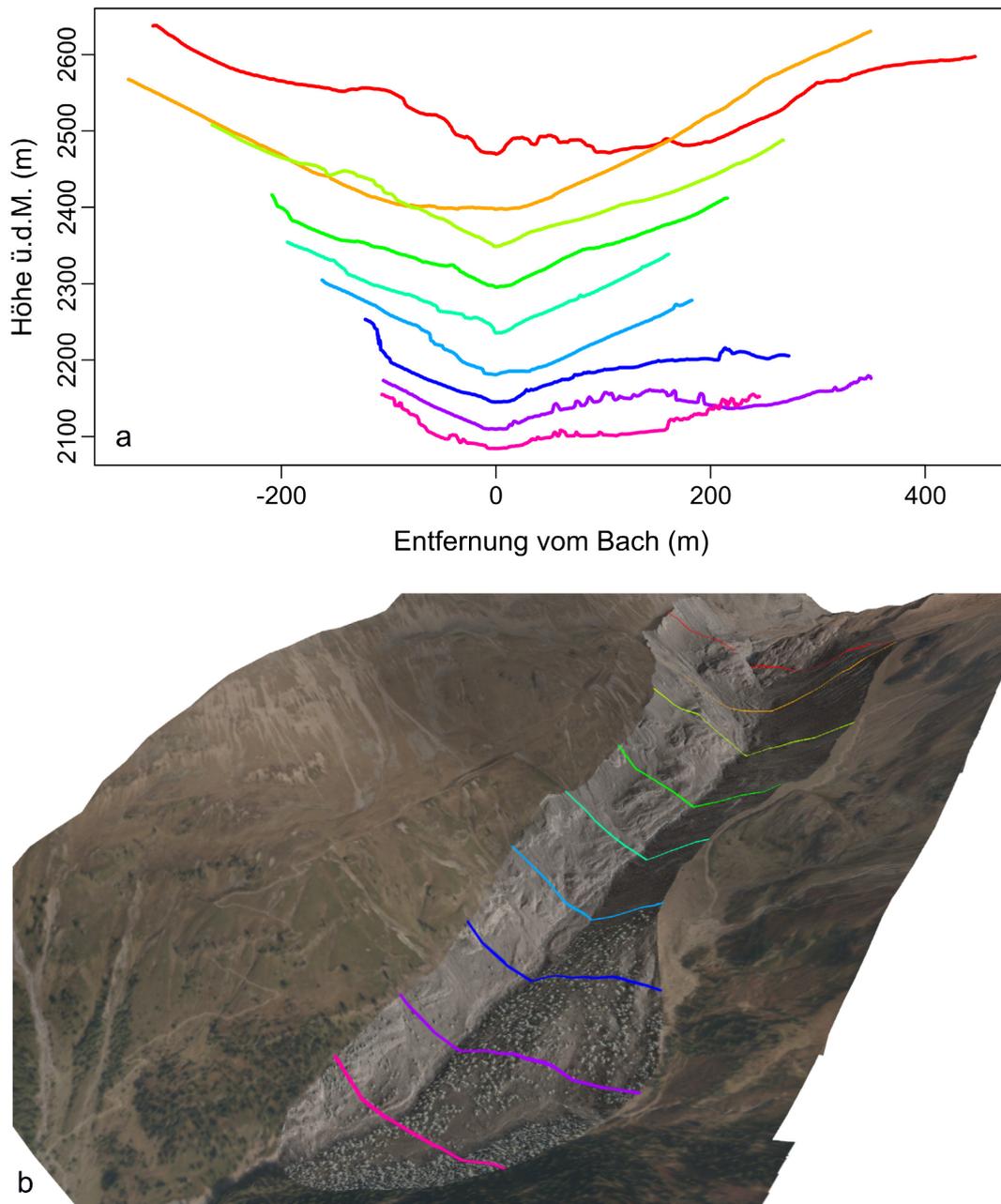


Abbildung 43: Abhängigkeit der Hangneigung von der Entfernung vom LIA-Maximalstand im Vorfeld des Langtauferer Ferners: (a) Querprofile durch das Gletschervorfeld und (b) Schrägansicht des Gletschervorfelds des Langtauferer Ferners mit den in (a) gezeigten Querprofilen. Blick nach Nordosten. Luftbild & DEM 2016, Datenquelle s. Tabelle A 1, 3D-Ansicht generiert in QGIS

Abbildung 44 zeigt die mittleren Hangneigungen aller in der Arbeit untersuchten Gletschervorfelder in Abhängigkeit von der Entfernung zu den jeweiligen LIA-Maximalständen (in % von der maximalen Entfernung vom LIA-Maximalstand in den Untersuchungsgebieten). Dabei zeigt der Verlauf der Hangneigungen in den Gletschervorfeldern einen deutlichen Trend: Die Hangneigung steigt mit zunehmender Entfernung vom LIA-Maximalstand erkennbar an. Während der Anstieg in manchen Gletschervorfeldern stetig ist (z.B. Rofenkarferner, Waxeggkees), tritt in anderen Vorfeldern nach einer gewissen Entfernung eine erneute Abnahme der mittleren Neigung ein (z.B. Hohenferner, Langtauferer Ferner) oder jedenfalls eine Stagnation (z.B. Gepatschferner). Da die Hangneigung auch beeinflusst ist durch aus der Kartierung exkludierte

Festgesteinsbereiche o.Ä., die die Moränenzüge immer wieder durchsetzen, ist erklärbar, dass der Trend nicht noch deutlicher sichtbar ist. In jedem Fall aber sind die Hangneigungen nahe dem LIA-Maximalstand (0-10 %) durchweg niedriger als in größerer Entfernung davon.

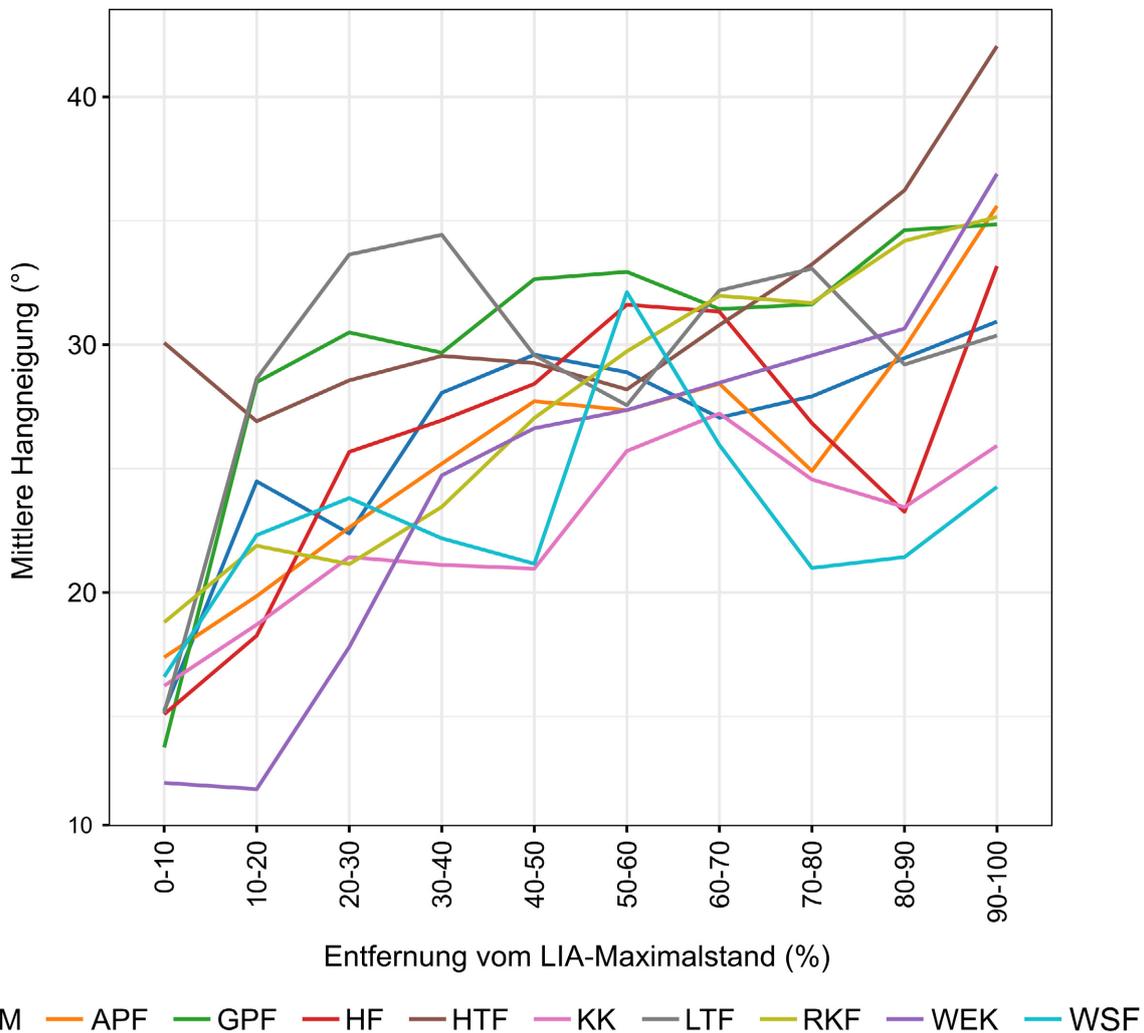


Abbildung 44: Hangneigungen aller Gletschervorfelder in Abhängigkeit von der Entfernung zum LIA-Maximalstand. Entfernung vom LIA-Maximalstand in Prozent (100 % entspricht maximaler Entfernung vom LIA-Maximalstand innerhalb des Untersuchungsgebiets), mittlere Hangneigung (aus jeweils neuerem DEM der in Tabelle 8 gelisteten DoDs) je Klasse der Entfernung vom LIA-Maximalstand

Die Beobachtungen hinsichtlich des Zusammenhangs von Hangneigung und Entfernung zum LIA-Maximalstand legen nahe, dass aufgrund der geringeren Eismächtigkeiten nahe der LIA-Maximalstände keine Lateralmoränen mit hohen Hangneigungen ausgebildet wurden, es sei denn, bestimmte Reliefsituationen, wie z.B. am Langtauferer Ferner mit Festgesteinsausbissen, führen zu einer Stauung von Eismassen auch nahe dem LIA-Maximalstand. Insofern ist davon auszugehen, dass Lateralmoränen in den unteren Bereichen der Gletschervorfelder bereits primär, ohne jeglichen Einfluss von Erosion, weniger steil sind. So sind die niedrigeren Hangneigungen der Lateralmoränen in der Nähe des Maximalstands bereits auf alten Fotos aus der Wende vom 19. ins 20. Jahrhundert deutlich zu erkennen (Abbildung 45). Folglich hat die längere Zeit seit Entgletscherung der Hänge nahe des Maximalstands, und damit mehr Zeit für Erosion, nur einen bedingten Einfluss auf die Hangneigung.



Abbildung 45: Fotoaufnahme des Waxeggkees mit deutlich sichtbarem Lateralmoränenzug mit nachlassender Mächtigkeit und Hangneigung in Richtung des talwärtigen LIA-Maximalstands (rechts im Bild; Aufnahme Würthle & Sohn, Salzburg, in: PLATZ & ROTHPLETZ 1903; mit freundlicher Genehmigung des Kulturarchivs Oberengadin)

6.4.3.4 Unterschiede der Hangneigung in Abhängigkeit von der Gletschergröße

Um festzustellen, ob Vorfelder großer Talgletscher steilere Lateralmoränen aufweisen als Vorfelder kleiner Gletscher, wurden alle Hangneigungen der kartierten Vorfelder (ausgeschlossen Felsbereiche, Bäume etc., wie in Kapitel 5.8.1 beschrieben) als Violin Plots mit Boxplots dargestellt (Abbildung 46). Dabei ist zwar auffällig, dass die großen Vorfelder des Gepatschferners und Langtauferer Ferners überwiegend höhere Hangneigungen aufweisen (Ausbuchtung in der Häufigkeitsdarstellung der Violin Plots), jedoch zeigt das ebenfalls große Vorfeld des Alpeiner Ferners dieses Bild nicht. Dagegen weist auch das Vorfeld des kleinen Höllentalferners vergleichsweise hohe Hangneigungen auf. Ein eindeutiger Zusammenhang kann demnach nicht festgestellt werden. Dennoch fällt auf, dass Lateralmoränen mit besonders steilen Hangneigungen, die häufig auch tief eingeschnittene Runsen aufweisen, in einigen der kleineren Vorfelder nicht zu finden sind, jedoch in beinahe allen von großen Talgletschern geformten Vorfeldern. So erreichen die Vorfelder des Vedr. D’Amola, Hohenferners, Höllentalferners und Rofenkarferners im Allgemeinen nicht die teils sehr steilen Hangneigungen der großen Gletschervorfelder wie des Gepatschferners, Alpeinerferners oder Langtauferer Ferners. Ausnahmen gibt es jedoch, wie das Vorfeld des recht kleinen Hohenferners mit einem kurzen, aber sehr steilen Lateralmoränenabschnitt mit Runsen oder der westliche Moränenzug des Krimmler Kees mit extrem steilen Lateralmoränen. So ist zwar im Allgemeinen erkennbar, dass die Hangneigungen bei den großen Gletschern steiler sind, dennoch können auch bei kleineren Gletschern steile Lateralmoränen ausgebildet sein. Im Gesamtvergleich der Vorfelder in Abbildung 46 kommen diese Unterschiede auch deshalb nur bedingt zum Vorschein, da die oft sehr langen Moränenzüge der großen Talgletscher über weite Strecken nicht sehr steil sind. Ein wichtiger Faktor ist

vermutlich das Relief (z.B. Talbreite, große Festgesteinsbereiche etc.), das die Verteilung des Eises der Gletscher bestimmt und damit auch, wie groß die Eismächtigkeit in verschiedenen Abschnitten der Vorfelder ist. Diese wiederum ist mutmaßlich ein wichtiger Einflussfaktor für die Steilheit der Moränen.

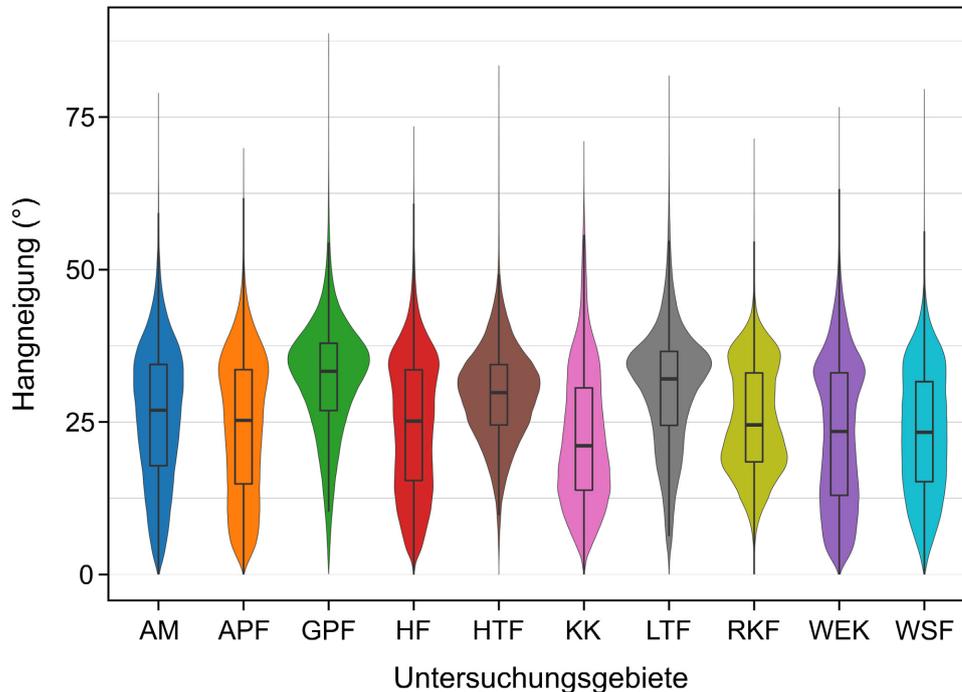


Abbildung 46: Hangneigungen in den Gletschervorfeldern aller zehn Untersuchungsgebiete (auf Basis der in Kapitel 5.8 beschriebenen Kartierung und der jeweils neueren DEMs der DoDs in Tabelle 8; für jedes Gletschervorfeld mehr als 100.000 Datenpunkte)

6.4.4 Höhenlage und Vegetation

Im Folgenden soll der Einfluss der Höhenlage auf die Morphodynamik analysiert werden. Bei Betrachtung der einzelnen untersuchten Gletschervorfelder ist von einem Zusammenhang der Erosionsraten mit den dortigen Höhenlagen auszugehen, so wie es in Abbildung 47 auch zu sehen ist: So tritt in den größeren Höhenlagen mehr Erosion auf, denn in der Nähe des LIA-Maximalstands, dem am tiefsten liegenden Bereich des Gletschervorfelds, findet nur wenig Erosion statt (vgl. Kapitel 6.4.2) und die aktiven Bereiche befinden sich auf den Oberhängen, und somit innerhalb des Gletschervorfelds meist weit oben.

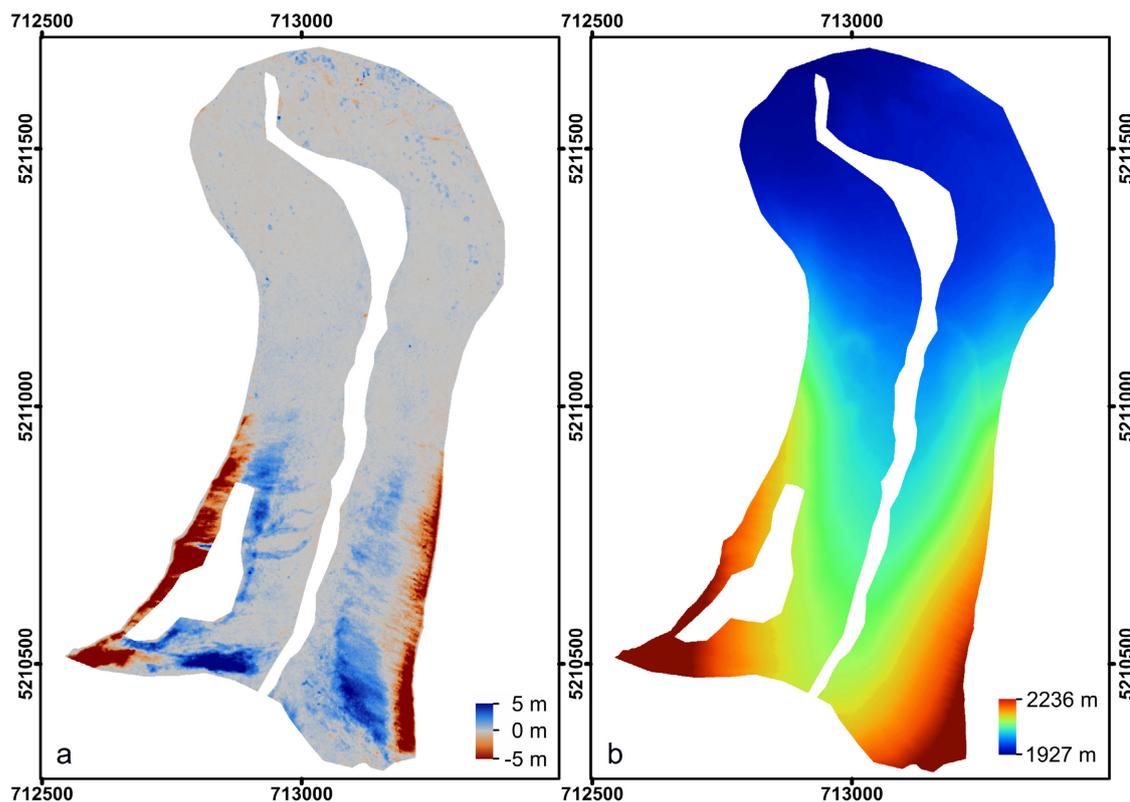


Abbildung 47: Zusammenhang der Erosion und der Höhenlage im Untersuchungsgebiet des Waxeggkees: Vergleich des (a) DoD 1971-2010 und des (b) Grids der Höhenlagen (DEM2010) für das Waxeggkees (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Abbildung 48 zeigt die jährlichen Erosionssummen in den verschiedenen Untersuchungsgebieten, aufteilt nach Klassen der Höhenlage ü.d.M., die jeweils 100 Höhenmeter umfassen. Bei der Interpretation ist zu beachten, dass die einzelnen Untersuchungsgebiete verschiedene Höhenlagen umfassen und deshalb nicht für jede Höhenlage Datenpunkte aus allen Gebieten vorliegen. In niedrigen Höhen dominiert die Erosion am Krimmler Kees und Waxeggkees, ab ca. 2100 m ü.d.M. kommen dynamische Flächen am Gepatschferner hinzu. Zwischen 2300 und 2600 m ü.d.M. treten hohe Erosionssummen überwiegend am Langtauferer Ferner auf, während zwischen 2600 und 2800 m Höhe ü.d.M. Erosion besonders auf den Lateralmoränen von Vedr. D'Amola, Alpeiner- und Hohenferner stattfindet. Die beitragenden Summen der Erosion in diesen Höhen sind jedoch niedriger als die in den mittleren und unteren Lagen. Insbesondere kann festgehalten werden, dass in den tiefsten Lagen, die die Untersuchungsgebiete umfassen, höhere Erosionsraten vorliegen (Krimmler Kees) als in den höchsten Lagen (Rofenkarferner).

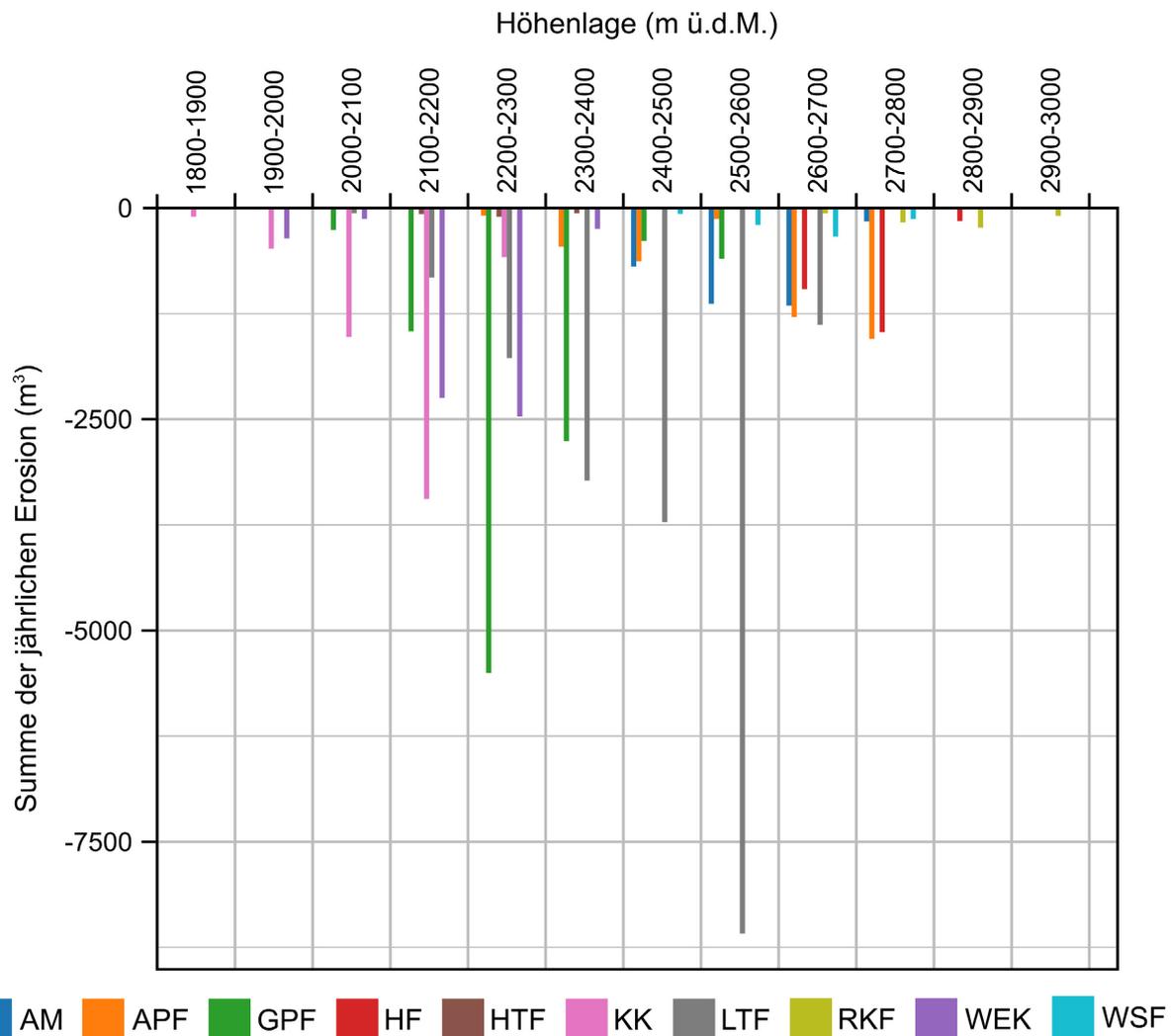


Abbildung 48: Summe der jährlichen Erosion in Abhängigkeit von der Höhenlage ü.d.M. für die DoDs in Tabelle 8

Da die Erosion auf den Moränen erst mit dem Zeitpunkt der Entgletscherung beginnen kann und sich die Frage stellt, ob sich die Entwicklung der Morphodynamik nach Entgletscherung in verschiedenen Höhenlagen unterscheidet, wird im Folgenden die Abhängigkeit der Erosion sowohl von den Jahren seit Entgletscherung als auch von der Höhenlage näher betrachtet. In Abbildung 49 wird ersichtlich, dass unter 2100 m ü.d.M. sehr wenig Erosion stattfindet, ebenso wie ab ca. 2800 m ü.d.M. Es ist aber auch zu beachten, dass in diesen Bereichen nur verhältnismäßig wenige Datenpunkte vorliegen. Die Gridzellen mit der höchsten Morphodynamik finden sich in Höhenlagen zwischen 2500 m ü.d.M. und 2600 m ü.d.M. und sind 80-120 Jahre vor dem mittleren Jahr des entsprechenden DoDs entgletschert. In diesen Klassen der Jahre seit Entgletscherung sind auch auf Höhen zwischen 2100 m und 2500 m ü.d.M. höhere Erosionswerte feststellbar. Des Weiteren sind Rasterzellen mit relativ hohen Erosionswerten zwischen 2200 und 2300 m ü.d.M. und 100-120 sowie 40-60 Jahren seit Entgletscherung vorzufinden. Betrachtet man in Abbildung 49 die Reihen, also jeweils eine Kategorie der Jahre seit Entgletscherung und die entsprechenden Höhenlagen, so ist in den Kategorien von 80-140 Jahre seit Entgletscherung eine Tendenz der Zunahme der Erosion mit zunehmender Höhe erkennbar und ab ca. 2800 m ü.d.M. wieder eine Abnahme. Auf den Flächen jünger als 80 Jahre lässt sich

diese Abfolge zwar nicht detektieren, jedoch auch kein anderes Muster. Die Zunahme und erneute Abnahme der Erosion mit zunehmender Höhe in den am stärksten repräsentierten Klassen der Jahre seit Entgletscherung und damit einem Großteil der Gridzellen führt dazu, dass die multiple Korrelation zwischen der Erosion, der Höhenlage und der Zeit seit Entgletscherung mit einem Korrelationskoeffizienten nach Pearson von 0,08 sehr schwach ist (4,4 Mio. Gridzellen, $p\text{-Wert} < 2,2 \times 10^{-16}$). Diese multiple Korrelation gewährleistet die Berücksichtigung von Hängen gleichen Alters seit Entgletscherung, die zudem die gleiche Höhenlage aufweisen.

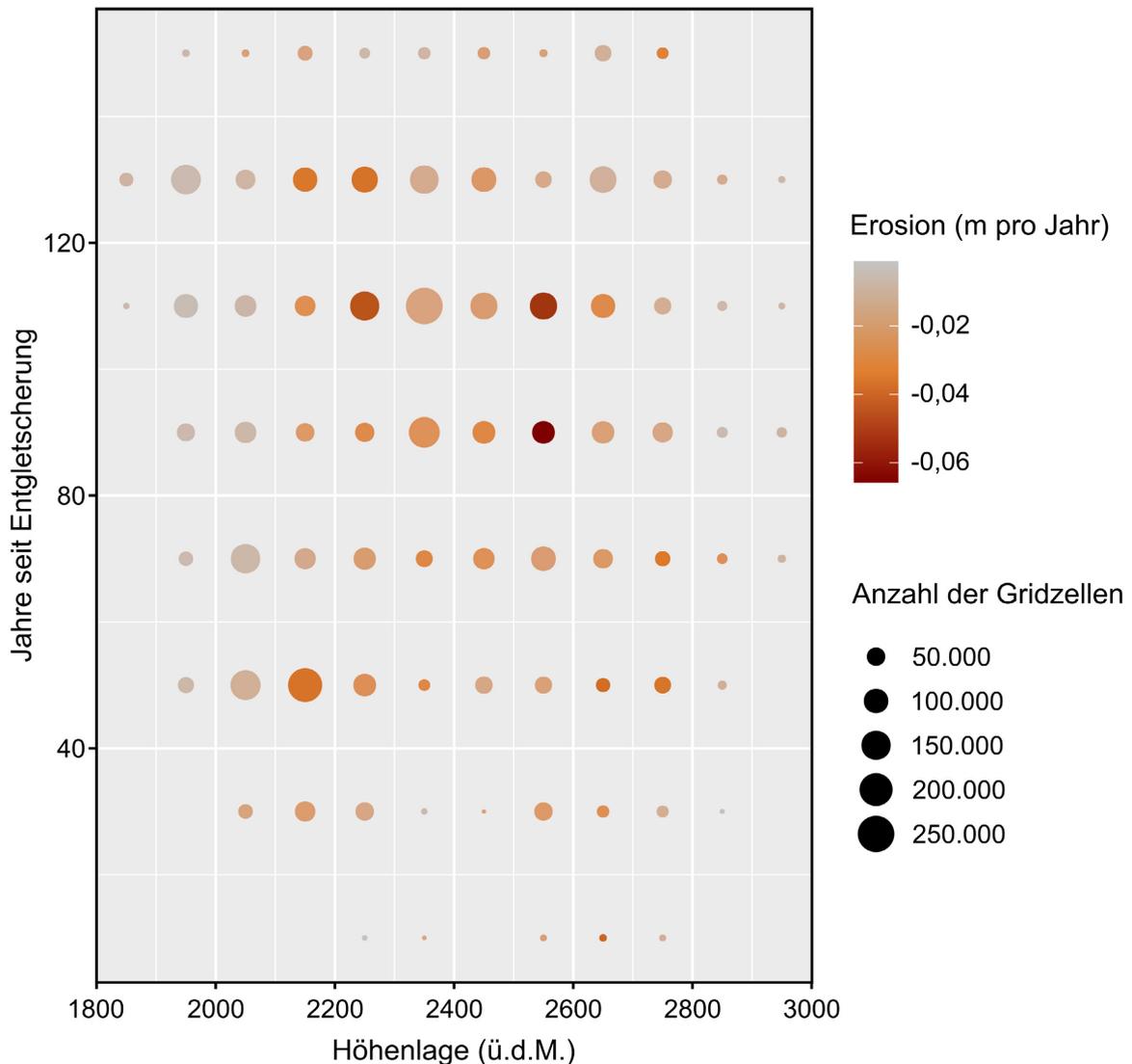


Abbildung 49: Erosion in Abhängigkeit der Höhenlage sowie der Jahre seit Entgletscherung für die DoDs in Tabelle 8 und auf Basis der in Kapitel 5.8.4 beschriebenen Methode.

Die geringe Erosion unter 2100 m ü.d.M. ist vor allem durch die schwache Neigung der Moränen im Bereich der dortigen Flächen nahe des LIA-Maximalstands zu erklären (es gibt in dieser Höhenlage keine Flächen, die eine größere Entfernung zum Maximalstand aufweisen), während die großen Höhenlagen über 2800 m ü.d.M. nur durch das Vorfeld des Rofenkarferners repräsentiert werden, das im Allgemeinen wenig geomorphologische Aktivität zeigt. Letztere Tatsache könnte auf die lange Schneebedeckung in großen Höhenlagen und die damit kurze Zeit für fluviale Formung zurückzuführen sein. Aber auch die geringere Hangneigung der Moränen am

Rofenkarferner sowie die Stufen im Hang von RKF3 könnten den Voraussetzungen für eine höhere Aktivität entgegenstehen. Somit ist unklar, ob in großer Höhenlage tatsächlich weniger lineare Formung auftritt und ob die Moränen des Rofenkarferners für die Höhenlage repräsentativ sind. Die starke lineare Formung mit tief eingeschnittenen Runsen auf HF2 auf knapp 2800 m ü.d.M. – bei ähnlichen klimatischen Voraussetzungen – lässt bezweifeln, dass stärkere lineare Formung auf etwas über 2800 m ü.d.M. tatsächlich ausgeschlossen ist.

Die geringere Aktivität in niedrigen Höhen wiederum könnte neben der niedrigeren Hangneigung auf schnellere Stabilisierung durch Vegetationsaufwuchs aufgrund der mildereren Temperaturen zurückzuführen sein. So waren einige tiefgelegene Moränenabschnitte, die in dieser Arbeit untersucht wurden, einst sehr aktiv, sind aber mittlerweile weitestgehend stabilisiert (vgl. Kapitel 6.3.2). Dies betrifft besonders die Untersuchungsflächen LTF1 (2182-2321 m ü.d.M.), WEK1 (2029-2163 m ü.d.M.) und KK1 (2046-2112 m ü.d.M.). Im unteren Bereich von LTF1 sind bereits erste Zwergsträucher zu finden und die ersten Zirben sind ebenfalls nicht weit entfernt (vgl. Orthofoto 2018 in Abbildung 50a). Auch auf KK1 sowie WEK1 zeigt sich eine zunehmende Begrünung im Vergleich der Orthofotos verschiedener Jahre (vgl. Orthofotos in Abbildung B 23 und Abbildung B 38). Hier ist also davon auszugehen, dass die niedrige Lage zu einer baldigen Begrünung führt und diese die Hänge mit bereits geringer Morphodynamik weiter stabilisiert. Die Lateralmoränen am Gepatschferner sind ähnlich tief gelegen (GPF1 und GPF2 zwischen 2077 m und 2328 m ü.d.M.) und die Morphodynamik nimmt zwar auch dort ab, verbleibt jedoch auf einem hohen Niveau. Ursachen hierfür könnten z.B. höhere Hangneigungen und eine große Sedimentverfügbarkeit sein. Eine langsame Begrünung am Fuß der Moränen findet statt. Wie stark die Morphodynamik auf diesen Flächen durch die niedrige Höhenlage und das damit leichtere Aufkommen von Vegetation beeinflusst ist, lässt sich nicht quantifizieren. Es kann jedoch zumindest von einer Unterstützung der Stabilisierung ausgegangen werden. Auf höher gelegenen Flächen mit geringer Morphodynamik, wie am Rofenkarferner, setzt Vegetationsbewuchs deutlich schwächer ein, obwohl die Flächen eine geringe Dynamik aufweisen. Dies ist in Abbildung 50 ersichtlich, in der die Orthofotos von LTF1 und RKF1 zum Vergleich nebeneinander gezeigt sind. Dabei ist ein deutlich stärkerer und höherer Vegetationsbewuchs von LTF1 (a) im Vergleich zu RKF1 (b) zu sehen. Dies zeigt, dass am Rofenkarferner in vergleichsweise großen Höhenlagen (ca. 2700-2800 m ü.d.M.) die Sukzession merklich langsamer voranschreitet als auf ca. 2200-2300 m ü.d.M., obwohl keine messbare Sedimentumlagerung stattfindet. Allerdings könnten auch weitere Faktoren wie die Feuchtigkeitsverfügbarkeit und die lange Schneebedeckung eine Rolle spielen. Auch eine Verschiebung der Vegetationszonen im Beobachtungszeitraum ab 1950 aufgrund der durch den Klimawandel bedingten Temperaturerhöhungen könnten einen Einfluss haben.

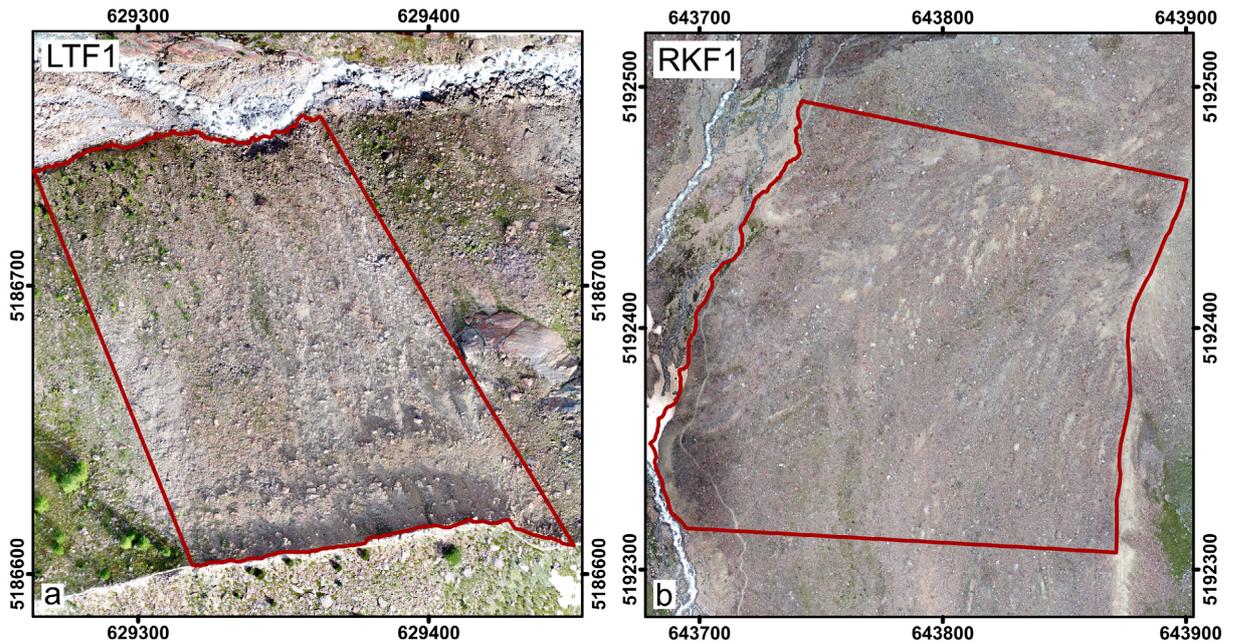


Abbildung 50: Unterschiedlich starker Vegetationsbewuchs im Vergleich der Orthofotos der Untersuchungsflächen (a) LTF1 und (b) RKF1. Jeweils aus eigenen Drohnenaufnahmen im Jahr 2018 berechnet.

6.4.5 Hangunterschneidung

In den Untersuchungsgebieten dieser Arbeit gibt es sowohl Lateralmoränenabschnitte mit hohen Erosionsraten, die durch das Gerinne angeschnitten werden, als auch solche, die keinerlei Verbindung zum Gerinne aufweisen. So kann beispielsweise für die stark zerrunsten Hänge am Hohenferner (HF2), Langtauferer Ferner (LTF3) sowie am Alpeiner Ferner (APF3) kein Einfluss ausgehend vom Gerinne festgestellt werden, da sich dieses weit entfernt vom eigentlichen Hangfuß befindet (vgl. APF3 s. Abbildung 51e und f). Somit findet hier keine Versteilung aufgrund von lateraler Erosion statt. Auf den Flächen mit tief eingeschnittenen Runsen am Gepatschferner (GPF1 und GPF2, letztere s. Abbildung 51a und b) und auch teilweise am Langtauferer Ferner (LTF2) und Waxeggkees (WEK3) findet hingegen eine Unterschneidung durch den Bach statt. Hier könnte also die laterale Hangunterschneidung zu einer erhöhten Erosionsdynamik am Oberhang führen, obgleich aufgrund der großen Entfernung zur Erosion am Oberhang kaum ein starker Einfluss vorstellbar ist. Eine Voraussetzung für die rückschreitende Erosion am Oberhang scheint Hangunterschneidung in jedem Fall nicht zu sein, wie die verschiedenen Beispiele zeigen. Insofern ist auch die Erosion auf dem Oberhang von GPF2 nicht eindeutig auf die laterale Unterschneidung des Hangfußes zurückzuführen. Es scheinen, wie auf vielen anderen stark zerrunsten Flächen, vielmehr v.a. die hohe Hangneigung und ausreichend Sediment für rückschreitende Erosion (z.B. Grundmoräne wie bei APF3 oder weiterer Moränenkamm oberhalb wie bei GPF2) ausschlaggebend zu sein. Anhand von Fläche LTF1 (s. Abbildung 51c und d), auf der auf aktuellen DoDs als beinahe einziger Abtrag das Anschneiden des Hanges durch den Bach festgestellt werden kann, ist auch zu sehen, dass eine Hangunterschneidung nicht automatisch zu einer anhaltend hohen Morphodynamik führen muss, obwohl der Unterschneidung auf LTF1 aufgrund der steileren Neigung der Fläche als GPF2 und keines

Auslaufbereich am Unterhang ein größerer Einfluss beigemessen werden könnte. Jedoch scheint hier, wenn überhaupt, lediglich ein kleiner Einfluss vorzuliegen. In der vorliegenden Arbeit kann somit kein direkter Zusammenhang einer möglichen Unterschneidung der Lateral-moränen durch das Gerinne mit hohen Erosionsraten festgestellt werden.

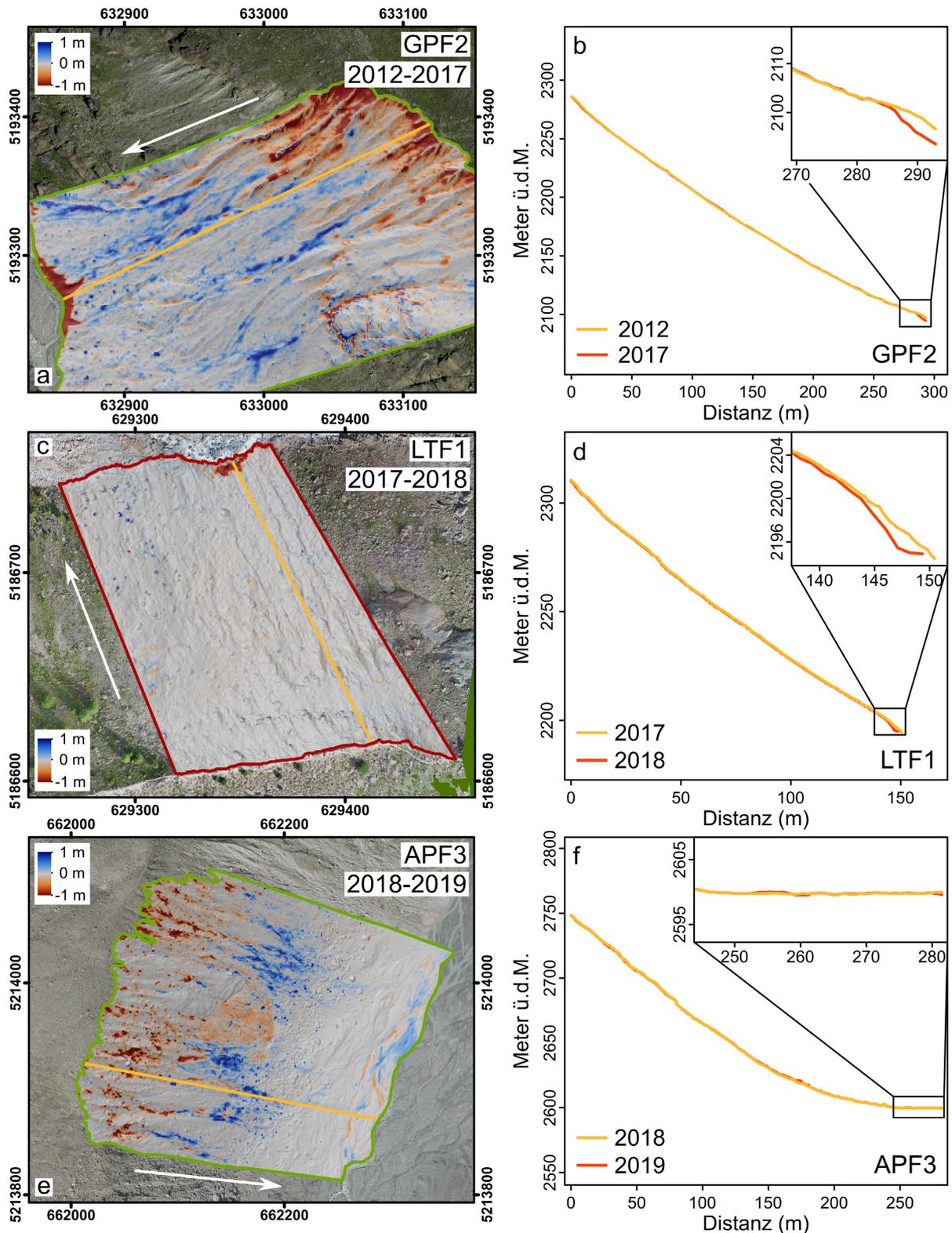


Abbildung 51: Analyse von Hangunterschneidung durch Gerinne: (a) DoD 2012-2017 von Untersuchungsfläche GPF2 und (b) zugehöriges Hanglängsprofil, (c) DoD 2017-2018 von Untersuchungsfläche LTF1 und (d) zugehöriges Profil sowie (e) DoD 2018-2019 von Untersuchungsfläche APF3 mit (f) zugehörigem Profil (Datenquellen s. Tabelle A 1, Orthofoto 2019 in (e) vom Land Tirol, data.tirol.gv.at)

6.4.6 Klima und Geologie

Die beiden Aspekte Klima und Geologie wurden in der vorliegenden Arbeit nicht näher untersucht, sondern nur ein Überblick für die Untersuchungsgebiete gegeben (vgl. Kapitel 4.2 und 4.3). Trotzdem sollen die klimatischen und geologischen Unterschiede zwischen den Untersuchungsgebieten und ihr möglicher Einfluss auf die Morphodynamik kurz beleuchtet werden.

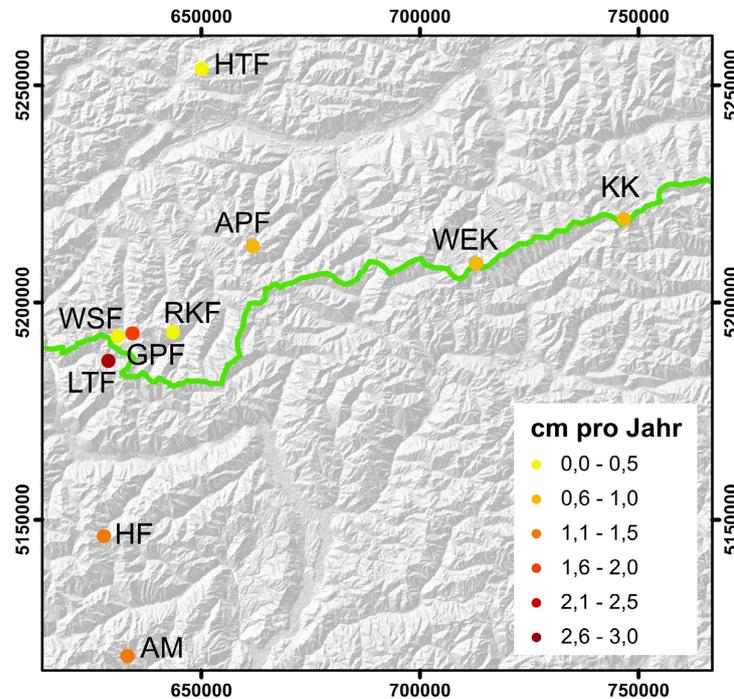


Abbildung 52: Karte mit den Untersuchungsgebieten der Arbeit, eingefärbt nach der dort jeweils gemessenen Erosion. Die grüne Linie entspricht dem Alpenhauptkamm (kartiert auf Basis der vom österreichischen Umweltbundesamt zur Verfügung stehenden Baseiseinzugsgebiete <https://docs.umweltbundesamt.at/s/pRcKxme-gzM3WHwL/download>). Hillshade auf Basis des ASTER DEM von NASA, METI und J-spacesystems.

In Abbildung 52 ist eine Karte mit der Lage der Untersuchungsgebiete dargestellt, wobei diese mit der Erosion pro Jahr eingefärbt sind, die auf den jeweiligen Lateralmoränen pro m² stattgefunden hat. Basis sind wiederum die in Kapitel 5.8.1 erläuterten kartierten Gebiete der Untersuchungsgebiete (ohne Toteis, Festgestein, Wald etc.) und die in Tabelle 8 gelisteten DoDs. In grün dargestellt ist der Alpenhauptkamm. Es ist ersichtlich, dass die zwei Untersuchungsgebiete mit den höchsten jährlichen Erosionswerten pro Fläche nahe am Alpenhauptkamm liegen: Das Gletschervorfeld des Gepatschferners und des Langtauferer Ferners. Es befinden sich aber auch zwei Gebiete mit sehr wenig Erosion am Alpenhauptkamm: Das Weißseeferner- und das Rofenkarferner-Vorfeld. Die fünf Untersuchungsgebiete südlich und östlich der vier eben genannten, in unmittelbarer Nähe zueinander liegenden Gebiete, zeigen keine Differenzierung bezüglich ihrer Morphodynamik, obwohl sie klimatisch – und auch lithologisch – sehr unterschiedlich sind. So erhält der Hohenferner deutlich weniger Niederschlag als die Untersuchungsgebiete des Alpeiner Ferners, Krimmler Kees, Waxeggkees und der Vedr. d’Amola. Das nördlichste Gletschervorfeld des Höllentalferners weist nur sehr wenig Erosion auf, obwohl das Gebiet die vermutlich höchsten Jahresniederschläge erhält. Insgesamt sind somit höhere Erosionsraten im

Westen und direkt am Alpenhauptkamm vorzufinden. Da dort jedoch auch Gebiete mit wenig Erosion liegen, ist zweifelhaft, ob die Lage innerhalb der Ostalpen einen bedeutenden Einfluss hat. Bei der Interpretation der Daten muss zudem beachtet werden, dass die Erosion pro Fläche auch davon abhängt, wie groß das Verhältnis der Fläche der Lateralmoränen, die keine oder kaum Erosion aufweisen, im Gegensatz zu den verhältnismäßig wenigen Flächen mit bedeutender Sedimentumlagerung ist (vgl. auch DoDs der gesamten Gletschervorfelder in Anhang B).

Geologisch betrachtet unterscheiden sich v.a. das Höllental mit dem Wettersteinkalk und die von Granit dominierten Gebiete der Vedr. d'Amola, der Krimmler Kees und Waxeggkees von den übrigen Gebieten (vgl. Kapitel 4.2). Bezüglich der Morphodynamik und der Art der geomorphologischen Prozesse, z.B. der Runsenbildung, können jedoch keine Unterschiede festgestellt werden, die auf die Lithologie zurückzuführen wären.

6.4.7 Zusammenfassende Statistik

Die in Kapitel 2.4 erläuterten möglichen Einflussfaktoren auf die Geomorphodynamik und Erosionsprozesse wurden durch die Analysen im Ergebnisteil untersucht (v.a. Kapitel 6.4.1 bis 6.4.6). Im Folgenden werden die statistischen Merkmale der Zusammenhänge zwischen der Erosion und allen statistisch zu erfassenden Einflussfaktoren für alle untersuchten Gletschervorfelder nochmals zusammengefasst dargestellt (Methodik s. 5.8.5). Diese Berechnungen beruhen, wie in Kapitel 5.8 beschrieben, auf der gridzellenbasierten Analyse der gesamten Untersuchungsgebiete.

In den vorangegangenen Kapiteln hat sich bereits gezeigt, dass manche der betrachteten möglichen Einflussparameter einen nachweisbaren Einfluss auf die Morphodynamik haben, andere wiederum kaum. In Tabelle 12 ist die Korrelation nach Pearson zwischen der Erosion (negative Werte der DoDs) und den jeweiligen untersuchten Parametern aufgeführt. Dabei ist ersichtlich, dass zwar alle Faktoren mit der Erosion korrelieren (p -Wert $< 2,2 \times 10^{-16}$ und damit $< 0,05$, $n = 4.436.147$), jedoch die Höhe und die Jahre seit Entgletscherung nur sehr schwach mit einem Korrelationskoeffizienten unter 0,1 (zur Interpretation der Stärke des Zusammenhangs vgl. COHEN 1988). Auch bei der Berechnung einer multiplen Korrelation (nach BORTZ 2005) der Faktoren Höhenlage, Jahre seit Entgletscherung und der Erosion – um auch den Zusammenhang zwischen Höhe und den Jahren seit Entgletscherung zu beachten – ist nur ein sehr schwacher Zusammenhang feststellbar (Korrelationskoeffizient von 0,08). Die Hangneigung und die Distanz vom LIA-Maximalstand weisen jeweils eine moderate Korrelation mit der Erosion auf, wobei die Distanz vom LIA-Maximalstand etwas schwächer korreliert (Korrelationskoeffizient von 0,22) als die Hangneigung (Korrelationskoeffizient von 0,37).

Ergebnisse

Tabelle 12: Korrelation der Erosion (m pro Jahr) mit den untersuchten Parametern Höhenlage, Jahre seit Entgletscherung, Parameterkombination von Höhenlage und Jahre seit Entgletscherung, Hangneigung und Distanz vom LIA-Maximalstand (n = 4.436.147 Gridzellen, p-Wert < 2,2 × 10⁻¹⁶)

Parameter	Korrelationskoeffizient nach Pearson
Erosion – Höhe	0,07
Erosion – Jahre seit Entgletscherung	-0,02
Erosion – Höhe – Jahre seit Entgletscherung	0,08
Erosion – Hangneigung	0,37
Erosion – Entfernung vom Maximalstand	0,22

Hinweise auf die Stärke des Einflusses der jeweiligen Parameter auf die Erosion liefert eine multiple Regressionsanalyse, für die die Faktoren Höhenlage, Hangneigung, Jahre seit Entgletscherung sowie die Entfernung vom LIA-Maximalstand einbezogen wurden. Wie in Kapitel 5.8.5 beschrieben, wurden die Ergebnisse der Regression normiert in Prozent umgerechnet. Das Ergebnis in Tabelle 13 zeigt, wie bereits die obigen Korrelationen vermuten ließen, einen starken Einfluss der Hangneigung (knapp 62 %), jedoch nur einen geringen Einfluss der Höhenlage (6,5 %) sowie der Jahre seit Entgletscherung (10 %). Die Entfernung vom LIA-Maximalstand (22 %) hat einen deutlich höheren Einfluss als die Höhenlage und die Jahre seit Entgletscherung. Der Pearson-Korrelationskoeffizient zwischen der gemessenen Erosion und der durch die lineare Regression auf Basis der Faktoren vorhergesagten Erosion beträgt 0,38 (p-Wert < 2,2 × 10⁻¹⁶, n = 4.436.147). Mögliche Begründungen für die unterschiedlich starken Einflüsse werden in Kapitel 7.5 aufgezeigt.

Tabelle 13: Ergebnisse der multiplen Regressionsanalyse: Einfluss der Parameter Höhenlage, Hangneigung, Jahre seit Entgletscherung und Entfernung vom LIA-Maximalstand auf die Erosion (n = 4.436.147 Gridzellen, p-Wert < 2,2 × 10⁻¹⁶)

Parameter	Einfluss in %
Höhe	6,5
Hangneigung	61,6
Jahre seit Entgletscherung	10,1
Entfernung vom Maximalstand	21,7

Die Hauptkomponentenanalyse, dargestellt in Abbildung 53, zeigt, wie die drei Faktoren Hangneigung, Distanz vom Maximalstand sowie die optimale Kombination der Variablen Höhenlage und Zeit seit Entgletscherung (Ergebnis der multiplen Regression für die Parameter Höhenlage, Zeit seit Entgletscherung und Erosion) untereinander korrelieren und die Erosion wiedergeben. Dabei stellen die Pfeile die Richtung dar, in die die Variablen in Bezug auf die Hauptkomponenten zunehmen. Zum Vergleich wurden alle verfügbaren Datenpunkte in Clus-

ter unterteilt und die entsprechenden Erosionswerte in dasselbe Koordinatensystem eingezeichnet. Dabei ist ersichtlich, dass alle drei Faktoren in die Richtungen zeigen, in denen sich auch die (höheren) Erosionswerte befinden, sodass ein Zusammenhang gegeben ist. Es ist jedoch auch zu erkennen, dass die Distanz vom LIA-Maximalstand ein Cluster mit hohen Erosionswerten und einige kleinere Cluster mit etwas niedrigeren Werten besser trifft als die kombinierte Variable Höhenlage und Zeit seit Entgletscherung. Die Hangneigung wiederum zeigt in eine Richtung, die zwischen zwei Clustern mit hohen Erosionswerten liegt und deckt damit beide Cluster am besten ab. Während die erste Hauptkomponente (Dim1) 55,6 % der Gesamtvarianz erklärt, repräsentiert die zweite Hauptkomponente (Dim2) noch 26 %. Knapp 20 % der Varianz werden somit in dieser Darstellung vernachlässigt.

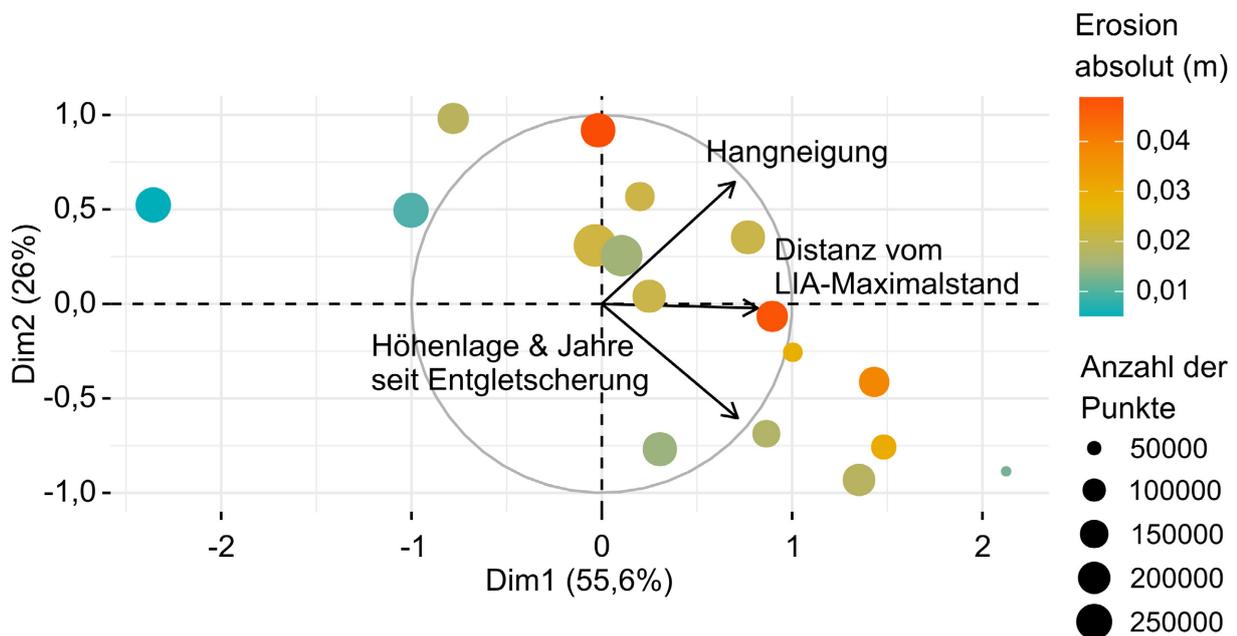


Abbildung 53: Hauptkomponentenanalyse mit den Faktoren Jahre seit Entgletscherung, Distanz vom LIA-Maximalstand und der optimalen Kombination von Höhenlage und Hangneigung. Als Referenz in Cluster eingeteilte Datenpunkte der Erosionswerte

7 Diskussion

7.1 Methodische Limitationen der zeitlichen und räumlichen Auflösung der Ergebnisse

Die Ziele dieser Arbeit konnten mit den ausgewählten Methoden zwar erreicht werden, dennoch gibt es einige Aspekte und Einschränkungen, die bei der Interpretation der Ergebnisse beachtet werden sollten und daher im Folgenden vor der Ergebnisdiskussion dargestellt werden.

Ein Aspekt sind die unterschiedlich langen Zeiträume, deren Erosionsraten miteinander verglichen werden, sowohl im Vergleich zwischen den verschiedenen Untersuchungsflächen als auch zwischen den drei Zeitscheiben einer bestimmten Untersuchungsfläche. Während es bei langen Beobachtungszeiträumen, wie bei den ersten beiden Zeitscheiben der Arbeit, auf den Hängen verstärkt zu Überlagerungen von Erosions- und Akkumulationsprozessen kommen kann und lediglich die Netto-Oberflächenveränderung erfasst wird (vgl. HECKMANN & VERICAT 2018), ist bei den kürzeren Zeiträumen, insbesondere in der dritten Zeitscheibe, nicht sicher, dass Ereignisse mit geringer Frequenz erfasst werden. Ersterer Aspekt dürfte bei langen Zeiträumen allerdings in dieser Arbeit nur eine untergeordnete Rolle spielen, da lediglich Erosion am Oberhang betrachtet wird und dabei keine starken Überlagerungen zu erwarten sind. Wie sich aber z.B. auf dem nur ein Jahr umfassenden DoD aus Drohnendaten (2017-2018) von HF1 (vgl. Abbildung 30b) gezeigt hat, kann auch innerhalb des definierten Oberhangs Erosion und Akkumulation stattfinden, sodass der Effekt nicht ganz ausgeschlossen werden kann. Die Problematik mit dem Erfassen auch selten auftretender Prozesse, z.B. Extremereignisse wie Rutschungen, in kurzen Zeiträumen wurde mit dem Zusammenfassen verschiedener DoDs zu einem längeren Zeitraum in der dritten Zeitscheibe abgemildert. Nichtsdestotrotz sind die von der dritten Zeitscheibe umfassten Zeiträume teilweise sehr kurz, z.B. drei Jahre bei den Untersuchungsflächen des Gepatschferner und Weißseeferner, während die dritte Zeitscheibe bei den Vedr. d'Amola-Untersuchungsflächen 14 Jahre umfasst. Somit ist nicht sicher, dass Extremereignisse in der kurzen Zeit erfasst werden. Die in ALTMANN et al. (2020) gezeigte Rutschung auf WSF2, die sich zwischen 2017 und 2019 auf einem seit mindestens 2014, wahrscheinlich jedoch deutlich länger weitgehend inaktivem Bereich des Moränenabschnitts ereignete (bereits wenig Aktivität zwischen 1971 und 2014), zeigt jedoch, dass es auch bei längeren Zeiträumen dazu kommen kann, dass seltene Extremereignisse nicht erfasst werden.

Die oben erwähnten Überlagerungen von Prozessen insbesondere bei langen Beobachtungszeiträumen erschweren auch die Unterscheidung zwischen verschiedenen geomorphologischen Prozessen. So überdecken insbesondere Prozesse mit höheren Sedimentumlagerungsvolumina kleinskaligere Prozesse. An den aktiven Lateralmoränen findet v.a. eine Überlagerung fluvialer Erosion durch Rutschungen und Muren statt (vgl. NEUGIRG et al. 2016a: S. 275). Somit ist auch eine Quantifizierung der einzelnen Prozesstypen mit Problemen behaftet.

Des Weiteren kann es dazu kommen, dass aufgrund unzureichender Qualität der Höhenmodelle und DoDs Prozesse geringer Intensität innerhalb eines untersuchten Zeitraums nicht detektiert werden können. So ist in den frühen untersuchten Zeiträumen das LoD teilweise sehr hoch – nicht selten die gemessene Erosion übersteigend – sowie die Auflösung der Modelle unzureichend, um Prozesse geringer Magnituden erkennen zu können. Auf hochaktiven Moränenabschnitten besteht diese Problematik kaum. Mithilfe der DoDs aus Drohnensfotos können wesentlich kleinere Sedimentumlagerungen erkannt werden als auf Grundlage historischer Luftbilder, weshalb diesen Aufnahmen besondere Bedeutung bei der vollständigen Erfassung der Prozesse an den ausgewählten Moränenabschnitten zukommt. Die Daten dieser Modelle zeigen jedoch auch, dass die durch sie abgedeckten kurzen jährlichen Intervalle bedingen, dass bei geringer Sedimentumlagerung wiederum Prozesse nicht detektiert werden können oder zumindest unterhalb des minimalen LoD liegen (vgl. CARRIVICK & HECKMANN 2017). Dies hat sich beispielsweise auf den Untersuchungsflächen HTF1 und RKF2 gezeigt, auf denen fluviale Erosion zwischen den aus Drohnensfotos erstellten DoDs (RKF2 2017-2018, HTF1 2018-2019) zwar sicht- und messbar ist, sich jedoch in fast allen DoDs unterhalb des errechneten minimalen LoD-Werts befindet. Dies verdeutlicht, dass Erosion von max. 1 cm Höhenänderung im Jahr kaum zu erfassen ist. Am Beispiel von HTF1 zeigt sich zudem der Effekt, dass mehr Akkumulation als Erosion auf dem DoD von 2018-2019 wiedergegeben ist. Dies ist vermutlich darauf zurückzuführen, dass die Akkumulation auf engerem Raum in den Haupttrinnen stattfindet, während die Erosion mit sehr geringen Volumina von den Seitenwänden und Rillen stammt und damit von einer wesentlich größeren Fläche. Somit fallen die Gridzellen mit Erosion eher unter den Wert des LoD.

Auch weist die Anpassung der Punktwolken über ICP-Algorithmen ihre Grenzen auf (Methodik vgl. Kapitel 5.4). Dies wird insbesondere dann deutlich, wenn geringe Sedimentumlagerungen oder kurze Zeiträume mit einer hochaufgelösten Farbskala analysiert werden. Die nach der Anwendung von ICP verbleibenden Abweichungen kommen besonders dort zum Vorschein, wo die Topographie komplex ist (z.B. bei den Graten der Runsenseitenwände) und bei einem Vergleich von Modellen aus Luftbildern mit denen aus Drohnensbildern. Ein Beispiel hierfür ist Untersuchungsfläche HF2 zwischen 2016 und 2017 (s. Abbildung B 17), bei der die scharfen Grate der Runsenseitenwände als Akkumulation erscheinen. Diese verbleibenden Fehler sind auf Ungenauigkeiten im SfM bei der Berechnung der Punktwolken zurückzuführen und daher mit ICP nur begrenzt zu eliminieren. Während flächenhafte Abweichungen in DoDs in den Berechnungen zur Unsicherheit der Modelle enthalten sind (vgl. Kapitel 5.5), sind Fehler an prominenten topographischen Stellen kaum quantitativ zu fassen.

Bei der Erstellung von Höhenmodellen aus den Archivluftbildern des Jahrgangs 1959 traten teils erhebliche Probleme beim Zuordnen der Bilder im SfM-Prozess und der Berechnung von *tie points* auf, was vermutlich auf die Bildqualität zurückzuführen ist. Dies bedingte einen willkürlichen Versatz von Punktgruppen in den Punktwolken nach oben bzw. unten und führte in den Hillshades und DoDs letztendlich zu einer sehr unruhigen Oberfläche mit positiven und

negativen Abweichungen, die kaum durch reale Prozesse zu erklären sind (s. Abbildung 54). Diese Problematik führt zu den hohen Modellunsicherheiten für die entsprechenden Untersuchungsflächen in den Vorfeldern der Vedr. d'Amola, des Hohenfeners und Langtauferer Feners, wie sie als Mittelwerte der für jede Zelle eines Modells berechneten Standardabweichungen in Tabelle C 3 angegeben sind. Diese Unsicherheiten sind dabei so groß, dass nach Anwendung des aus den Standardabweichungen der Gridzellen berechneten LoD keine Erosion mehr verbleibt bzw. die wenige verbleibende Erosion geringer ist als der RMSE-Wert, der eine Schätzung für die Unsicherheit im berechneten Erosionswert darstellt (z.B. AM1 1983-2004 und LTF1 1959-2006, s. auch transparente Erosionsbalken und Fehlerbalken in Abbildung C 1 sowie Tabelle C 1). Dennoch sind auf den DoDs in den betroffenen Zeiträumen auch Sedimentumlagerungen erkennbar, die real und nachvollziehbar scheinen (z.B. LTF1 1959-2006), weshalb sowohl die RMSE-Werte als auch die über die Standardabweichung der *tie points* geschätzten LoD-Werte vermutlich als zu hoch angesehen werden können. Insbesondere beim Vergleich von Erosionsraten zu verschiedenen Zeitpunkten wurde daher in der Interpretation und Diskussion häufig auf die Werte ohne Anwendung eines LoD zurückgegriffen.

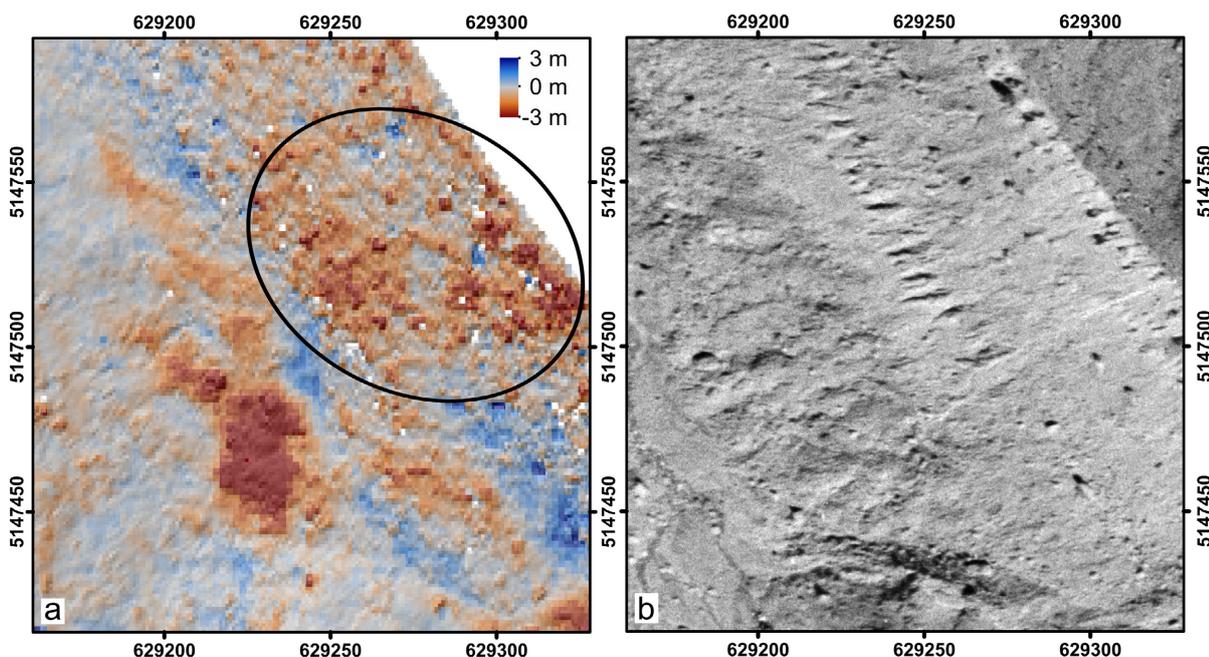


Abbildung 54: Problematik der Oberflächenrekonstruktion bei einzelnen Datensätzen am Beispiel des Hohenfeners: (a) Unruhige Oberfläche im Hillshade sowie merkwürdige entsprechende Höhenänderungen im DoD 1959-2006 insbesondere im schwarz umrundeten Bereich und in (b) das entsprechende Orthofoto von 1959 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Ein weiterer zu beachtender Aspekt bei der Interpretation der Erosionswerte ist die teils schwierige Trennung von Toteisschmelze und Erosionsprozessen. Auf einigen Untersuchungsflächen wurde aufgrund der Unmöglichkeit einer genauen räumlichen Trennung von Toteis und Sedimentumlagerung auf die Quantifizierung verzichtet (z.B. KK2 2006-2017, WEK3 1954-1971), und sie wurde nur dort durchgeführt, wo eine gewisse Sicherheit der korrekten Trennung besteht. Dennoch sollte auch bei der Interpretation dieser Erosionsraten (z.B. LTF2, GPF1 und 2) bedacht werden, dass möglicherweise gewisse Mengen Toteis einberechnet sein könnten. Die

starke Reaktion des Hanges auf Toteisschmelze durch große Sedimentumlagerungen lässt jedoch auch solch hohe Erosionsraten wie beispielsweise bei GPF1 (ca. 43 cm Jahreserosionswert 1953-1971) plausibel erscheinen.

Eine technische Unsicherheit liegt in der Transformation der mit einem Tachymeter eingemessenen GCPs in ein globales Koordinatensystem. So erfolgte, wie in Kapitel 5.2.1 beschrieben, die Transformation der Tachymeter-Koordinaten anhand von jeweils drei eingemessenen GPS-Koordinaten und mithilfe der Bestimmung der eulerschen Winkel. Da einer der drei Winkel, nämlich der Azimutwinkel, nur durch optimale Anpassung der lokalen Koordinaten des Tachymeters an die eingemessenen GPS-Punkte bestimmt wird, besteht eine gewisse Ungenauigkeit, die sich verstärkt bei weit vom Tachymeterstandort entfernten GCPs bemerkbar macht. Somit ist eine optimale Anpassung von eingemessenen GCPs mehrerer Jahrgänge aneinander nicht immer möglich. Durch die in der Prozessierung nachfolgende Anpassung aller Höhenmodellpaare aneinander über ICP sollte dieser Effekt jedoch gering sein. Ebenso besteht eine gewisse Unsicherheit bei der Rohdatensammlung des GNSS-Empfängers, da die Genauigkeit der Positionsbestimmungen von der Anzahl der vom Standort aus sichtbaren Satelliten sowie deren Konstellation abhängt (HEUNECKE et al. 2008), aber nicht verhindert werden konnte, dass der GNSS-Empfänger durch die umliegenden Bergmassive teils abgeschirmt war. Je nach der zum Aufnahmezeitpunkt vorherrschenden Satellitenkonstellation sind somit die erhobenen GPS-Daten ggf. mit einer höheren Standardabweichung behaftet (Werte s. Kapitel 5.2.1). Wiederum sollte die akkurate Anpassung über ICP mögliche aus der Aufnahmetechnik resultierende Fehler weitestgehend eliminiert haben.

Die Gletscherstandskartierungen, die auf Basis von historischem Kartenmaterial aus dem 19. und Beginn des 20. Jahrhunderts durchgeführt wurden, weisen aufgrund der teils sehr ungenauen räumlichen Lage der Gletscherstände in den Karten Ungenauigkeiten auf. So war trotz genauer Georeferenzierung der Karten häufig keine perfekte Anpassung an das Relief möglich, weil innerhalb der Karten Lageungenauigkeiten enthalten sind. Somit können die im Weiteren daraus abgeleiteten und interpolierten Werte für Zeitpunkte der Entgletscherung von Untersuchungsflächen oder der Zeit seit Entgletscherung für die Gridzellen in den gesamten Gletschervorfeldern nur Anhaltspunkte liefern. Auch wenn bei den großen abgeschmolzenen Flächen innerhalb der vielen Jahrzehnte, die häufig zwischen zwei kartierten Gletscherständen liegen, die Ungenauigkeiten keine große Rolle spielen, sollte diese Unsicherheit dennoch beachtet werden. Darüber hinaus besteht eine gewisse Unsicherheit aufgrund der Tatsache, dass die damalige Kartierung, auch abgesehen von der Lagerichtigkeit innerhalb der Karten, nicht die heutigen Genauigkeiten aufweist, die nicht zuletzt durch Berechnung von DoDs erheblich verbessert sind. So konnte z.B. schuttbedecktes Gletschereis früher nicht so leicht als Teil des Gletschers identifiziert werden. Rezente Gletscherstände weisen damit tendenziell eine verhältnismäßig größere Ausdehnung auf.

7.2 Vergleich der geomorphologischen Prozesse mit der Literatur

Während der Gletscherschmelze und dem Ausapern großer Toteisbereiche und -volumina sind innerhalb der Gletschervorfelder meist größere **Rutschungen** der dominante Abtragsprozess (z.B. Gepatschferner- und Langtauferer Ferner-Vorfelder). Dies stimmt mit den Ergebnissen in der Studie von CODY et al. (2020) überein. Auch dort wurde festgestellt, dass während der Gletscherschmelze das Hinabgleiten großer Hangbereiche der dominante Prozess ist.

Nach der Gletscherschmelze finden sich in den meisten Untersuchungsgebieten bestimmte Lateralmoränenabschnitte, auf denen **tief eingeschnittene Runsen** ausgebildet sind (alle Untersuchungsgebiete mit Ausnahme von Vedr. d'Amola und Rofenkarferner). Hier dominieren – wie eine Interpretation der DoDs und Fotoaufnahmen vermuten lässt – **Muren**, die durch kleinere Rutschungen, hangaquatischen Abtrag und Schneeschurf bereitgestelltes Sediment transportieren und zusätzlich durch Einschneidung in den Runsen erodieren. Auch wenn im Rahmen dieser Arbeit keine saisonalen Unterschiede der Prozesse untersucht wurden, wie z.B. bei DUSIK et al. (2019), NEUGIRG (2016) und WETZEL (1992), so scheint dennoch die von diesen Autoren beschriebene zyklische jährliche Abfolge von Prozessen auf LIA-Lateralmoränen bzw. vegetationslosen pleistozänen Talverfüllungen auf die Untersuchungsflächen dieser Arbeit mit hoher Dynamik zuzutreffen. So wird im Winter eine Auflockerung des Substrats durch Frostwechselprozesse sowie eine Hangglättung durch Schneeschurf beschrieben. Bei Runsen geschieht dies insbesondere an den Anrissbereichen und an den Runsenseitenwänden (vgl. DUSIK et al. 2019; NEUGIRG 2016; WETZEL 1992). Somit werden die Rinnen und Runsen mit Material gefüllt, das anschließend anderen Erosionsprozessen zur Verfügung steht (NEUGIRG 2016). Die Ausräumung der Rinnen bzw. Runsen erfolgt insbesondere durch die Rinnenerosion (WETZEL 1992) oder auch Massentransporte wie Muren (DUSIK et al. 2019).

Die Frequenz der Muren auf den Moränenabschnitten mit tief eingeschnittenen Runsen lässt sich aufgrund der zunächst langen Beobachtungszeiträume und der kurzen Dauer der späteren engmaschigen Beobachtung (2017-2019) nur schwer schätzen. Dennoch lässt sich feststellen, dass sich auf den meisten dieser Hänge jedes Jahr Muren in einem Großteil der Runsen ereignen. Anhand der jährlichen DoDs von HF2 und LTF2 (v.a. 2017-2018 und 2018-2019) zeigt sich aber auch, dass die Intensität der Muren von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlich sein kann. Auf beiden genannten Untersuchungsflächen ist eindeutig die Murenaktivität zwischen 2018 und 2019 höher als zwischen 2017 und 2018. Wie in DUSIK (2020) beschrieben, ist die Größe und Frequenz der Muren von den Niederschlagsintensitäten sowie der Sedimentbereitstellung besonders im Frühjahr abhängig und kann daher stark variieren.

Ähnliche Prozesse wie auf den Hängen mit tief eingeschnittenen Runsen finden auf den Moränenabschnitten mit **flachgründigen Runsen** statt, die ebenfalls in beinahe allen Untersuchungsgebieten auftreten. Die geomorphologische Aktivität auf diesen Flächen ist jedoch meist

geringer und eine Dominanz von Muren kann bei diesen Moränenabschnitten nicht klar postuliert werden, obgleich sie auf all diesen Flächen auftreten. Es spielen jedoch auch hangaquatischer Abtrag und kleine Rutschungen eine wichtige Rolle.

Auf den übrigen Lateralmoränenabschnitten, die nicht von Runsen geprägt sind, finden häufig kaum detektierbare Prozesse statt. Dennoch überwiegt dort insgesamt der **fluviale Abtrag**. Während dieser auf den zerrunsten Flächen nur in deren früher Entwicklungsphase in Form von fluvialer Rinnenbildung an den Oberhängen parallel zur oder bald nach Gletscherschmelze detektiert werden kann, solange er nicht von Muren und anderen Prozessen überdeckt wird, ist er auf den wenig aktiven Moränenabschnitten leichter zu erkennen. So ist z.B. fluviale Erosion auf HTF1 und auf RKF2 zwischen 2017 und 2018 sichtbar. Im Allgemeinen ist aber wegen der schlechten Trennbarkeit eine Schätzung des Anteils der fluvialen Prozesse am Gesamtabtrag kaum möglich. In den Gletschervorfeldern des Höllentalferners und des Rofenkarferners, die keine von Muren geprägten Moränenabschnitte aufweisen, kann jedoch von einer Dominanz fluvialer Prozesse ausgegangen werden.

Kleine Rutschungen auf bereits stabilisierten und begrünten Moränenhängen liefern zur Gesamtumlagerung auf den Moränen nur einen sehr kleinen Beitrag. Ein Beispiel ist die Rutschung auf Fläche APF1 (vgl. Kapitel 6.2.4) Die Art und die Größe der Rutschung erinnert an Blaiken, die vor allem auf mit alpinem Rasen bedeckten Hängen im Alpenraum beobachtet werden und die durch die Rutschung von Vegetationsschollen (flachgründige Translationsrutschungen) entstehen (GEITNER et al. 2021; SCHAUER 1975).

Da die meiste Erosion innerhalb der Gletschervorfelder auf den stark zerrunsten Lateralmoränenabschnitten stattfindet, dürften Muren der dominante Prozess innerhalb aller Gletschervorfelder sein, die ausgeprägte Runsen aufweisen. Dies steht im Einklang mit den Beobachtungen in der Literatur. Wie in CODY et al. (2020) beschrieben, treten im Anschluss an die Gletscherschmelze und den Entzug der Stützwirkung Muren auf, die dann den dominanten Erosionsprozess darstellen. Dies stimmt mit der im Review von BALLANTYNE (2002a) dargestellten Erkenntnis überein, dass Muren das Haupterosions- und Haupttransportmedium auf kürzlich entgletscherten Hängen mit großem Gefälle sind. Auch WETZEL (1992) berichtet, dass ein Großteil der Erosion durch gravitative Prozesse und Murgänge stattfindet und DUSIK (2020) stellte fest, dass fluvialer Abtrag auch in den Sommermonaten nicht die Magnitude der Murgänge erreicht. In den Gletschervorfeldern allerdings, in denen keine Lateralmoränenabschnitte mit von Muren dominierten Runsen vorzufinden sind, ebenso wie auf den nicht zerrunsten Moränen aller Gletschervorfelder, dominiert der fluviale Abtrag.

7.3 Vergleich der Erosionsraten mit der Literatur

In diesem Kapitel sollen die auf den Untersuchungsflächen ermittelten Erosionsraten mit der Literatur verglichen werden. Insgesamt liegen die Erosionsraten der Untersuchungsflächen dieser Arbeit zwischen 0,3 cm pro Jahr und 43 cm im Jahr (ohne LoD) und sind damit sehr unterschiedlich. Im Folgenden wird entsprechend den in Kapitel 6.2 differenzierten Erosionsprozessen unterschieden.

Die Erosionsraten auf hochdynamischen Lateralmoränenabschnitten mit **tief eingeschnittenen Runsen** können mit den Werten von BALLANTYNE & BENN (1994), BALLANTYNE & BENN (1996), CURRY (1999), CURRY et al. (2006) und DUSIK (2020) verglichen werden (vgl. auch Tabelle 1). Die Werte der bis heute stark zerrunsten Untersuchungsflächen (APF3, GPF1, GPF2, HF2, LTF2, LTF3) liegen in Zeitscheibe 3 zwischen 4,6 und 11 cm Erosion im Jahr (ohne LoD, 4,0-10,1 mit LoD). Auf der ebenfalls stark zerrunsten Fläche HTF1 liegt die Erosionsrate allerdings bei nur ca. 1 cm. Die Lateralmoränenabschnitte mit tief eingeschnittenen Runsen waren im Schnitt im Jahr 1952 vollständig entgletschert (gesamtes Hangsegment) und die Oberhangbereiche, in denen die Erosion gemessen wurde, waren bereits einige Jahrzehnte früher ausgeapert, nämlich im Schnitt im Jahr 1934. Die Werte für Runsenerosion bei oben genannten Autoren reichen von 1,9 bis 16,9 cm im Jahr bei Flächen, die zum Messzeitpunkt bzw. Ende des Beobachtungszeitraums zwischen 43 und 79 Jahren entgletschert waren. Somit ist die Erosion auf den stark zerrunsten Oberhängen dieser Arbeit sowohl bezüglich des Entgletscherungszeitpunkts als auch bezüglich der Höhe der Erosionsraten mit den Werten für Runsenerosion in der Literatur vergleichbar (mit Ausnahme von HTF1).

Auf Moränenabschnitten mit **flachgründigen Runsen** wurden Erosionsraten von 0,6-4,8 cm im Jahr (ohne LoD, 0-2,2 cm mit LoD) festgestellt. Somit sind auch die Erosionsraten einiger Untersuchungsflächen mit flachgründigen Runsen mit den in der Literatur angegebenen Werten für Runsenerosion vergleichbar. Ohne LoD ist der Wert von 4,8 cm im Jahr auf AM1 der höchste Wert, mit LoD der von WSF1 mit 2,2 cm. Insgesamt sind die Werte jedoch deutlich niedriger als die der tief eingeschnittenen Runsen. Der für Untersuchungsfläche WSF1 festgestellte Wert von 2,2 cm im Jahr für die dritte Zeitscheibe ist höher als der für die gleiche Fläche berechnete Wert von 0,8-1,7 cm in DUSIK (2020). Diese Diskrepanz ist vermutlich auf die Beschränkung der Bilanzierung auf den reinen Erosionsbereich am Oberhang in dieser Arbeit zurückzuführen, wodurch zwar die in die Berechnung einbezogene Fläche kleiner ist, jedoch kaum die Erosionsvolumina. Nicht auf kleineiszeitlichen Lateralmoränen, aber ebenfalls auf glazigenen Lockersedimentkörpern in den Nordalpen (Lainbachtal) wurden von NEUGIRG et al. (2016) im Zeitraum von 2009 bis 2013 ein Abtrag von 3,2 cm im Jahr gemessen, was in die Größenordnung der Erosion bei flachgründigen Runsen in der vorliegenden Arbeit fällt. Aber auch bei NEUGIRG et al. (2016) wurden die Erosionsvolumina vermutlich auf den gesamten Hang bezogen und die Raten wären nach der Methode dieser Arbeit größer.

Die Untersuchungsfläche HF1, auf der Erosion v.a. durch **Schneescurf** oder -gleiten vermutet wird, weist mit 2,1 cm im Jahr in den ersten beiden Zeitscheiben (1959-2006) und 2,5 cm im Jahr in Zeitscheibe 3 Erosionswerte auf, die ca. zehnmal so hoch sind wie die Werte der Obergrenze des in MEUSBURGER et al. (2014) ermittelten Bereichs für Schneescurf-Erosion (0,003-2,3 mm im Jahr). Gründe hierfür könnten in der größeren Höhenlage von HF1 im Gegensatz zu den Untersuchungsgebieten von MEUSBURGER et al. (2014) zu finden sein (ca. 2700 m vs. 1476-1670 m ü.d.M.), wodurch ein größerer Anteil des Niederschlags als Schnee fällt und eine längere Zeit im Jahr für Schneescurf infrage kommt. Zudem ist die Lateralmoräne bei HF1 fast vollständig unbewachsen und mit ca. 34° am Oberhang auch stark geneigt.

Die Erosionsraten auf HTF1, die vorwiegend durch **fluviale Erosion** bedingt sind, sind mit 0,9 bzw. 1,1 cm im Jahr etwas höher als die in BECHT (1995a) für dieselbe Endmoräne berichteten Werte von 0,15-0,39 cm im Jahr, jedoch sind die Größenordnungen gut vergleichbar. Die Differenz könnte darauf beruhen, dass mit der Methode dieser Arbeit auch Abtrag erfasst wurde, der auf der Moräne stattfindet, jedoch innerhalb des Beobachtungszeitraum den Hangfuß nicht erreicht, während in BECHT (1995a) der Abtrag gemessen wurde, der bis in die große Rinne gelangt, in der sich das oberhalb erodierte Sediment sammelt. Des Weiteren konnte in der Arbeit BECHT (1995a) nicht der gesamte tatsächliche Austrag erfasst werden, da dieser die Kapazitäten der Sedimentfänge immer wieder überstieg (BECHT 1995a).

Insgesamt sind die in dieser Arbeit gemessenen Erosionsraten somit gut vergleichbar mit den Werten in der Literatur. Lediglich die Werte für Schneescurf sind deutlich höher als in MEUSBURGER et al. (2014) berichtet. Eine Diskussion der zeitlichen Entwicklung der Erosionsraten über die drei Zeitscheiben hinweg und die Implikation für die paraglaziale Anpassung erfolgt in Kapitel 7.6.

7.4 Vergleich der Runsenentwicklung mit der Literatur

In Kapitel 2.3.2.2 wurden verschiedenen Studien zu Runsen vorgestellt, die die Idee der paraglazialen Anpassung über eine Analyse u.a. der Runsenform und -neigung und den Ansatz der *Space-for-time*-Substitution nachvollziehen konnten. Eine zentrale Feststellung in CURRY (1999) und CURRY et al. (2006) ist dabei, dass sich Runsen im Laufe der Zeit weiten, ihre starke Eintiefung verlieren und außerdem kleiner und weniger steil werden. Im Rahmen der Studie von BETZ et al. (2019) wurden die tief eingeschnittenen Runsen der Untersuchungsflächen LTF2, LTF3 und HF2 (Bezeichnungen weichen in der Publikation ab) weitgehend wie in CURRY et al. (2006) beschrieben analysiert. Die Ergebnisse werden im Folgenden diskutiert und mit der Literatur verglichen.

Das Verhältnis von Tiefe zu Breite ist auf Fläche LTF2 am niedrigsten (0,2), gefolgt von HF2 (0,4) und LTF3 (0,6). Die in CURRY et al. (2006) vermessenen Runsen an den Lateralmoränen des Mont Miné und des Feegletscher weisen eine ähnliche Spanne an Verhältnissen auf. Dort

haben die seit 1859 bzw. 1900 entgletscherten Runsen ebenfalls ein Verhältnis von Tiefe zu Breite von 0,2 bzw. 0,1 und die seit 1925 bzw. 1946 engletscherten ein Verhältnis von 0,6 bzw. 0,7.

Die Runsen auf LTF2 (Hang 1967 entgletschert) und HF2 (Hang 1963 entgletschert) sind dabei der jüngsten Gruppe (1946 entgletschert) von CURRY et al. (2006) zuzuordnen. Trotz ihres jungen Alters sind die Runsen auf diesen beiden Flächen also weniger stark eingeschnitten als die in CURRY et al. (2006) beschriebenen Runsen. Bezeichnend ist auch, dass die ältesten Runsen auf LTF3 (Hang 1911 entgletschert) am stärksten eingeschnitten sind.

Bezüglich ihrer realen Oberfläche und ihres Volumens sind alle Runsen dieser Arbeit eher mit den Runsen am Feegletscher vergleichbar, denn die Runsen im Mont-Miné Vorfeld sind deutlich größer. Die in CURRY et al. (2006) beschriebene konsistente Abnahme der Volumina und Oberflächen der Runsen kann nicht in dieser Form nachvollzogen werden. So sind zwar die ältesten Runsen auf LTF3 am kleinsten, aber die mit Abstand größten Runsen sind auf der zweitältesten Fläche LTF2 zu finden.

Die Hangneigung in der Tiefenlinie der Runsen ist mit ca. 41-45° vergleichbar mit denen am Mont Miné und Feegletscher, wobei die Hangneigung auf der jüngsten Fläche HF2 mit 40,9° eher der Neigung der älteren Runsen bei CURRY et al. (2006) entspricht. Nichtsdestotrotz sind die Runsen auf HF2 noch stark eingeschnitten und weisen immer noch eine hohe Morphodynamik auf (ca. 8 cm Erosion im Jahr). In jedem Fall muss beachtet werden, dass die älteren Runsen bei CURRY et al. (2006) näher am LIA-Maximalstand liegen und auf Basis der Ergebnisse dieser Arbeit in Erwägung gezogen werden muss, dass die Hangneigungen dort bereits initial, ohne Formung durch Erosion, niedriger waren.

Die in CURRY et al. (2006) beschriebene Abfolge der Runsenentwicklung (vgl. Kapitel 2.3.2.2) kann somit mit den Untersuchungen dieser Arbeit nicht bestätigt werden, wie auch schon in BETZ et al. (2019) dargestellt. Die Runsen dieser Arbeit zeigen nicht die Weitung und Abnahme der Hangneigung und Volumina beim Vergleich von Lateralmoränenabschnitten verschiedenen Alters, die in CURRY et al. (2006) bei derselben Analyse festzustellen sind. Lediglich in der Anfangsphase der Entwicklung kann eine Aufweitung der Rillen hin zu Runsen festgestellt werden (vgl. Kapitel 6.2.2.2). Somit führt der Ansatz *Space-for-time*-Substitution für die drei Untersuchungsflächen LTF1, LTF2 und HF2 weder zu der Feststellung eines Erreichens der maximalen Runseneintiefung nach 55 Jahren seit Entgletscherung noch zu einem Nachweis der Abnahme des Verhältnisses von Runsentiefe zu Runsenbreite innerhalb von 80-140 Jahren nach Entgletscherung. Dies wurde auch in DUSIK et al. (2019) festgestellt, wo die Runsen auf den Untersuchungsflächen GPF1 und GPF2 dieser Arbeit untersucht wurden.

Für die tief eingeschnittenen Runsen auf den Untersuchungsflächen APF3, HTF1, KK2, WEK2, WEK3 und WSF1 liegen keine detaillierten Auswertungen aus BETZ et al. (2019) oder DUSIK et al. (2019) vor. Die zerrunsten Lateralmoränenabschnitte am Krimmler Kees (KK2)

und Alpeiner Ferner (APF3) zeigen jedoch auch im Vergleich der Orthofotos und DoDs keine Anzeichen einer Weitung, Kollabierung von Seitenwänden oder Abflachung. Lediglich die Runsen am Weißseeferner (WSF1) und am Waxeggkees (WEK2, WEK3) zeigen eine abnehmende Dynamik über die drei untersuchten Zeitscheiben hinweg, jedoch ebenfalls keine Weitung oder Abflachung.

7.5 Einflussfaktoren auf die Morphodynamik

7.5.1 Dauer seit Entgletscherung

Fragestellung 1 (Kapitel 3) thematisiert die Frage nach dem Einfluss der Zeit seit Entgletscherung auf die Morphodynamik. Der Idee der paraglazialen Anpassung folgend müsste die Morphodynamik im Laufe der Zeit abnehmen (vgl. Kapitel 2.4.1). Im Folgenden sollen die Ergebnisse der Arbeit zu dieser Fragestellung erörtert werden.

Die schwache Korrelation der Jahre seit Entgletscherung mit der Erosion (Pearson-Korrelationskoeffizient von 0,02) und der verhältnismäßig geringe Einfluss von 10 % bei der Vorhersage der Erosion (s. Kapitel 6.4.7) liegen insbesondere in der Tatsache begründet, dass die Gletscher bei Schmelze parallel zum Längenverlust auch an Eismächtigkeit verlieren und damit die steilen Oberhangbereiche zusammen mit den flachen Bereichen in der Nähe des LIA-Maximalstands bereits sehr früh ausapern (vgl. z.B. Abbildung 36). Somit fallen die Oberhänge, die in der Regel die größten Sedimentumlagerungen aufweisen, in die Kategorie der früh entgletscherten Bereiche, was dem Konzept der paraglazialen Anpassung widerspricht. Werden jedoch gesamte Hangsegmente, wie bei den Untersuchungsflächen, betrachtet, so ist ein gewisser Zusammenhang erkennbar, denn die Mehrheit der Flächen mit hoher Morphodynamik wurde erst nach 1950 eisfrei. Die Flächen befinden sich somit in der Gruppe der spät ausgeaperten Moränenabschnitte.

Jedoch deutet sich bei der zeitlichen Entwicklung der Erosionsraten der Untersuchungsflächen in vielen Fällen noch keine Stabilisierung an, auch viele Jahrzehnte nach Entgletscherung nicht, was dem paraglazialen Modell widerspricht. Auf diesen Aspekt wird bei der Einordnung der Ergebnisse in das *exhaustion*-Modell und das Modell der paraglazialen Anpassung in Kapitel 7.6 näher eingegangen.

Außerdem ist ein Zusammenhang der Zeit seit Entgletscherung und der Erosion beim Vergleich von Gletschervorfeldern zu beobachten, bei denen die untersuchten Moränenzüge bereits zu Beginn des Untersuchungszeitraums vollständig entgletschert waren, mit solchen, bei denen die Entgletscherung innerhalb des Untersuchungszeitraums noch andauerte. Bei erstgenannten Vorfeldern waren die Gletscherzungen teilweise bereits über große Felsstufen abgeschmolzen, sodass kein direkter Einfluss der Gletscherschmelze auf die untersuchten Moränenzüge mehr feststellbar war. Dies bedingt, dass diese Vorfelder im ersten Beobachtungszeitraum keine so

starke Morphodynamik aufwiesen, wie sie als Reaktion auf noch ausschmelzendes Gletschereis in anderen Vorfeldern festzustellen war, z.B. in Form großer Massenbewegungen. Dies ist zum Beispiel beim Vergleich der Vorfelder des Langtauferer Ferners oder Krimmler Kees mit dem Rofenkarferner oder Waxeggkees zu beobachten. Allerdings fehlen für einen Großteil der Untersuchungsgebiete ausreichend weit zurückreichende Daten (Luftbilder), um beurteilen zu können, ob in allen Gletschervorfeldern die größten Sedimentumlagerungen während der Gletscherschmelze stattfinden und im weiteren zeitlichen Verlauf abnehmen.

7.5.2 Toteisschmelze

Als zweite Fragestellung wurde formuliert, inwiefern das Ausschmelzen von Toteis die Morphodynamik beeinflusst und wie lange Auswirkungen feststellbar sind. Einige Studien deuten auf einen starken Einfluss hin, jedoch fehlten bislang umfassende Untersuchungen (vgl. Kapitel 2.4.2).

Auf Basis der für die gesamten Gletschervorfelder generierten DEMs und DoDs verschiedener Zeiträume konnte Toteis sehr gut identifiziert sowie seine Entwicklung über die Zeit analysiert werden (vgl. Kapitel 6.1). Dabei ist bemerkenswert, über welche lange Zeiträume das Toteis in den Hängen verweilt, nämlich über viele Jahrzehnte, auch in tiefen Höhenlagen um 2100 m ü.d.M., und Einfluss auf die Stabilität der Hänge ausübt.

Auffallend ist, dass auf einigen Untersuchungsflächen mit hoher Morphodynamik über Jahrzehnte nach der Gletscherschmelze noch austauendes Toteis zu detektieren war, das offenbar die geomorphologische Aktivität begünstigt. Wie hoch die Morphodynamik ohne das Vorhandensein von Toteis wäre, lässt sich jedoch nicht feststellen. Dennoch ist dieser Zusammenhang sehr auffällig und lässt sich wie folgt erklären: durch das Austauen des Eises entsteht neuer Raum, der durch nachrutschendes Sediment gefüllt wird, außerdem verändert sich stetig die Erosionsbasis und das Schmelzwasser führt zu einer hohen Durchfeuchtung des Substrats. Die Kombination dieser Einflüsse kann den Oberhang destabilisieren und zu hohen Erosionsraten führen. Es ist also stark von einem Einfluss des austauenden Toteises auf die Morphodynamik auszugehen. Auch SAILER et al. (2012) stellten fest, dass Toteis zu den größten Oberflächenabsenkungen aller untersuchten Prozesse führt. Ein Kollaps der Lateralmoränen, wie in BALLANTYNE (2002a) berichtet, konnte wiederum in keinem Untersuchungsgebiet festgestellt werden.

Die durch das Toteis ausgelösten Instabilitäten können auch nach dessen vollständiger Ausaperung noch geomorphologische Prozesse forcieren, solange bis ein Gleichgewicht des Hanges hergestellt ist. Ähnlich wie Toteis wirkt auch an den Rändern langsam austauendes, schuttbedecktes Gletschereis. In beiden Fällen entwickeln sich an steilen Moränen häufig tief eingeschnittene Runsen und die Hänge weisen über Jahrzehnte hohe Erosionsraten auf, auch noch nach vollständiger Eisfreiwerdung.

7.5.3 Hangneigung

Bezüglich der Hangneigung wurde in Fragestellung 3 auf Basis von Publikationen, z.B. CURRY et al. (2006), postuliert, dass von einer höheren Morphodynamik bei größerer Hangneigung auszugehen ist.

Auf eine große Bedeutung der Hangneigung für die Stärke der Erosion deuten sowohl die hohen Hangneigungen der stark aktiven Moränenabschnitte (mittlere jährliche Erosion > 4 cm) hin, die zwischen 41° und 47,6° (vgl. Tabelle 11) liegen, als auch der deutliche statistische Zusammenhang der Hangneigung und Morphodynamik innerhalb der gesamten Gletschervorfelder mit einem Pearson-Korrelationskoeffizienten von 0,37 (vgl. Kapitel 6.4.7). Auch der Einfluss der Hangneigung auf die Vorhersage der Erosion (s. multiple Regression in Kapitel 6.4.7) ist mit knapp 62 % stark.

Die Ergebnisse der Arbeit zeigen deutlich, dass hohe Hangneigungen eine wichtige Voraussetzung für eine hohe, aber auch anhaltend mäßige geomorphologische Aktivität sind. Dabei sind innerhalb der Gletschervorfelder große Unterschiede in der Hangneigung der Moränen festzustellen. So nimmt die Neigung mit zunehmender Entfernung vom LIA-Maximalstand Richtung rezenter Gletscherzunge zu (vgl. Kapitel 6.4.3.3). Diese Zunahme ist nicht ausschließlich durch die längere Zeit seit Entgletscherung der Hänge nahe des Maximalstands und damit die längere für Erosion zur Verfügung stehende Zeit zu erklären. So sind die niedrigeren Hangneigungen der Lateralmoränen in der Nähe des Maximalstands bereits auf alten Fotos aus der Wende vom 19. ins 20. Jahrhundert deutlich zu erkennen (Abbildung 45). Dies ist durch das größere Eisvolumen und längere Stillstandsphasen weiter entfernt vom Maximalstand zu erklären, was zu mächtigeren und auch steileren Lateralmoränen führt. Möglicherweise spielt auch die durch das größere Eisvolumen ebenfalls größere Menge an transportiertem Schutt eine Rolle (vgl. BENNETT & GLASSER 2009; WINKLER 2009). Aufgrund dieser Beobachtungen kann angenommen werden, dass nahe der Maximalstände die initialen Hangneigungen häufig nicht für eine starke Morphodynamik ausreichen und somit primäre Neigungsdifferenzen im Vergleich zu weiter oben befindlichen Moränen vorliegen. Dieser Unterschied ist ein stark limitierender Faktor für einen Vergleich verschiedener Lateralmoränenabschnitte über *Space-for-time*-Substitution hinsichtlich einer Überprüfung des paraglazialen Anpassungsmodells, wie sie z.B. in CURRY et al. (2006), BALLANTYNE & BENN (1996) und EICHEL et al. (2018) durchgeführt wurde (vgl. Kapitel 2.3.2.4).

Bei der Analyse des Zusammenhangs von Hangneigung und Entfernung vom LIA-Maximalstand ist allerdings zu berücksichtigen, dass in vorliegender Arbeit lediglich ein bestimmter Bereich der Gletschervorfelder betrachtet wurde, nämlich jener, der ca. zwischen 2000 und 2016 bereits eisfrei war (Zeitpunkt der neuesten verwendeten Luftbilddatensätze). Betrachtet man höher gelegene Gebiete, die aktuell entgletschern, so werden dort bei vielen Gletschern, wenn überhaupt, nur sehr geringmächtige Lateralmoränen freigelegt, die vermutlich auch nicht so steil sind. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, dass oberhalb der Gleichgewichtslinien der

Maximalstände der Kleinen Eiszeit aufgrund der dort meist konvergenten Eisbewegungen keine Lateralmoränen akkumuliert wurden (vgl. WINKLER 2009) und vermutlich auch nicht ausreichend Sediment zur Verfügung steht. Es scheint, dass mächtige Lateralmoränen derzeit v.a. noch von großen Gletschern wie beispielsweise dem Gepatschferner freigelegt werden.

Nach der Theorie von u.a. BALLANTYNE & BEN (1996) nimmt neben der Morphodynamik auch die Hangneigung im Rahmen der paraglazialen Anpassung im Laufe der Zeit ab. Auf den untersuchten Oberhängen dieser Arbeit konnten deutliche Abnahmen der Hangneigung von über 2° zwischen ca. 1950 und 2018 nur auf zwei der insgesamt 24 Untersuchungsflächen festgestellt werden (GPF1, HF1, vgl. Tabelle 11), während die Hangneigung auf sechs Untersuchungsflächen deutlich (über 2°) zunahm (AM1, APF3, HF2, KK1, LTF2, LTF3). Weitere drei Untersuchungsflächen weisen eine Abnahme um $1-2^\circ$ innerhalb des Zeitraums auf. Dabei ist fraglich, ob diese Abnahme und noch geringere Änderungen aufgrund der Unsicherheiten in den frühen Höhenmodellen signifikant sind. Des Weiteren änderten sich die definierten Erosionsbereiche zwischen den Zeiträumen teilweise. Insgesamt sind somit über alle Untersuchungsflächen betrachtet keine starken Abnahmen der Hangneigungen innerhalb von 60-70 Jahren feststellbar. Insbesondere erreichen die Abnahmen der Hangneigungen am Oberhang bei keiner Fläche dieser Arbeit die in BALLANTYNE & BENN (1996) beschriebenen 5° für gesamte Hangsegmente mit Ober- und Unterhang und entsprechen eher den in CURRY et al. (2006) berichteten Abnahmen von $1,5-2,5^\circ$ (Mediane) für die Runsentiefenlinien. Die Zunahme der Hangneigung auf einigen Oberhängen widerspricht allerdings einer stattfindenden Anpassung.

7.5.4 Höhenlage und Vegetationssukzession

Fragestellung 4 beinhaltet die Frage nach einem Zusammenhang zwischen der Höhenlage bzw. Vegetation und der Morphodynamik. So könnten mildere Temperaturen in tieferen Lagen zu einem rascheren Vegetationsaufwuchs führen und die lange Schneedeckendauer in hohen Lagen die Ausbildung linearer Erosionsformen verhindern (vgl. Kapitel 2.4.4).

Die in Kapitel 6.4.7 dargestellte Korrelation und Regression der Höhenlage mit der Erosion zeigt einen schwachen Einfluss, auch wenn die Höhe zusammen mit den Jahren seit Entgletscherung betrachtet wird, um Hänge gleichen Alters, die zudem die gleiche Höhenlage aufweisen, zu berücksichtigen (Pearson-Korrelationskoeffizient von 0,08). Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Jahre seit Entgletscherung noch schwächer mit der Erosion korrelieren als die Höhenlage (Begründungen s. 7.5.1). Auch zur Vorhersage der Erosion trägt die Höhenlage nur 6,5 % bei.

Nun kann bei Betrachtung eines individuellen Gletschervorfelds von einem deutlichen Einfluss der Höhenlage ausgegangen werden, da die stark aktiven Oberhänge der Moränen in den obersten Bereichen der Untersuchungsgebiete liegen. Auch bei der Analyse aller untersuchter Gletschervorfelder hinsichtlich deren Erosion je nach Höhenlage und Erosionsalter (Zeit seit Ent-

gletscherung) ist ein gewisser Zusammenhang erkennbar, denn die höchsten Erosionswerte finden sich im Bereich zwischen 2100 und 2600 m ü.d.M. und sind vor 80-120 Jahren entgletschert (s. Kapitel 6.4.4 und Abbildung 49). Darüber hinaus sind die Zusammenhänge jedoch weniger klar und v.a. nicht linear, denn nicht nur in niedrigen, sondern auch in großen Höhenlagen findet über alle Untersuchungsgebiete betrachtet weniger Erosion statt. Dies ist zum einen darauf zurückzuführen, dass die tiefsten Höhenlagen auch nahe an den LIA-Maximalständen liegen, wo die Zeit seit Entgletscherung lang und v.a. auch die Hangneigung niedrig ist (vgl. Kapitel 7.5.3), und in großen Höhen wiederum der vermutete Einfluss einer langen Schneedeckendauer zum Tragen kommen könnte, die eine stärkere lineare Erosion verhindert. Zum anderen kommt es bei gleichzeitiger Betrachtung aller Untersuchungsgebiete zu einer Überlagerung von den jeweils durch wenig Erosion gekennzeichneten, am tiefsten gelegenen Flächen der Untersuchungsgebieten mit den aktiveren, im jeweiligen Vorfeld höher gelegenen Moränenabschnitten, da die Untersuchungsgebiete unterschiedliche Höhenlagen aufweisen, sich die Höhen jedoch überlappen.

Der z.B. von SCHUMANN et al. (2016) angedeutete Unterschied bei der Vegetationssukzession je nach Höhenlage konnte anhand der Orthofotos der Untersuchungsgebiete teilweise nachvollzogen werden (vgl. Kapitel 6.4.4). So weisen einige Untersuchungsflächen mit nachlassender Morphodynamik in geringen Höhenlagen (bis ca. 2300 m ü.d.M.) einen stärkeren Vegetationsaufwuchs auf als hoch gelegene Untersuchungsflächen (ab ca. 2700 m ü.d.M.). Es kann somit angenommen werden, dass eine Interaktion von nachlassender Morphodynamik und dem Aufkommen von Pioniervegetation, wie in EICHEL et al. (2016) beschrieben, zu einer weiteren Stabilisierung der Hänge führt. Jedoch reicht die Stichprobe der Gletschervorfelder und Untersuchungsflächen nicht aus, um den Einfluss sicher abzuschätzen, da einige andere Faktoren, wie z.B. die Hangneigung, ebenfalls zu einer rascheren Stabilisierung auf manchen der nahe des Maximalstands gelegenen Lateralmoränen führen könnten. Durch die Exposition der Moränen bedingte Unterschiede in der Vegetationssukzession konnten nicht festgestellt werden. Hierfür ist jedoch auch die Anzahl der von Vegetationsaufwuchs betroffenen Moränen zu gering.

7.5.5 Hangunterschneidung durch Gerinne und Hang-Gerinne-Konnektivität

Der mögliche Einfluss der Hangunterschneidung der Lateralmoränen durch Gerinne ist Thema von Fragestellung 5.

In der Literatur wird berichtet, dass ein Anschneiden des Unterhangs zu einer Destabilisierung und Versteilung des Hanges führt (z.B. ALTMANN et al. 2020; HAAS 2008; NEUGIRG 2016). Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen jedoch, dass eine Erosion am Hangfuß z.B. durch den Gletscherbach nicht zwingend notwendig ist für den Erhalt hoher Erosionsraten und rückschreitender Erosion (z.B. APF3). Andererseits bedingt eine Hangunterschneidung durch das Gerinne auch nicht zwingenderweise eine hohe geomorphologische Aktivität und Hangversteilung (z.B.

LTF1, vgl. Kapitel 6.4.5). So ist zu vermuten, dass ein Anschneiden am Hangfuß zu einer anhaltend hohen Morphodynamik und rückschreitender Erosion beitragen und ggf. eine Stabilisierung verhindern kann, jedoch können offensichtlich auch andere Faktoren über lange Zeit hohe Erosionsraten bewirken. Ferner ist eine Stabilisierung, zumindest bis zu einem gewissen Grad, mit sehr geringen Erosionsraten wie auf LTF2 trotz Hangunterschneidung möglich.

Die Konnektivität zwischen den Hängen und Gerinnen scheint in Anbetracht der durch diese Arbeit generierten DoDs sehr unterschiedlich stark ausgeprägt zu sein und wird maßgeblich durch die Topographie der Gletschervorfelder gesteuert. So grenzen manche Hangfußbereiche der Lateralmoränen nicht an ein Gerinne an, sondern enden mit einem Rundhöcker oder anderen Festgesteinsbereichen (z.B. LTF3, HF2). In diesen Fällen ist eine Konnektivität kaum gegeben. Das von LANE et al. (2017) beschriebene Phänomen, dass sich insbesondere an den Unterhängen von zerrunsten Moränenabschnitten sehr grobes Material akkumuliert, das eine Konnektivität des Hanges mit dem Gerinne stört, konnte in den untersuchten Gletschervorfeldern nicht beobachtet werden.

7.5.6 Entfernung vom LIA-Maximalstand

Ein weiteres Ziel der Arbeit war es, wie in Fragestellung 6 formuliert, zu untersuchen, ob die Morphodynamik durch die Entfernung vom talwärtigen LIA-Maximalstand beschrieben werden kann.

Die statistischen Analysen in Kapitel 6.4.7 zeigen, dass ein moderater Zusammenhang zwischen der Entfernung vom LIA-Maximalstand und der Morphodynamik feststellbar ist (Pearson-Korrelationskoeffizient von 0,22) und dass dieser Zusammenhang stärker ist als die Abhängigkeit der Morphodynamik von der Zeit seit Entgletscherung. Mit 21,7 % hat der Faktor Entfernung vom LIA-Maximalstand auch einen bedeutenden Einfluss auf die Vorhersage der Erosion über die multiple Regressionsanalyse. Dieser verhältnismäßig starke Einfluss ist darauf zurückzuführen, dass in den untersuchten Gletschervorfeldern nahe des talwärtigen LIA-Maximalstands selten mittlere oder große Erosionsraten festgestellt wurden, sondern stark aktive Lateralmoränenabschnitte erst in einem gewissen Abstand zum LIA-Maximalstand auftreten, häufig vom Maximalstand aus betrachtet vor einer Talstufe. Die stärkere Korrelation mit der Erosion im Gegensatz zu den Jahren seit Entgletscherung ist darauf zurückzuführen, dass durch das Maß der Entfernung vom Maximalstand gewissermaßen komplette Hangabschnitte betrachtet werden bzw. das Talquerprofil in Abschnitte unterteilt wird. Die Oberhänge mit hohen Sedimentumlagerungen werden bei dieser Betrachtung somit nicht von den Unterhängen gesondert betrachtet, wie dies bei den Zeitpunkten der Entgletscherung der Fall ist. Den Oberhängen wird vielmehr gemeinsam mit den Unterhängen ein gemeinsamer Wert zugeordnet. Somit repräsentiert dieser Kennwert die Erosion wesentlich besser als die Jahre seit Entgletscherung.

Ein Grund dafür, warum stärkere Erosion meist erst auf Moränen in gewisser Entfernung vom Maximalstand auftritt, ist in den zunehmenden Hangneigungen der Lateralmoränen mit zunehmender Entfernung vom Maximalstand zu sehen, wie in Kapitel 7.5.3 beschrieben wurde. Somit steht die Entfernung vom Maximalstand gewissermaßen für die Hangneigung und zudem für die Zeit seit Entgletscherung und die Höhenlage.

Die Entfernung zum Maximalstand bzw. von der rezenten Gletscherzunge wurde in CARRIVICK et al. (2013) zur Beschreibung der unterschiedlichen Erosionsraten in einem Gletschervorfeld verwendet, darüber hinaus wurde dieser Faktor in der Literatur bislang wenig beachtet. Je nach Fragestellung könnte jedoch eine stärkere Beachtung des Faktors zielführend sein.

7.6 Einordnung der Erkenntnisse dieser Arbeit in das Modell der paraglazialen Anpassung

Die Mehrheit der Untersuchungsflächen, bei denen Erosionsraten bestimmt werden konnten, zeigt über die Zeit ab den 1950er Jahren bis in die 2010er Jahre eine Abnahme der Morphodynamik. Es gibt jedoch auch Hänge mit einer Zunahme oder einer weitgehenden Stagnation der Erosionsraten (vgl. Tabelle 14). Außerdem verbleiben die Erosionsraten bei einigen der Flächen trotz einer Abnahme auf hohem Niveau. Insofern kann insgesamt eine Tendenz hin zu einer Stabilisierung angenommen werden, jedoch über einen langen Zeitraum. Die Tatsache, dass zerrunste Oberhänge, die bereits seit 66 Jahren entgletschert sind (APF3), noch zunehmende Erosionsraten zeigen und jene, die seit 120 Jahren entgletschert sind, noch immer mittlere Jahreserosionswerte von ca. 7 cm aufweisen (LTF3), zeigt die zeitliche Dimension, die eine Stabilisierung auf den sehr steilen und hochaktiven Lateralmoränenabschnitten in Anspruch nehmen kann. Auch anhand der in Tabelle 14 vereinfacht dargestellten Entwicklung der Erosionsraten ist kein Zusammenhang mit den Jahren seit Entgletscherung zu erkennen. So haben sich z.B. auch die am kürzesten entgletscherten Flächen (59-66 Jahre) völlig unterschiedlich entwickelt. Neben der Vermessung von Runsen (s. Kapitel 7.4) zeigen somit auch die Erosionsraten, dass die von CURRY et al. (2006) postulierte Anpassung von zerrunsten Hängen nach einer Zeit von einigen Jahrzehnten in Frage gestellt werden muss.

Eine Tendenz hin zu Stabilisierung zeigen eher die von flachgründigen Runsen geprägten Lateralmoränenabschnitte (z.B. KK1, LTF1, WSF1). Für diese Hänge kann das Modell der paraglazialen Anpassung nachvollzogen werden, auch wenn nichts darauf hindeutet, dass dies auf die Erschöpfung von verfügbarem Sediment, wie im *exhaustion*-Modell dargestellt (BALLANTYNE 2002b), oder allgemeiner auf das Erreichen eines Gleichgewichts des Hanges zurückgeführt werden kann. Ein Zusammenhang mit einer bestimmten Zeit seit Entgletscherung kann aber auch hier nicht festgestellt werden.

Tabelle 14: Übersicht über die Entwicklung von Hangneigung und Erosionsraten, die heutige geomorphologische Aktivität (3. Zeitscheibe) sowie die Jahre seit Entgletscherung der Erosionsbereiche der Untersuchungsflächen (in Bezug auf 2020). Eine Veränderung der Hangneigung wird bei einer Änderung des Medians um mindestens 1° zwischen dem ersten und letzten verfügbaren DEM/Grid der Hangneigung angezeigt (rot Zunahme, orange Stagnation, grün Abnahme), eine Veränderung der Erosionsrate bei einer Änderung um 1,8 cm oder mehr im Vergleich des ersten und letzten Beobachtungszeitraums (Farben wie bei Hangneigung). Die Grenzen für die Kategorisierung der geomorphologischen Aktivität in Zeitscheibe 3 (heute) liegen bei 2 cm für mittlere bzw. 4 cm für hohe Aktivität (rotes ++ für hohe Aktivität, oranges + für mittlere und grüne 0 für geringe Aktivität).

	AM1	APF3	KK1	WSF2	HF2	GPF2	LTF2	GPF1	WEK2	WSF1	WEK3	APF1	RKF3	LTF1	LTF3	WEK1	RKF1	RKF2	HF1	HTF1
Hangneigung (°)	↑	↑	↑	↓	↑	→	↑	↓	→	↓	↓	→	↓	→	→	↓	→	→	↓	→
Erosionsrate (cm a ⁻¹)	→	↑	↓	↓	→	↓	↓	↓	↓	↓	↓	→	↓	↓	↓	↓	→	→	→	→
Aktivität heute	++	++	+	+	++	++	++	++	+	+	+	0	0	0	++	+	0	0	+	0
Jahre seit Entgletscherung	59	66	66	66	77	78	87	88	90	101	108	117	119	120	120	121	123	135	148	154

Die Feststellung in EICHEL et al. (2018), dass es im Rahmen der Stabilisierung von Lateralmoränen einen Übergang gibt von Hängen mit Runsen und starker Morphodynamik über Soliflukationsprozesse hin zu stabilisierten und stark bewachsenen Flächen, konnte in dieser Arbeit in der Form nicht nachvollzogen werden. So konnten keinerlei Anzeichen von Solifluktion gefunden werden und diese als Zwischenstadium hin zu einer Stabilisierung somit nicht verifiziert werden. Die Erkenntnis, dass sich Flächen an Hangfußbereichen am schnellsten stabilisieren, ist aufgrund der auch geringeren Neigung dort plausibel. So findet Erosion hauptsächlich am Oberhang statt und bei geringer Reichweite der Prozesse bleibt der Hangfuß beinahe unberührt von der Aktivität oder erfährt nur bei großen Ereignissen eine Prägung. So setzt auch Begrünung meist am Hangfuß an. Inwiefern es jedoch zielführend ist, den Fortschritt einer paraglazialen Anpassung am Zustand des Unterhangs festzumachen, sei dahingestellt, denn auch bei weitgehender Stabilisierung am Unterhang kann der Oberhang noch stark aktiv sein.

Die Ergebnisse dieser Arbeit haben gezeigt, dass die Resultate der Untersuchungen von CURRY et al. (2006), BALLANTYNE (2002b) und EICHEL et al. (2018) nicht allgemein bestätigt werden können, sondern dass sich verschiedene Gegenbeispiele zur angenommenen Stabilisierung der Hänge mit zunehmender Zeit seit Entgletscherung finden (z.B. HF1, LTF3, APF3). Dies könnte darauf zurückzuführen sein, dass die genannten Studien auf der Anwendung von *Space-for-time*-Substitution beruhen und dabei unterschiedliche Initialbedingungen der Hangentwicklung unbeachtet bleiben, obwohl diese mitunter gravierende Einflüsse auf die Morphodynamik haben können.

Wird die Methode der *Space-for-time*-Substitution auf die Untersuchungsflächen der Arbeit angewandt, so erhält man ähnliche Ergebnisse wie bei oben genannten Autoren (vgl. auch Kapitel 2.3.2.2), denn die Flächen, die näher am LIA-Maximalstand liegen, weisen in beinahe

allen untersuchten Gletschervorfeldern geringere Erosionsraten auf als die weiter entfernt liegenden. Die von CURRY et al. (2006) beschriebene Runsenentwicklung kann jedoch auch mit der *Space-for-time*-Substitution nicht nachvollzogen werden (vgl. Kapitel 7.4).

Space-for-time-Substitution findet außer in der Erforschung der Geomorphologie auch Anwendung in der Vegetationsökologie, wird jedoch auch dort kritisch bewertet. So schildern BURGA et al. (2010), dass die Zeit seit Entgletscherung nicht ausreichend ist, um kleinskalige Muster von Sukzession zu verstehen. Auch DAMGAARD (2019) stellt fest, dass die Anwendung von *Space-for-time*-Substitution zu fehlerhaften Schlussfolgerungen führen kann.

Mit der Analyse historischen Bildmaterials können Limitationen der *Space-for-time*-Substitution umgangen werden. Diese Methode ermöglicht die Quantifizierung der Morphodynamik über Jahrzehnte hinweg und erlaubt daher auch einen kritischen Vergleich von *Space-for-time*-Substitution mit der langfristigen Beobachtung der Gletschervorfelder. Hierbei zeigt sich, wie oben beschrieben, dass dieselben Lateralmoränenabschnitte sich bei langfristiger Beobachtung sehr unterschiedlich und teils widersprüchlich zur angenommenen Stabilisierung der Hänge mit zunehmender Zeit seit Entgletscherung entwickeln. Insofern muss die Gültigkeit des Modells der paraglazialen Anpassung für Lateralmoränen in Frage gestellt werden. Dieses Modell ist ursprünglich von CHURCH & RYDER (1972) für den fluvialen Sedimentaustrag aus Gletschervorfeldern entwickelt worden, wurde aber im Lauf der Zeit vielfach auch auf Lockersedimenthänge wie Moränen angewandt, z.B. in BALLANTYNE & BENN (1996) und CURRY ET AL. (2006). Wie sich in LANE et al. (2017) und auch auf den Untersuchungsflächen dieser Arbeit gezeigt hat, ist die Hang-Gerinne-Kopplung jedoch komplex, sodass nicht von einem direkten Einfluss des Abtrags auf einzelnen Hangsegmenten auf den fluvialen Austrag ausgegangen werden kann und das Modell von CHURCH & RYDER (1972) eher für gesamte Vorfelder oder größere Täler Gültigkeit erweist.

Um den Verlauf der Erosionsraten der Untersuchungsflächen dieser Arbeit mit dem Modell von CHURCH & RYDER (1972) zu vergleichen, wurde die Entwicklung der Erosionsraten für fünf Gruppen von Untersuchungsflächen skizziert (Abbildung 55). Dabei ist der Fokus auf den Verlauf der Erosionsraten und nicht auf die absoluten Werte gelegt. Die Gruppen sowie die zugehörigen Untersuchungsflächen und ihre jeweiligen Eigenschaften können Tabelle 15 entnommen werden. Ein Vergleich der zeitlichen Entwicklungen zeigt, dass das Modell von CHURCH & RYDER (1972) nur eine mögliche Variante der Entwicklung der Erosion während und nach der Entgletscherung auf Lateralmoränen darstellt.

Eine Erschöpfung des mobilisierbaren Lockermaterials nach dem *exhaustion*-Modell von BALLANTYNE (2002b) kann nicht nachvollzogen werden, denn auf keiner der stabilisierten Flächen kann Sedimenterschöpfung festgestellt werden. Auch die Modifikation des Modells durch CODY (2020) verändert nur die Dynamik während der Dauer der Entgletscherung, nicht aber die weitere Entwicklung nach vollständiger Gletscherschmelze.

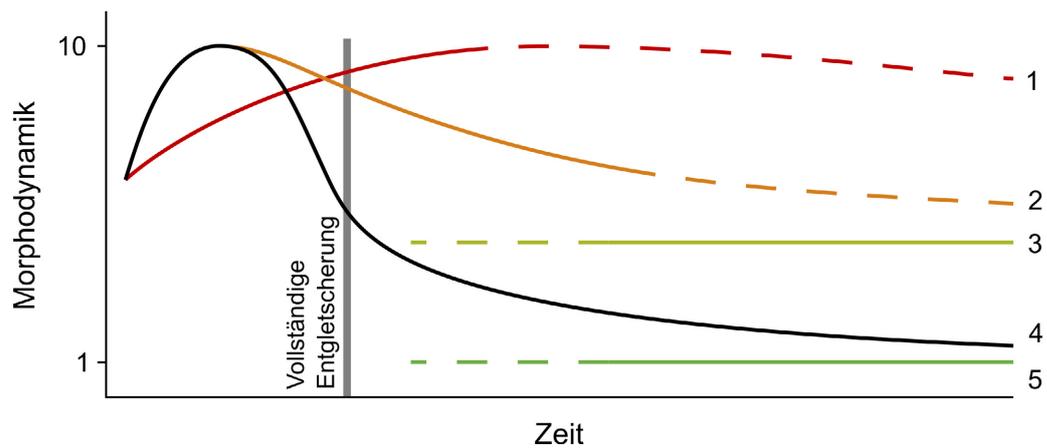


Abbildung 55: Vergleich der Entwicklung der Morphodynamik der Untersuchungsflächen dieser Arbeit mit der paraglazialen Anpassung nach CHURCH & RYDER (1972) (schwarze Kurve, Gruppe 4). Erklärung der Gruppen s. Tabelle 15. Skalen ohne Einheit.

Tabelle 15: Gruppen von Untersuchungsflächen kategorisiert nach ihren Eigenschaften der langfristigen Entwicklung der Morphodynamik

Gruppe	Untersuchungsflächen	Eigenschaft
1	APF3	Zunahme der Erosionsraten während der Gletscherschmelze sowie im Anschluss
2	GPF1, GPF2, LTF2, LTF3, WSF2	Höchste Erosionsraten bei und unmittelbar nach Gletscherschmelze, dann Abnahme, jedoch Verbleib auf hohem Niveau
3	AM1, HF1, HF2, HTF1	Stagnierende Erosionsrate für eine lange Zeit nach Entgletscherung
4	KK1, LTF1, RKF2, RKF3, WEK1, WEK2, WEK3, WSF1	Entwicklung entsprechend dem Modell von CHURCH & RYDER (1972); Deutliche Abnahme v.a. nach Entgletscherung bis hin zur Stabilisierung
5	APF1, RKF1	Kaum Erosion von einigen Jahrzehnten nach Entgletscherung bis heute

8 Ausblick

Im Rahmen dieser Arbeit wurden einige mögliche Einflussfaktoren auf die Morphodynamik untersucht. Dennoch bleibt unklar, warum beispielsweise manche Lateralmoränenabschnitte von starker Zerrung geprägt sind, während andere bei scheinbar gleichen Bedingungen sehr unterschiedlich reagieren (z.B. KK2 vs. KK3, s. Abbildung B 24 und Abbildung B 25). So ist der Ort des Auftretens von Runsen noch nicht verstanden (vgl. JÄGER & WINKLER 2012). Die nähere Analyse einiger weiterer Parameter könnten zur Klärung der offenen Fragen weitere Erkenntnisse liefern. Dazu zählen der Einfluss von Klimaänderungen über die Jahrzehnte, die Feuchtigkeitsverfügbarkeit auf den Lateralmoränen, die Substratzusammensetzung sowie die Topographie des Gletschervorfelds im Allgemeinen. Auf ausgewählte Aspekte und ihren möglichen Einfluss wird im Folgenden kurz eingegangen.

Weitere Untersuchungen zur Topographie der Gletschervorfelder könnten zu neuen Erkenntnissen bezüglich der räumlichen Verteilung geomorphologisch stark aktiver Flächen führen. So ist in einigen Untersuchungsgebieten dieser Arbeit die Position der geomorphologisch stark aktiven Lateralmoränenabschnitte auffällig: Ein Großteil dieser Moränenabschnitte liegt orographisch rechts oder links eines in der Mitte befindlichen Rundhöckers oder direkt unterhalb einer Talstufe (GPF1, GPF2, HF2, KK2, LTF2, LTF3, WEK3, WSF2). Ein Zusammenhang mit der sich dort gegebenenfalls stauenden Eismasse und dadurch bedingter erhöhter Eismächtigkeit, verstärkter glazialer Erosion und steileren Moränen könnte eine mögliche Ursache sein. Auch eine stärkere Durchfeuchtung im Umfeld des Festgesteins nach dem Abschmelzen des Gletschers wäre denkbar. Diese Aspekte zeigen, dass nicht Parameter wie die Zeit seit Entgletscherung alleine für die Morphodynamik entscheidend sind.

Neben der in CURRY (2000) erwähnten minimalen Mächtigkeit des für Runsenbildung notwendigen Sedimentkörpers und der Lagerung des Schutts könnte auch die Substratzusammensetzung für die Art der stattfindenden Prozesse eine Rolle spielen: So tritt starker Oberflächenabfluss v.a. bei undurchlässigem, meist feinem Substrat auf. Dies ist wahrscheinlich begünstigend für die Bildung von Runsen. Bei größerem Material wiederum bildet sich weniger Oberflächenabfluss und somit findet auch weniger Erosion statt (vgl. Kapitel 2.2.1). Somit könnten weitere Untersuchungen Aufschluss darüber geben, ob die Unterschiede zwischen der Morphodynamik bei ansonsten vergleichbaren Parametern möglicherweise auf das Substrat zurückzuführen sind.

Für eine eindeutige Prozessidentifikation auf den Lateralmoränen müsste auf den hochdynamischen Flächen das Untersuchungsdesign dahingehend angepasst werden, dass mehrmals jährlich Aufnahmen getätigt werden, wie dies in der Arbeit von DUSIK (2020) im Kaunertal (Österreich) durchgeführt wurde. Jedoch birgt dies wiederum die Gefahr, dass Prozesse aufgrund der geringen Umlagerungen nicht detektierbar sind und sich die Abtragsraten unter dem LoD befinden. Auch ist der Aufwand für eine größere Anzahl an Untersuchungsflächen beträchtlich.

Um eine gute Repräsentativität der ausgewählten Lateralmoränenabschnitte zu gewährleisten (vgl. CARRIVICK & HECKMANN 2017), besteht durch UAV-Aufnahmen mit einer Drohne die Möglichkeit, ohne allzu großen Mehraufwand größere Teile der Moränenzüge, in den nicht allzu großen Gletschervorfeldern auch Moränenzüge als Ganzes, aufzunehmen. Dies zeigte sich im Laufe der Arbeit beispielsweise am Waxeggkees, wo bei der Wiederholungsaufnahme 2018 zwei einzelne Untersuchungsflächen gleichzeitig aufgenommen wurden. Dort wäre mit einigen Stunden Mehraufwand und einer ausreichenden Verfügbarkeit von Drohnenakkus eine Aufnahme des ganzen Moränenzugs möglich gewesen. Auch z.B. am Hohenferner und Krimmler Kees wäre dies möglich. In der Prozessierung ist allerdings durch die erhöhte Datenmenge mit einer noch deutlich verlängerten Rechenzeit beim SfM-MVS-Prozess zu rechnen.

Neben der Aufnahme und Analyse größerer Lateralmoränenabschnitte wäre die Ausweitung auf eine noch größere Anzahl von Untersuchungsgebieten notwendig, um die Stichprobe von Flächen mit hoher und geringerer Dynamik zu vergrößern und so ausschlaggebende Faktoren weiter eingrenzen zu können. Die Masterarbeit von EPPLE (2019) liefert hierfür einen vielversprechenden Ansatz, der möglicherweise auf die Beantwortung der Fragestellungen dieser Arbeit angepasst werden könnte. Dort wurden auf Basis einer bestimmten morphometrischen Parameterkombination objektiv ähnliche proglaziale Gebiete in Österreich identifiziert. Ein solcher Ansatz könnte Gletschervorfelder nach bestimmten Eigenschaften klassifizieren, sodass repräsentative Gebiete für eine Untersuchung der Morphodynamik herangezogen werden könnten.

9 Fazit

Die eingesetzten Methoden der digitalen Photogrammetrie auf Basis von (teils historischen) Luftbildern und Drohnenaufnahmen ermöglichten sowohl die Analyse von geomorphologischen Prozessen und von Geomorphodynamik über lange Zeiträume als auch die hochgenaue Detektion sehr kleinskaliger Prozesse über einen kurzen Zeitraum. Die vorliegende Arbeit zeigt, dass die Reaktion der Lateralmoränen auf den Entzug der Stützwirkung des Gletschers sowie das Austauen von Toteis sehr unterschiedlich ist und stark vom Parameter der Hangneigung gesteuert wird. Die Analyse von DoDs auf Grundlage historischen Bildmaterials offenbarte, dass Toteis über Jahrzehnte hinweg in den Hängen existieren und die Morphodynamik beeinflussen kann.

Des Weiteren zeigte sich ein sehr differenziertes Bild der zeitlichen Entwicklung der Morphodynamik, weshalb die Theorie der paraglazialen Anpassung mit einer Abnahme der Erosion durch die Sedimentumlagerung vom Ober- auf den Unterhang nur auf manchen Moränenabschnitten nachvollzogen werden kann. So kommt es an bestimmten Hängen im Laufe der Zeit zwar zu einer Stabilisierung, jedoch dauert diese an den steilsten und geomorphologisch aktivsten Hängen der Untersuchungsgebiete weiter an und die Erosionsraten verbleiben auf einem hohen Niveau.

Die Analysen dieser Arbeit zeigen, dass es wichtig ist, Erosionsraten auf Lateralmoränen über eine längere Zeit zu untersuchen, um die zeitliche Entwicklung seit Entgletscherung und in unterschiedlicher Entfernung vom LIA-Maximalstand zu verstehen. Eine alleinige Analyse über *Space-for-time*-Substitution kann zu irrtümlichen Schlussfolgerungen führen, da neben der Zeit seit Entgletscherung und der Entfernung vom LIA-Maximalstand auch weitere Faktoren wie die Hangneigung oder über Jahrzehnte austauendes Toteis eine Rolle spielen. So führen u.a. primäre Neigungsdifferenzen zu unterschiedlichen Ausgangsbedingungen der Hangformung, sodass der aktuelle Entwicklungsstand der verschiedenen Lateralmoränenabschnitte nur begrenzt vergleichbar ist. Die vorliegende Arbeit zeigt, dass über die Verwendung von historischen Luftbildern – auch terrestrische, noch weiter zurückreichende Bilder könnten herangezogen werden – die *Space-for-time*-Substitution zumindest bis zu einem gewissen Grad ersetzbar ist und dadurch Fehler in der Interpretation vermieden werden können.

Im Zuge des gegenwärtigen Klimawandels kommt es weiter zu einem starken Abschmelzen der Gletscher (vgl. ZEKOLLARI et al. 2019). Damit werden auch in den nächsten Jahrzehnten noch große Areale freigelegt, die potenziell instabiles Lockermaterial enthalten können. Dieses wiederum könnte durch die in dieser Arbeit untersuchten geomorphologischen Prozesse umgelagert, aus den Gebieten ausgetragen werden und Auswirkungen z.B. für die Infrastruktur der Wasserkraftanlagen mit sich bringen (PRALONG et al. 2015). Auch das von Lockersedimentkörpern ausgehende Naturgefahrenpotenzial muss berücksichtigt werden. Hier ist auch an den regen Wandertourismus im Hochgebirge und neu auszuwählende Hüttenstandorte zu denken. Die Luftbildaufnahmen der 2000er Jahre zeigen jedoch auch, dass die Flächen, die die letzten

Fazit

Jahre von den Gletschern freigelegt worden sind, in vielen Gebieten keine so markant ausgebildeten Lateralmoränen mehr aufweisen, vermutlich aufgrund der Lage oberhalb der 1850er Gleichgewichtslinie, und dass vorwiegend Festgesteinsbereiche austauen. Eine Ausnahme stellen sehr große Gletscher wie der Gepatschferner dar, bei denen nach wie vor Moränenmaterial freigelegt wird, oder stark schuttbedeckte Gletscher wie die Vedr. d'Amola. Des Weiteren ist damit zu rechnen, dass die Gletscherabflüsse in Zukunft abnehmen (vgl. PATRO et al. 2018) und somit weniger Sediment aus den Gletschervorfeldern abtransportiert werden kann. Somit sollte es Gegenstand weiterer Untersuchungen sein, sowohl das Potenzial der Gletschervorfelder als Sedimentquellen als auch die zukünftig zu erwartende Transportkapazität der Gletscherbäche abzuschätzen.

Literaturverzeichnis

- ABER, J. S., MARZOLFF, I., RIES, J. B. & ABER, S. E. W. (2019): Small-Format Aerial Photography and UAS imagery. Principles, Techniques, and Geoscience Applications. Amsterdam, Oxford, Cambridge (MA): Elsevier.
- ABERMANN, J., FISCHER, A., LAMBRECHT, A. & GEIST, T. (2010): On the potential of very high-resolution repeat DEMs in glacial and periglacial environments. – In: *The Cryosphere* **4**, S. 53–65.
- ADLER, S., CHIMANI, B., DRECHSEL, S., HASLINGER, K., HIEBL, J., MEYER, V., RESCH, G., RUDOLF, J., VERGEINER, J., ZINGERLE, C., MARIGO, G., FISCHER, A. & SEISER, B. (2015): Das Klima von Tirol-Südtirol-Belluno. Hrsg.: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Abteilung Brand- und Zivilschutz (Autonome Provinz Bozen), Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto (ARPAV): Wien-Döbling, Bozen, Venedig.
- AHNERT, F. (2009): Einführung in die Geomorphologie. 4. Aufl. Stuttgart: Ulmer.
- ALEWELL, C., EGLI, M. & MEUSBURGER, K. (2015): An attempt to estimate tolerable soil erosion rates by matching soil formation with denudation in Alpine grasslands. – In: *Journal of Soils and Sediments* **15** (6), S. 1383–1399.
- ALTMANN, M., PIERMATTEI, L., HAAS, F., HECKMANN, T., FLEISCHER, F., ROM, J., BETZ-NUTZ, S., KNOFLACH, B., MÜLLER, S., RAMSKOGLER, K., PFEIFFER, M., HOFMEISTER, F., RESSL, C. & BECHT, M. (2020): Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria. – In: *Water* **12** (12), S. 3375.
- AMT FÜR GEOLOGIE UND BAUSTOFFPRÜFUNG, AUTONOME PROVINZ BOZEN (2011): Geologische Übersicht von Tirol auf Grundlage der geologischen Übersichtskarte von Brandner (1980) und den Kenntnissen des Amtes für Geologie und Baustoffprüfung.
- ANDERSON, S. W. (2019): Uncertainty in quantitative analyses of topographic change: error propagation and the role of thresholding. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **44** (5), S. 1015–1033.
- AUTONOME PROVINZ BOZEN-SÜDTIROL (2010): Waldtypisierung Südtirol. – In: *Waldgruppen, Naturräume, Glossar* **2**.
- BAHRENBERG, G., GIESE, E., MEVENKAMP, N. & NIPPER, J. (2017): Statistische Methoden in der Geographie. Band 1: Univariate und bivariate Statistik. Stuttgart: Borntraeger.
- BAKKER, M. & LANE, S. N. (2017): Archival photogrammetric analysis of river–floodplain systems using Structure from Motion (SfM) methods. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **42** (8), S. 1274–1286.

- BALLANTYNE, C. K. (2002a): Paraglacial geomorphology. – In: *Quaternary Science Reviews* **21** (18), S. 1935–2017.
- BALLANTYNE, C. K. (2002b): A general model of paraglacial landscape response. – In: *The Holocene* **12** (3), S. 371–376.
- BALLANTYNE, C. K. & BENN, D. I. (1994): Paraglacial Slope Adjustment and Resedimentation Following Recent Glacier Retreat, Fåbergstølsdalen, Norway. – In: *Arctic and Alpine Research* **26** (3), S. 255–269.
- BALLANTYNE, C. K. & BENN, D. I. (1996): Paraglacial slope adjustment during recent deglaciation and its implications for slope evolution in formerly glaciated environments. – In: ANDERSON, M. G. & BROOKS, S. M. (Hrsg.): *Advances in hillslope processes (Volume 2)*. Chichester: Wiley. S. 1173–1195.
- BECHT, M. (1995a): Untersuchungen zur aktuellen Reliefentwicklung in alpinen Einzugsgebieten. – In: *Münchener Geographische Abhandlungen A* **47**, S. 1–187.
- BECHT, M. (1995b): Slope Erosion Processes in the Alps. – In: SLAYMAKER, O. (Hrsg.): *Steep-land Geomorphology*. Chichester: Wiley. S. 45–61.
- BECHT, M. & RIEGER, D. (1997): Debris flows on alpine slope (eastern Alps). – In: *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **3** (1), S. 33–41.
- BENN, D. I. & EVANS, D. J. A. (1998): *Glaciers and Glaciation*. London: Edward Arnold.
- BENN, D. I. & EVANS, D. J. A. (2010): *Glaciers and Glaciation*. London: Hodder Education.
- BENNETT, M. R. & GLASSER, N. F. (2009): *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*. Chichester: Wiley.
- BESL, P. J. & MCKAY, N. D. (1992): A method for registration of 3-D shapes. – In: *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* **14** (2), S. 239–256.
- BETZ, S., CROCE, V. & BECHT, M. (2019): Investigating morphodynamics on Little Ice Age lateral moraines in the Italian Alps using archival aerial photogrammetry and airborne LiDAR data. – In: *Zeitschrift für Geomorphologie* **62** (3), S. 231–247.
- BLAIR, R. W. (1994): Moraine and Valley Wall Collapse due to Rapid Deglaciation in Mount Cook National Park, New Zealand. – In: *Mountain Research and Development* **14** (4), S. 347–358.
- BORTZ, J. (2005): *Statistik für Human- und Sozialwissenschaftler*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer.
- BOVIS, M. J. & JAKOB, M. (1999): The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **24** (11), S. 1039–1054.

- BRASINGTON, J., LANGHAM, J. & RUMSBY, B. (2003): Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. – In: *Geomorphology* **53** (3–4), S. 299–316.
- BURGA, C. A., KRÜSI, B., EGLI, M., WERNLI, M., ELSENER, S., ZIEFLE, M., FISCHER, T. & MAVRIS, C. (2010): Plant succession and soil development on the foreland of the Morteratsch glacier (Pontresina, Switzerland): Straight forward or chaotic? – In: *Flora - Morphology, Distribution, Functional Ecology of Plants* **205** (9), S. 561–576.
- BURNS, S. (2013): Processes, Transport, Deposition, and Landforms: Slides. – In: SHRODER, J., MARSTON, R. A. & STOFFEL, M. (Hrsg.): *Treatise on Geomorphology (Mountain and Hillslope Geomorphology)*. 7. Band. San Diego, CA: Academic Press. S. 152–157.
- CARRIVICK, J. L., GEILHAUSEN, M., WARBURTON, J., DICKSON, N. E., CARVER, S. J., EVANS, A. J. & BROWN, L. E. (2013): Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment. – In: *Geomorphology* **188**, S. 83–95.
- CARRIVICK, J. L. & HECKMANN, T. (2017): Short-term geomorphological evolution of proglacial systems. – In: *Geomorphology* **287**, S. 3–28.
- CARRIVICK, J. L., SMITH, M. W. & QUINCEY, D. J. (2016): *Structure from Motion in the Geosciences*. Chichester: Wiley.
- CARTON, A. & BARONI, C. (2017): The Adamello-Presanella and Brenta Massifs, Central Alps: Contrasting High-Mountain Landscapes and Landforms. – In: SOLDATI, M. & MARCHETTI, M. (Hrsg.): *Landscapes and Landforms of Italy*. Cham, Schweiz: Springer International Publishing.
- CEAGLIO, E., FREPPAZ, M., FILIPPA, G., FERRARIS, S., ZANINI, E. & SEGOR, V. (2012): A Characterization of Snow Gliding and Potential Predisposing Factors in a Full-Depth Slab Avalanche Release Area (Valle d’Aosta, NW Italian Alps). *International Snow Science Workshop*. Anchorage, Alaska. S. 561-568.
- CHIARLE, M., IANNOTTI, S., MORTARA, G. & DELINE, P. (2007): Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. – In: *Global and Planetary Change* **56** (1), S. 123–136.
- CHRISTA, E. (1931): Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. – In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **81**, S. 533–635.
- CHURCH, M. & RYDER, J. M. (1972): Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. – In: *Geological Society of America Bulletin* **83** (10), S. 3059–3072.
- CODY, E., ANDERSON, B. M., MCCOLL, S. T., FULLER, I. C. & PURDIE, H. L. (2020): Paraglacial adjustment of sediment slopes during and immediately after glacial debuttressing. – In: *Geomorphology* **371**, S. 107411.

- COHEN, J. (1988): *Statistical Power Analysis for the Behavioral Sciences*. New York: Lawrence Erlbaum Associates.
- CONRAD, O., BECHTEL, B., BOCK, M., DIETRICH, H., FISCHER, E., GERLITZ, L., WEHBERG, J., WICHMANN, V. & BÖHNER, J. (2015): System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. – In: *Geoscientific Model Development* **8** (7), S. 1991–2007.
- COSSART, E. & FORT, M. (2008): Sediment release and storage in early deglaciated areas: Towards an application of the exhaustion model from the case of Massif des Écrins (French Alps) since the Little Ice Age. – In: *Norwegian Journal of Geography* **62** (2), S. 115–131.
- CURRY, A. M. (1999): Paraglacial modification of slope form. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **24** (13), S. 1213–1228.
- CURRY, A. M. (2000): Observations on the distribution of paraglacial reworking of glacial drift in western Norway. – In: *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography* **54** (4), S. 139–147.
- CURRY, A. M., CLEASBY, V. & ZUKOWSKYJ, P. (2006): Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-‘Little Ice Age’ glacier recession in the central Swiss Alps. – In: *Journal of Quaternary Science* **21** (3), S. 211–225.
- CURRY, A. M., SANDS, T. B. & PORTER, P. R. (2009): Geotechnical controls on a steep lateral moraine undergoing paraglacial slope adjustment. – In: *Geological Society, London, Special Publications* **320** (1), S. 181–197.
- DALL’ASTA, E. & RONCELLA, R. (2014): A comparison of semiglobal and local dense matching algorithms for surface reconstruction. – In: *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **XL-5**, S. 187–194.
- DAMGAARD, C. (2019): A Critique of the Space-for-Time Substitution Practice in Community Ecology. – In: *Trends in Ecology & Evolution* **34** (5), S. 416–421.
- DAMM, B. & FELDERER, A. (2008): Identifikation und Abschätzung von Murprozessen als Folge von Gletscherrückgang und Permafrostdegradation im Naturpark Riesener-Ahrn (Südtirol). – In: *Abhandlungen der geologischen Bundesanstalt* **62**, S. 29–32.
- DE LANGE, N. & NIPPER, J. (2018): *Quantitative Methodik in der Geographie*. 1. Aufl. Paderborn: Schöningh.
- DIKAU, R., EIBISCH, K., EICHEL, J., MEßENZEHL, K. & SCHLUMMER-HELD, M. (2019): *Geomorphologie*. Berlin: Springer Spektrum.
- DRAEBING, D. & EICHEL, J. (2018): Divergence, convergence, and path dependency of paraglacial adjustment of alpine lateral moraine slopes. – In: *Land Degradation & Development* **29** (6), S. 1979–1990.

- DUPUY, C., DOSTAL, J. & FRATTA, M. (1982): Geochemistry of the Adamello massif (northern Italy). – In: *Contributions to Mineralogy and Petrology* **80** (1), S. 41–48.
- DUSIK, J.-M. (2020): Die aktuelle Geomorphodynamik auf proglazialen Moränen im Hinteren Kaunertal: hochaufgelöste Messung und Modellierung der Prozessdynamik hinsichtlich ihrer lokalen und temporalen Variabilität. Dissertation, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt.
- DUSIK, J.-M., NEUGIRG, F. & HAAS, F. (2019): Slope wash, gully erosion and debris flows on lateral moraines in the Upper Kaunertal, Austria. – In: HECKMANN, T. & MORCHE, D. (Hrsg.): *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciaded Alpine Landscapes (Geography of the Physical Environment)*. Cham: Springer International Publishing. S. 177–196.
- EICHEL, J., CORENBLIT, D. & DIKAU, R. (2016): Conditions for feedbacks between geomorphic and vegetation dynamics on lateral moraine slopes: a biogeomorphic feedback window. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **41** (3), S. 406–419.
- EICHEL, J., DRAEBING, D., KLINGBEIL, L., WIELAND, M., ELING, C., SCHMIDTLEIN, S., KUHLMANN, H. & DIKAU, R. (2017): Solifluction meets vegetation: the role of biogeomorphic feedbacks for turf-banked solifluction lobe development. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **42** (11), S. 1623–1635.
- EICHEL, J., DRAEBING, D. & MEYER, N. (2018): From active to stable: Paraglacial transition of Alpine lateral moraine slopes. – In: *Land Degradation & Development* **29** (11), S. 4158–4172.
- EICHEL, J., KRAUTBLATTER, M., SCHMIDTLEIN, S. & DIKAU, R. (2013): Biogeomorphic interactions in the Turtmann glacier forefield, Switzerland. – In: *Geomorphology* **201**, S. 98–110.
- ELLENBERG, H. & LEUSCHNER, C. (2010): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht*. 6. Aufl. Stuttgart: Ulmer (UTB).
- ELTNER, A., BAUMGART, P., MAAS, H.-G. & FAUST, D. (2015): Multi-temporal UAV data for automatic measurement of rill and interrill erosion on loess soil. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **40** (6), S. 741–755.
- ELTNER, A., KAISER, A., CASTILLO, C., ROCK, G., NEUGIRG, F. & ABELLÁN, A. (2016): Image-based surface reconstruction in geomorphometry - merits, limits and developments. – In: *Earth Surface Dynamics* **4** (2), S. 359–389.
- EMMER, A., KLIMEŠ, J., HÖLBLING, D., ABAD, L., DRAEBING, D., SKALÁK, P., ŠTĚPÁNEK, P. & ZAHRADNÍČEK, P. (2020): Distinct types of landslides in moraines associated with the post-LIA glacier thinning: Observations from the Kinzl Glacier, Huascarán, Peru. – In: *Science of The Total Environment* **739**, S. 139997.

- EPPLE, L. (2019): Digitale geomorphometrische Klassifizierung der zwischen 1850 und 2006 eisfrei gewordenen Gebiete in Österreich. Masterarbeit, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt.
- ERSCHBAMER, B. (2013): Kapitel 8: Mikroklima und Biotemperaturen auf der 1971er Moräne des Rotmoosferner-Gletschervorfeldes (Obergurgl, Ötztal). – In: Publikationen Alpine Forschungsstelle Obergurgl **3**, S. 187–203.
- EYLES, N. (1983): The glaciated valley landsystem. – In: EYLES, N. (Hrsg.): *Glacial Geology*. Oxford: Pergamon.
- FIEBIGER, G. (1999): Geomorphologische Prozesse in Wildbacheinzugsgebieten im Überblick. – In: *Relief Boden Paläoklima* **14**, S. 67–75.
- FINSTERWALDER, S. (1890): Die Gletscherausbrüche des Martell-Thales. – In: *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins* **21**, S. 21–34.
- FONSTAD, M. A., DIETRICH, J. T., COURVILLE, B. C., JENSEN, J. L. & CARBONNEAU, P. E. (2013): Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **38** (4), S. 421–430.
- GEITNER, C., MAYR, A., RUTZINGER, M., LÖBMANN, M. T., TONIN, R., ZERBE, S., WELLSTEIN, C., MARKART, G. & KOHL, B. (2021): Shallow erosion on grassland slopes in the European Alps – Geomorphological classification, spatio-temporal analysis, and understanding snow and vegetation impacts. – In: *Geomorphology* **373**, S. 107446.
- Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J. & Stoffel, M. (2014): 21st century climate change in the European Alps – A review. – In: *Science of the Total Environment* **493**, S. 1138–1151.
- GROß, G. (2018): Die Geschichte der Gletscherbeobachtung und -messung in den Österreichischen Alpen. – In: FISCHER, A., PATZELT, G., ACHRÄINER, M., GROß, G., LIEB, G. K., KELLERER-PIRKLBAUER, A. & BENDLER, G.: *Gletscher im Wandel: 125 Jahre Gletschermessdienst des Alpenvereins*. Berlin: Springer Spektrum.
- HAAS, F. (2008): Fluviale Hangprozesse in Alpinen Einzugsgebieten der Nördlichen Kalkalpen - Quantifizierung und Modellierungsansätze. Dissertation, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt.
- HAAS, F., HECKMANN, T., HILGER, L. & BECHT, M. (2012): Quantification and modelling of debris flows in the proglacial area of the Gepatschferner, Austria, using ground-based LiDAR. – In: *IAHS Publ.* **356**, S. 293–302.
- HAEBERLI, W., HUGGEL, C., PAUL, F. & ZEMP, M. (2013): Glacial Response to Climate Change. – In: SHRODER, J., JAMES, L. A., HARDEN, C. P. & CLAGUE, J. J. (Hrsg.): *Treatise on Geomorphology (Geomorphology of Human Disturbances, Climate Change, and Natural Hazards)*. 13. Band. San Diego: Academic Press. S. 152–175.

- HAEBERLI, W., OERLEMANS, J., ZEMP, M. & PRESS, O. U. (2019): The future of alpine glaciers and beyond. – In: Oxford Research Encyclopedias. New York: Oxford University Press, online.
- HAEBERLI, W., SCHAUB, Y. & HUGGEL, C. (2017): Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. – In: *Geomorphology* **293**, S. 405–417.
- HAEBERLI, W., WEGMANN, M. & MÜHLL, D. (1997): Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. – In: *Eclogae Geologicae Helvetiae* **90**, S. 407–414.
- HAGG, W. (2015): Gletscherbewegung und Landschaftsformung. – In: LOZÁN, J. L., GRASSL, H., KASANG, D., NOTZ, D. & ESCHER-VETTER, H. (Hrsg.): Warnsignal Klima: Das Eis der Erde. Hamburg: Wissenschaftliche Auswertungen. S. 112–118.
- HAGG, W. & BECHT, M. (2000): Einflüsse von Niederschlag und Substrat auf die Auslösung von Hangmuren in Beispielgebieten der Ostalpen. – In: BECHT, M. & SCHMIDT, K.-H. (Hrsg.): Angewandte und vernetzte geomorphologische Prozeßforschung (*Zeitschrift für Geomorphologie - Supplementbände*). 123. Band. Berlin: Bornträger. S. 79–92.
- HAMBREY, M. J. (1994): *Glacial Environments*. Vancouver: UBC Press.
- HAMMER, W. (1929): Der granitische Kern der Stubaier Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztaler Alpen. – In: *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt* **79**, S. 87–128.
- HECKMANN, T., HAAS, F., MORCHE, D., SCHMIDT, K.-H., ROHN, J., MOSER, M., LEOPOLD, M., KUHN, M., BRIESE, C., PFEIFER, N. & BECHT, M. (2012): Investigating an Alpine proglacial sediment budget using field measurements, airborne and terrestrial LiDAR data. – In: *IAHS Publ.* **356**, S. 438–447.
- HECKMANN, T., MCCOLL, S. & MORCHE, D. (2016): Retreating ice: research in pro-glacial areas matters. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **41** (2), S. 271–276.
- HECKMANN, T. & VERICAT, D. (2018): Computing spatially distributed sediment delivery ratios: inferring functional sediment connectivity from repeat high-resolution digital elevation models. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **43**, S. 1547–1554.
- HEUNECKE, O., LINKWITZ, K. & SCHWARZ, W. (2008): Geodätische Überwachung von Geotechnischen Bauwerken. – In: WITT, K. J. (Hrsg.): *Grundbau-Taschenbuch (Teil 1: Geotechnische Grundlagen)*. Berlin: Ernst & Sohn. S. 559–652.
- HILGER, L. (2017): Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic data: A sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps. Dissertation, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt.

- HIRTLEITER, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. – In: Münchener Geographische Abhandlungen **B 15**, S. 1–137.
- HUGGEL, C., CLAGUE, J. J. & KORUP, O. (2012): Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? – In: Earth Surface Processes and Landforms **37** (1), S. 77–91.
- JÄGER, D. & WINKLER, S. (2012): Paraglacial processes on the glacier foreland of Vernagtferner (Ötztal Alps, Austria). – In: Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues **56** (4), S. 95–113.
- JAMES, M. R., ANTONIAZZA, G., ROBSON, S. & LANE, S. N. (2020): Mitigating systematic error in topographic models for geomorphic change detection: accuracy, precision and considerations beyond off-nadir imagery. – In: Earth Surface Processes and Landforms **45** (10).
- JAMES, M. R., CHANDLER, J. H., ELTNER, A., FRASER, C., MILLER, P. E., MILLS, J. P., NOBLE, T., ROBSON, S. & LANE, S. N. (2019): Guidelines on the use of structure-from-motion photogrammetry in geomorphic research. – In: Earth Surface Processes and Landforms **44** (10), S. 2081–2084.
- JAMES, M. R., ROBSON, S. & SMITH, M. W. (2017): 3-D uncertainty-based topographic change detection with structure-from-motion photogrammetry: precision maps for ground control and directly georeferenced surveys. – In: Earth Surface Processes and Landforms **42** (12), S. 1769–1788.
- KÄÄB, A. & VOLLMER, M. (2000): Surface Geometry, Thickness Changes and Flow Fields on Creeping Mountain Permafrost: Automatic Extraction by Digital Image Analysis. – In: Permafrost and Periglacial Processes **11** (4), S. 315–326.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1964): Exkursion I/1: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. – In: Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien **57** (1), S. 1–15.
- KILIAN, W., MÜLLER, F. & STARLINGER, F. (1994): Die forstlichen Wuchsgebiete Österreichs. Eine Naturraumgliederung nach waldökologischen Gesichtspunkten. Wien: Forstliche Bundesversuchsanstalt, Waldforschungszentrum, FBVA-Berichte, FDK:182.3:188:(436).
- KLAAR, M. J., KIDD, C., MALONE, E., BARTLETT, R., PINAY, G., CHAPIN, F. S. & MILNER, A. (2015): Vegetation succession in deglaciated landscapes: implications for sediment and landscape stability. – In: Earth Surface Processes and Landforms **40** (8), S. 1088–1100.
- KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztalkristallin auf Blatt 147 Axams. – In: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt **156** (1–4), S. 270–273.

- LAATSCH, W. (1974): Hangabtrag durch Schnee in den oberbayerischen Alpen und seine Begünstigung durch unpflegliche Almwirtschaft und Wildverbiß. – In: Forstwissenschaftliches Centralblatt **93** (1), S. 23–34.
- LAMMERER, B. (1975): Geologische Wanderungen in den westlichen Zillertaler Alpen. – In: DEUTSCHER UND ÖSTERREICHISCHER ALPENVEREIN (Hrsg.): Alpenvereinsjahrbuch. 100. Band. München, Innsbruck. S. 13–25.
- LANDER, J. P. (2017): R for everyone: advanced analytics and graphics. Boston: Addison-Wesley.
- LANE, S. N., BAKKER, M., GABBUD, C., MICHELETTI, N. & SAUGY, J.-N. (2017): Sediment export, transient landscape response and catchment-scale connectivity following rapid climate warming and Alpine glacier recession. – In: *Geomorphology* **277**, S. 210–227.
- LANE, S. N., WESTAWAY, R. M. & HICKS, D. M. (2003): Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **28** (3), S. 249–271.
- LARCHER, W., KAINMÜLLER, C. & WAGNER, J. (2010): Survival types of high mountain plants under extreme temperatures. – In: *Flora - Morphology, Distribution, Functional Ecology of Plants* **205** (1), S. 3–18.
- LEITINGER, G., MEUSBURGER, K., RÜDISSER, J., TASSER, E., WALDE, J. & HÖLLER, P. (2018): Spatial evaluation of snow gliding in the Alps. – In: *CATENA* **165**, S. 567–575.
- LEYER, I. & WESCHE, K. (2007): *Multivariate Statistik in der Ökologie: Eine Einführung*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag.
- LINDER, W. (2016): *Digital Photogrammetry: A Practical Course*. 4. Aufl. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- LOUIS, H. (1975): Abtragungshohlformen mit konvergierend-linearem Abflußsystem. Zur Theorie des fluvialen Abtragungsreliefs. – In: *Münchener Geographische Abhandlungen* **17**.
- LUKAS, S. (2011): Ice-Cored Moraines. – In: SINGH, V. P., SINGH, P. & HARITASHYA, U. K. (Hrsg.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Dordrecht: Springer Netherlands. S. 616–619.
- LUKAS, S., GRAF, A., CORAY, S. & SCHLÜCHTER, C. (2012): Genesis, stability and preservation potential of large lateral moraines of Alpine valley glaciers – towards a unifying theory based on Findelengletscher, Switzerland. – In: *Quaternary Science Reviews* **38**, S. 27–48.
- MAIR, V., NOCKER, C. & TROPPER, P. (2007): Das Ortler-Campo Kristallin in Südtirol. – In: *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* **153**, S. 219–240.

- MARTY, C. & MEISTER, R. (2012): Long-term snow and weather observations at Weissfluhjoch and its relation to other high-altitude observatories in the Alps. – In: *Theoretical and Applied Climatology* **110** (4), S. 573–583.
- MAYR, A., RUTZINGER, M. & GEITNER, C. (2018): Multitemporal Analysis of Objects in 3D Point Clouds for Landslide Monitoring. – In: *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **XLII-2**, S. 691–697.
- MESCHÉDE, M. (2018): *Geologie Deutschlands: Ein prozessorientierter Ansatz*. 2. Aufl. Berlin: Springer Spektrum.
- MEUSBURGER, K., LEITINGER, G., MABIT, L., MUELLER, M. H., WALTER, A. & ALEWELL, C. (2014): Soil erosion by snow gliding – a first quantification attempt in a subalpine area in Switzerland. – In: *Hydrology and Earth System Sciences* **18** (9), S. 3763–3775.
- MICHELETTI, N., CHANDLER, J. H. & LANE, S. N. (2014): Investigating the geomorphological potential of freely available and accessible structure-from-motion photogrammetry using a smartphone. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **40** (4), S. 473–486.
- MICHELETTI, N., LAMBIEL, C. & LANE, S. N. (2015a): Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting. – In: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **120** (10), S. 2155–2175.
- MICHELETTI, N., LANE, S. N. & CHANDLER, J. H. (2015b): Application of archival aerial photogrammetry to quantify climate forcing of alpine landscapes. – In: *The Photogrammetric Record* **30** (150), S. 143–165.
- MIDGLEY, N. G. & TONKIN, T. N. (2017): Reconstruction of former glacier surface topography from archive oblique aerial images. – In: *Geomorphology* **282**, S. 18–26.
- MÖLG, N. & BOLCH, T. (2017): Structure-from-Motion Using Historical Aerial Images to Analyse Changes in Glacier Surface Elevation. – In: *Remote Sensing* **9** (10), S. 1–17.
- MORTARA, G. & CHIARLE, M. (2005): Instability of recent moraines in the Italian Alps. Effects of natural processes and human intervention having environmental and hazard implications. – In: *Giornale di Geologia Applicata* **1**, S. 139–146.
- NEUGIRG, F. (2016): *Quantifizierung, Analyse und Modellierung von Erosionsprozessen auf Steilhängen in unterschiedlichen Klimaten durch hochaufgelöste Geländemodelle*. Dissertation, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt.
- NEUGIRG, F., KAISER, A., HUBER, A., HECKMANN, T., SCHINDEWOLF, M., SCHMIDT, J., BECHT, M. & HAAS, F. (2016a): Using terrestrial LiDAR data to analyse morphodynamics on steep unvegetated slopes driven by different geomorphic processes. – In: *CATENA* **142**, S. 269–280.
- NEUGIRG, F., STARK, M., KAISER, A., VLACILOVA, M., DELLA SETA, M., VERGARI, F., SCHMIDT, J., BECHT, M. & HAAS, F. (2016b): Erosion processes in calanchi in the Upper

- Orcia Valley, Southern Tuscany, Italy based on multitemporal high-resolution terrestrial LiDAR and UAV surveys. – In: *Geomorphology* **269**, S. 8–22.
- ORWIN, J. F. & SMART, C. C. (2004): The evidence for paraglacial sedimentation and its temporal scale in the deglaciating basin of Small River Glacier, Canada. – In: *Geomorphology* **58** (1), S. 175–202.
- PALZER, M. (2016): Bericht 2014 über kristallingeologische Aufnahmen im Bereich Franz-Senn-Hütte and Bassler Joch auf Blatt 147 Axams. – In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **156** (1–4), S. 273–278.
- PATRO, E. R., DE MICHELE, C. & AVANZI, F. (2018): Future perspectives of run-of-the-river hydropower and the impact of glaciers' shrinkage: The case of Italian Alps. – In: *Applied Energy* **231**, S. 699–713.
- PATZELT, G. (1999): Werden und Vergehen der Gletscher und die nacheiszeitliche Klimaentwicklung in den Alpen. – In: *Nova Acta Leopoldina* **81** (314), S. 231–246.
- PINDUR, P. & LUZIAN, R. (2007): Der „Obere Zemmgrund“ - Ein geographischer Einblick. – In: *BFW-Berichte* **141**, S. 23–35.
- PLATZ, E. & ROTHPLETZ, A. (1903): *Alpine Majestäten und ihr Gefolge. Die Gebirgswelt der Erde in Bildern. Band 3.* München: Vereinigte Kunstanstalten A.G. München; Faksimile Reprint in *Fines Mundi* 2019.
- PRALONG, M. R., TUROWSKI, J. M., RICKENMANN, D. & ZAPPA, M. (2015): Climate change impacts on bedload transport in alpine drainage basins with hydropower exploitation. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **40** (12), S. 1587–1599.
- RAVANEL, L., DUVILLARD, P.-A., JABOYEDOFF, M. & LAMBIEL, C. (2018): Recent evolution of an ice-cored moraine at the Gentianes Pass, Valais Alps, Switzerland. – In: *Land Degradation & Development* **29** (10), S. 3693–3708.
- REMONDINO, F., SPERA, M. G., NOCERINO, E., MENNA, F. & NEX, F. (2014): State of the art in high density image matching. – In: *The Photogrammetric Record* **29** (146), S. 144–166.
- RICHTER, G. (1965): Bodenerosion: Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. – In: *Forschungen zur deutschen Landeskunde, Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung* **152**, S. 1–592.
- RIQUELME, A., DEL SOLDATO, M., TOMÁS, R., CANO, M., JORDA, L. & MORETTI, S. (2019): Digital landform reconstruction using old and recent open access digital aerial photos. – In: *Geomorphology* **329**, S. 206–223.
- ROLSTAD, C., HAUG, T. & DENBY, B. (2009): Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on geostatistical analysis: application to the western Svartisen ice cap, Norway. – In: *Journal of Glaciology* **55** (192), S. 666–680.

- RSTUDIO TEAM (2019): RStudio: Integrated Development for R. Boston, MA: RStudio, Inc.
- SAILER, R., BOLLMANN, E., HOINKES, S., RIEG, L., SPROß, M. & STÖTTER, J. (2012): Quantification of Geomorphodynamics in Glaciated and Recently Deglaciated Terrain Based on Airborne Laser Scanning Data. – In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **94** (1), S. 17–32.
- SCAIONI, M., CRIPPA, J., CORTI, M., BARAZZETTI, L., FUGAZZA, D., AZZONI, R., CERNUSCHI, M. & DIOLAIUTI, G. A. (2018): Technical Aspects Related to the Application of SFM Photogrammetry in High Mountain. – In: *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **422**, S. 1029–1036.
- SCHAUER, T. (1975): Die Blaikenbildung in den Alpen. – In: *Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft* **1**, S. 1–29.
- SCHIEFER, E. & GILBERT, R. (2007): Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. – In: *Geomorphology* **88** (1), S. 167–178.
- SCHOMACKER, A. (2008): What controls dead-ice melting under different climate conditions? A discussion. – In: *Earth-Science Reviews* **90** (3), S. 103–113.
- SCHUMANN, K., GEWOLF, S. & TACKENBERG, O. (2016): Factors affecting primary succession of glacier foreland vegetation in the European Alps. – In: *Alpine Botany* **126** (2), S. 105–117.
- SLAYMAKER, O. (2011): Criteria to Distinguish Between Periglacial, Proglacial and Paraglacial Environments. – In: *Quaestiones Geographicae* **30** (1), S. 85–94.
- SMITH, M. W., CARRIVICK, J. L. & QUINCEY, D. J. (2016): Structure from motion photogrammetry in physical geography. – In: *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* **40** (2), S. 247–275.
- SMITH, M. W. & VERICAT, D. (2015): From experimental plots to experimental landscapes: topography, erosion and deposition in sub-humid badlands from Structure-from-Motion photogrammetry. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **40** (12), S. 1656–1671.
- SNAVELY, N., SEITZ, S. M. & SZELISKI, R. (2008): Modeling the World from Internet Photo Collections. – In: *International Journal of Computer Vision* **80** (2), S. 189–210.
- STARK, M., NEUGIRG, F., KAISER, A., SETA, M. D., SCHMIDT, J., BECHT, M. & HAAS, F. (2020): Calanchi badlands reconstructions and long-term change detection analysis from historical aerial and UAS image processing. – In: *Journal of Geomorphology* **Publ. online**, S. 1–24.
- STINY, J. (1910): *Die Muren. Versuch einer Monographie mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in den Tiroler Alpen*. Innsbruck: Verlag der Wagnerschen Universitätsbuchhandlung.

- STOFFEL, M. & HUGGEL, C. (2012): Effects of climate change on mass movements in mountain environments. – In: *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* **36** (3), S. 421–439.
- STÖTTER, H. (1992): Erfassung und Bewertung des Gefährdungspotentials des Langtauferer Tales/Südtirol, ein methodischer Ansatz. – In: ZIMPEL, H.-G. (Hrsg.): *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München*. 77. Band. München. S. 13–30.
- STRASSER, U., MARKE, T., BRAUN, L., ESCHER-VETTER, H., JUEN, I., KUHN, M., MAUSSION, F., MAYER, C., NICHOLSON, L., NIEDERTSCHEIDER, K., SAILER, R., STÖTTER, J., WEBER, M. & KASER, G. (2018): The Rofental: a high Alpine research basin (1890–3770 m a.s.l.) in the Ötztal Alps (Austria) with over 150 years of hydrometeorological and glaciological observations. – In: *Earth System Science Data* **10** (1), S. 151–171.
- THIEL, M. (2013): Quantifizierung der Konnektivität von Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen. Dissertation, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt.
- TONKIN, T. N., MIDGLEY, N. G., COOK, S. J. & GRAHAM, D. J. (2016): Ice-cored moraine degradation mapped and quantified using an unmanned aerial vehicle: A case study from a polythermal glacier in Svalbard. – In: *Geomorphology* **258**, S. 1–10.
- ULLMAN, S. (1979): *The interpretation of visual motion*. Oxford, England: Massachusetts Inst of Technology Pr.
- VEHLING, L. (2016): Gravitative Massenbewegungen an alpinen Felshängen: Quantitative Bedeutung in der Sedimentkaskade proglazialer Geosysteme (Kaunertal, Tirol). Dissertation, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg.
- VEIT, H. (2002): *Die Alpen - Geoökologie und Landschaftsentwicklung*. Stuttgart: Ulmer.
- VIGLIETTI, D., MAGGIONI, M., BRUNO, E., ZANINI, E. & FREPPAZ, M. (2013): Snow gliding and loading under two different forest stands: a case study in the north-western Italian Alps. – In: *Journal of Forestry Research* **24** (4), S. 633–642.
- WESTOBY, M. J., BRASINGTON, J., GLASSER, N. F., HAMBREY, M. J. & REYNOLDS, J. M. (2012): ‘Structure-from-Motion’ photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. – In: *Geomorphology* **179**, S. 300–314.
- WETZEL, K.-F. (1992): Abtragsprozesse an Hängen und Feststoffführung der Gewässer. Dargestellt am Beispiel der pleistozänen Lockergesteine des Lainbachgebietes (Benediktbeuern/Obb.). – In: *Münchener Geographische Abhandlungen* **B 17**, S. 1–176.
- WHEATON, J. M., BRASINGTON, J., DARBY, S. E. & SEAR, D. A. (2010): Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **35** (2), S. 136–156.
- WINKLER, S. (2009): *Gletscher und ihre Landschaften. Eine illustrierte Einführung*. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft.

- ZEISKE, K. (2000): Vermessen leicht gemacht. Heerbrugg: Leica Geosystems AG.
- ZEKKOS, D., GREENWOOD, W., LYNCH, J., MANOUSAKIS, J., ATHANASOPOULOS-ZEKKOS, A., CLARK, M., COOK, K. & SAROGLU, C. (2018): Lessons Learned from the Application of UAV-Enabled Structure-From-Motion Photogrammetry in Geotechnical Engineering. – In: *International Journal of Geoengineering Case Histories* **4** (4), S. 254–274.
- ZEKOLLARI, H., HUSS, M. & FARINOTTI, D. (2019): Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. – In: *The Cryosphere* **13** (4), S. 1125–1146.
- ZEMP, M., HAEBERLI, W., HOELZLE, M. & PAUL, F. (2006): Alpine glaciers to disappear within decades? – In: *Geophysical Research Letters* **33** (13).
- ZEVENBERGEN, L. W. & THORNE, C. R. (1987): Quantitative analysis of land surface topography. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* **12**, S. 47–56.
- ZHANG, Z. (1994): Iterative point matching for registration of free-form curves and surfaces. – In: *International Journal of Computer Vision* **13** (2), S. 119–152.
- ZIMMERMANN, M. N. & HAEBERLI, W. (1992): Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas. A case study in the Swiss Alps. – In: *Catena Supplement* **22**, S. 59–72.
- ZUMBÜHL, H. J. & HOLZHAUSER, H. (1988): Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. – In: *Zeitschrift des Schweizer Alpen-Club SAC*, S. 129–322.

Anhang

Anhang A: Übersicht über die für die Erstellung von Höhenmodellen, Orthofotos und DoDs sowie die für die Gletscherstandskartierungen verwendeten Daten	185
Anhang B: Karten der gesamten Gletschervorfelder sowie der Untersuchungsflächen mit DoDs, Gletscherständen und Toteisvorkommen	191
Anhang C: Übersicht über die Erosionsraten und Unsicherheiten.....	237

Abbildungsverzeichnis des Anhangs

Abbildung B 1: Orthofotos Untersuchungsgebiet Vedr. d'Amola	192
Abbildung B 2: DoDs Untersuchungsgebiet Vedr. d'Amola	193
Abbildung B 3: DoDs und Orthofotos von Untersuchungsfläche AM1	194
Abbildung B 4: DoDs und Orthofotos von Untersuchungsfläche AM2	195
Abbildung B 5: Orthofotos Untersuchungsgebiet Alpeiner Ferner	196
Abbildung B 6: DoDs Untersuchungsgebiet Alpeiner Ferner	197
Abbildung B 7: DoDs und Orthofotos von Untersuchungsfläche APF1	198
Abbildung B 8: DoDs und Orthofotos von Untersuchungsfläche APF2	199
Abbildung B 9: DoDs und Orthofotos von Untersuchungsfläche APF3	200
Abbildung B 10: Orthofotos Untersuchungsgebiet Gepatschferner	201
Abbildung B 11: DoDs Untersuchungsgebiet Gepatschferner	202
Abbildung B 12: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche GPF1	203
Abbildung B 13: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche GPF2	204
Abbildung B 14: Orthofotos Untersuchungsgebiet Hohenferner	205
Abbildung B 15: DoDs Untersuchungsgebiet Hohenferner	206
Abbildung B 16: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche HF1	207
Abbildung B 17: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche HF2	208
Abbildung B 18: Orthofotos Untersuchungsgebiet Höllentalferner	209
Abbildung B 19: DoDs Untersuchungsgebiet Höllentalferner	210
Abbildung B 20: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche HTF1	211

Anhang

Abbildung B 21: Orthofotos Untersuchungsgebiet Krimmler Kees	212
Abbildung B 22: DoDs Untersuchungsgebiet Krimmler Kees	213
Abbildung B 23: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche KK1	214
Abbildung B 24: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche KK2	215
Abbildung B 25: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche KK3	216
Abbildung B 26: Orthofotos Untersuchungsgebiet Langtauferer Ferner	217
Abbildung B 27: DoDs Untersuchungsgebiet Langtauferer Ferner	218
Abbildung B 28: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche LTF1	219
Abbildung B 29: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche LTF2	220
Abbildung B 30: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche LTF3	221
Abbildung B 31: Orthofotos Untersuchungsgebiet Rofenkarferner	222
Abbildung B 32: DoDs Untersuchungsgebiet Rofenkarferner	223
Abbildung B 33: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche RKF1	224
Abbildung B 34: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche RKF2	225
Abbildung B 35: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche RKF3	226
Abbildung B 36: Orthofotos Untersuchungsgebiet Waxeggkees	227
Abbildung B 37: DoDs Untersuchungsgebiet Waxeggkees	228
Abbildung B 38: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche WEK1	229
Abbildung B 39: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche WEK2	230
Abbildung B 40: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche WEK3	231
Abbildung B 41: Orthofotos Untersuchungsgebiet Weißseeferner	232
Abbildung B 42: DoDs Untersuchungsgebiet Weißseeferner	233
Abbildung B 43: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche WSF1	234
Abbildung B 44: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche WSF2	235
Abbildung C 1: Erosion je von den DoDs umfasstem Zeitraum (cm). Die schwarzen Fehlerbalken entsprechen dem RMSE. Transparente Balken stellen Erosionsraten ohne Anwendung des LoD dar, undurchsichtige Balken die Werte nach Anwendung des LoD	240

Tabellenverzeichnis des Anhangs

Tabelle A 1: Übersicht über die verwendeten Luftbilder, ALS- und TLS-Daten sowie Drohnenaufnahmen für die Untersuchungsgebiete (Abkürzungen s. Verzeichnis S. XXIII).....	186
Tabelle A 2: Übersicht über die für die Gletscherstandskartierungen verwendeten Karten, Orthofotos und andere Quellen.....	188
Tabelle C 1: Erosionsraten je Zeitraum (cm), Erosionsraten je Zeitraum oberhalb des LoD mit den jeweiligen Unsicherheiten (RMSE), Erosionsraten gemittelt pro Jahr innerhalb des jeweiligen Zeitraums des DoD sowie gemittelte Jahreserosionsraten oberhalb des LoD	237
Tabelle C 2: Auf Zeitscheiben aggregierte mittlere Jahreserosionswerte (cm) und mittlere Jahreserosionswerte oberhalb des LoD (cm) (Zeitschnitt 1: 1950er-1970er Jahre; Zeitschnitt 2: 1970-2000er Jahre, Zeitschnitt 3: 2000er Jahre-2018/19).....	241
Tabelle C 3: Mittelwerte der Standardabweichungen aus den Berechnungen der Präzisionskarte bzw. der Moving Planes (Methode s. Kapitel 5.5).....	243

Anhang A: Übersicht über die für die Erstellung von Höhenmodellen, Orthofotos und DoDs sowie die für die Gletscherstandskartierungen verwendeten Daten

Tabelle A 1 siehe nächste Seite

Tabelle A 1: Übersicht über die verwendeten Luftbilder, ALS- und TLS-Daten sowie Drohnenaufnahmen für die Untersuchungsgebiete (Abkürzungen s. Verzeichnis S. XVII)

Untersuchungsfläche	Zeitpunkt	Abdeckung	Art des Datensatzes	Quelle/Kommentar
Vedr. D'Amola	1959	Gesamtgebiet	Luftbilder	IGM
	1983, 2004	Gesamtgebiet	Luftbilder	Autonome Provinz Trient
	2017, 2018	AM1, AM2	Drohnenbilder	Eigene Aufnahme
Alpeiner Ferner	1954	Gesamtgebiet	Luftbilder	BEV
	1973, 2009	Gesamtgebiet	Luftbilder	Land Tirol
	2018, 2019	APF1, APF2, APF3	Drohnenbilder	Eigene Aufnahme
Gepatschferner	1953	Gesamtgebiet	Luftbilder	BEV; bearbeitet von Dr. Livia Piermattei
	1970, 1971	Gesamtgebiet	Luftbilder	Land Tirol; 1970/71 zusammen zu DEM verarbeitet
	2014, 2015	GPF1, GPF2	TLS-Daten	Aufgenommen und registriert von Dr. Jana-Marie Rabe, née Dusik
	2012, 2017	Gesamtgebiet	ALS-Daten	KU Eichstätt, PROSA-Projekt
Hohenferner	2015	Gesamtgebiet	Orthofoto	Land Tirol
	1959	Gesamtgebiet	Luftbilder	IGM
	2006	Gesamtgebiet	ALS-Daten, Orthofoto	Autonome Provinz Bozen-Südtirol
	2016	Gesamtgebiet	Luftbilder	Hydrographisches Amt, Agentur für Bevölkerungsschutz, Autonome Provinz Bozen-Südtirol
	2017, 2018	HF1, HF2	Drohnenbilder	Eigene Aufnahme
	2019	HF2	ALS-Daten	SEHAG-Projekt
	Höllentalferner	1960, 1983, 2009	Gesamtgebiet	Luftbilder
2006		Gesamtgebiet	Luftbilder	BEV
2017, 2018, 2019		HTF1	Drohnenbilder	Eigene Aufnahme (2017 nur Teilbefliegung)

Untersuchungs- fläche	Zeitpunkt	Abdeckung	Art des Daten- satzes	Quelle/Kommentar
Krimmler Kees	1953	Gesamtgebiet	Luftbilder	BEV
	1974	Gesamtgebiet	Luftbilder	Land Tirol
	2006	Gesamtgebiet	Luftbilder	BEV
	2012	Gesamtgebiet	ALS-Datensatz	Land Salzburg
	2017, 2018	KK1, KK2, KK3	Drohnenbilder	Eigene Aufnahme
Langtauferer Ferner	1959	Gesamtgebiet	Luftbilder	IGM
	2006	Gesamtgebiet	ALS-Datensatz	Autonome Provinz Bozen-Südtirol
	2010	Gesamtgebiet	Orthofoto	Autonome Provinz Bozen-Südtirol
	2016	Gesamtgebiet	Luftbilder	Hydrographisches Amt, Agentur für Bevölkerungsschutz, Autonome Provinz Bozen-Südtirol
	2017, 2018, 2019	LTF1, LTF2, LTF3	Drohnenbilder	Eigene Aufnahme
Rofenkarferner	1953	Gesamtgebiet	Luftbilder	BEV
	1974	Gesamtgebiet	Luftbilder	Land Tirol
	2009	Gesamtgebiet	Luftbilder	Land Tirol
	2017, 2018	RKF1, RKF2, RKF3	Drohnenbilder	Eigene Aufnahme
Waxeggkees	1954	Gesamtgebiet	Luftbilder	BEV
	1971	Gesamtgebiet	Luftbilder	Land Tirol
	2010	Gesamtgebiet	Luftbilder	Land Tirol
	2017, 2018	WEK1, WEK2, WEK3	Drohnenbilder	Eigene Aufnahme
Weißseeferner	1953	Gesamtgebiet	Luftbilder	BEV; bearbeitet von Dr. Livia Piermattei
	1971	Gesamtgebiet	Luftbilder	Land Tirol; bearbeitet von Dr. Livia Piermattei
	2014, 2015	WSF1, WSF2	TLS-Daten	Aufgenommen und registriert von Dr. Jana-Marie Rabe, née Dusik
	2017	Gesamtgebiet	ALS-Datensatz	KU Eichstätt, PROSA-Projekt

Tabelle A 2: Übersicht über die für die Gletscherstandskartierungen verwendeten Karten, Orthofotos und andere Quellen

Gletschervorfeld	Jahr	Grundlage für die Gletscherstandskartierung
Alpeiner Ferner	1850	<i>Zeitschrift des D. u. Ö.A.-V. (1887): Karte der Zunge des Alpeiner Ferners, aufgenommen von L. Pfaundler im Auftrag der Section Innsbruck des D. u. Ö. Alpenvereins, August 1886; Stich und Druck: Hugo Petters, Hildburghausen</i> (https://www.wikiwand.com/de/Alpeiner_Ferner_(Stubaiier_Alpen))
	1886	Siehe Quelle für 1850
	1947	Orthofoto aus Luftbildern des Land Tirols
	1954	Orthofoto aus Luftbildern des BEV & DoD 1954-1973
	1973	Orthofoto aus Luftbildern des Land Tirols & DoD 1973-2009
	2009	Orthofoto aus Luftbildern des Land Tirols
	2015	Orthofoto des Land Tirols
Vedr. D'Amola	1850	Kartierung anhand der sichtbaren Moränen auf Orthofoto 1959 sowie LOSAPIO et al. (2015)
	1959	Orthofoto aus Luftbildern des IGM & DoD 1959-1983
	1983	Orthofoto aus Luftbildern der Autonomen Provinz Trient & DoD 1983-2004
	2004	Orthofoto aus Luftbildern der Autonomen Provinz Trient
Gepatschferner	1850	Kartierung anhand der sichtbaren Moränen auf Orthofoto 1953 sowie <i>Spezialkarte 1:75.000 Österreich Ungarn (Ausschnitt), 1878</i> (Amt der Tiroler Landesregierung)
	1915	<i>Spezialkarte 1:75.000, Nauders, Blatt 5245, 2. Ausgabe, K. u. k. Militärgeographisches Institut (BEV)</i>
	1953	Orthofoto aus Luftbildern des BEV & DoD 1953-1970/71
	1970/71	Orthofoto aus Luftbildern des Land Tirols & DoD 1970/71-2012
	2012	Kartierung anhand des Hillshades 2012 & DoD 2012-2017
Hohenferner	1850	Kartierung anhand der sichtbaren Moränen auf Orthofoto 1959 und auf Basis von Beschreibungen von FINSTERWALDER (1890)
	1918	<i>Spezialkarte 1:75.000, Bormio und Passo del Tonale, Blatt 5445, 2. Ausgabe, K. u. k. Militärgeographisches Institut (BEV)</i>
	1945	Luftbild des IGM

Gletschervorfeld	Jahr	Grundlage für die Gletscherstandskartierung
	1959	Orthofoto aus Luftbildern des IGM
	2006	ALS-Datensatz der Autonomen Provinz Bozen, Orthofoto der Autonomen Provinz Bozen
Höllentalferner	1820	Kartierung anhand der sichtbaren Moränen auf Orthofoto 1960 und auf Basis von Beschreibungen von HIRTL-REITER (1992)
	1919	Schätzung anhand eines Fotos: Der Höllentalferner im Jahr 1919 (Archiv KfG: http://bayerischegletscher.user-web.mwn.de/htf/htf_bilder.htm , 04.06.2020)
	1960	Orthofoto aus Luftbildern der bayerischen Vermessungsverwaltung & DoD 1960-2009
	1983	Orthofoto aus Luftbildern der bayerischen Vermessungsverwaltung & DoD 1983-2006
	2006	Orthofoto 2006 (Bayerische Vermessungsverwaltung) & DoD 2006-2009
Krimmler Kees	1850	Kartierung anhand der sichtbaren Moränen auf Orthofoto 1953 und auf Basis des Datensatzes von GROß & PATZELT (2015)
	1938	<i>Alpenvereinskarte Nr. 36, Venedigergruppe, 1:25.000¹</i>
	1953	Orthofoto aus Luftbildern des Land Salzburgs & DoD 1953-1974
	1974	Orthofoto aus Luftbildern des Land Tirols & DoD 1974-2006
	2003	Orthofoto des Land Salzburgs (SAGIS)
Langtauferer Ferner	1850	Kartierung anhand der sichtbaren Moränen auf Orthofoto 1959 sowie der Karte <i>Ötztaler Alpen: Weisskugel-Wildspitze, herausgegeben vom Hauptausschuß des Österreichischen Alpenvereins 1951, ergänzte und berichtigte Auflage 1962, gemeinsam herausgegeben vom Deutschen Alpenverein und vom Österreichischen Alpenverein, 1:25.000¹</i>
	1893	<i>Karte Ötztal & Stubai, 1:50.000, Blatt IV, S. Weisskugel, herausgegeben vom Deutschen u. Oesterreichischen Alpen-Verein¹</i>
	1915	<i>Karte Nauders, Blatt 5245, 1:75.000, 2. Ausgabe, K.u.k. Militärgeographisches Institut (BEV)</i>
	1959	Orthofoto aus Luftbildern des IGM & DoD 1959-2006
	2006	Orthofoto Autonome Provinz Bozen-Südtirol & DoD 2006-2016

Gletschervorfeld	Jahr	Grundlage für die Gletscherstandskartierung
Rofenkarferner	1850	Kartierung anhand der sichtbaren Moränen auf Orthofoto 1953 sowie der Karte der <i>Öztaler Alpen, Blatt Weisskugel-Wildspitze, 1:25.000, herausgegeben vom Hauptausschuß des Österreichischen Alpenvereins, 1951¹</i>
	1893	Karte <i>Ötztal & Stubai, 1:50.000, Blatt IV, S. Weisskugel, herausgegeben vom Deutschen u. Oesterreichischen Alpen-Verein¹</i>
	1942/43	Karte der <i>Öztaler Alpen, Blatt Weisskugel-Wildspitze, 1:25.000, herausgegeben vom Hauptausschuß des Österreichischen Alpenvereins, 1951¹</i>
	1953	Orthofoto aus Luftbildern des BEV & DoD 1953-1971
	1971	Orthofoto aus Luftbildern des Land Tirols & DoD 1971-2009
	1990	Luftbild des BEV
	2003	Orthofoto des Land Tirols
Waxeggkees	1850	Kartierung anhand der sichtbaren Moränen auf Orthofoto 1954 sowie der Kartierung in SCHWENDINGER & PINDUR (2013), Abb. 5
	1930	Karte der <i>Zillertaler-Alpen, westliches Blatt, 1:25.000, herausgegeben vom Hauptausschuß des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins¹</i>
	1954	Orthofoto aus Luftbildern des BEV & DoD 1954-1971
	1971	Orthofoto aus Luftbildern des Land Tirols & DoD 1971-2010
	2010	Orthofoto aus Luftbildern des Land Tirols
Weißseeferner	1850	Kartierung anhand der sichtbaren Moränen auf Orthofoto 1953 sowie auf Basis des Datensatzes GROß & PATZELT (2015)
	1915	<i>Spezialkarte 1:75.000, Nauders, Blatt 5245, 2. Ausgabe, K. u. k. Militärgeographisches Institut (BEV)</i>
	1953	Orthofoto aus Luftbildern des BEV & DoD 1953-1971
	1971	Orthofoto aus Luftbildern des Landes Tirol & DoD 1971-2017
	2015	Orthofoto Land Tirol

¹ veröffentlicht mit freundlicher Genehmigung des Deutschen Alpenvereins und des Österreichischen Alpenvereins

Anhang B: Karten der gesamten Gletschervorfelder sowie der Untersuchungsflächen mit DoDs, Gletscherständen und Toteisvorkommen

Für jedes untersuchte Gletschervorfeld werden Karten in der folgenden Reihenfolge gezeigt:

- Eine Karte mit den Orthofotos sowie eine Karte mit den DoDs der Untersuchungsgebiete, die durch folgende Informationen ergänzt werden:
 - Größe (ha) und Höhenlage (m ü.d.M.) der Untersuchungsgebiete
 - Lage der Untersuchungsflächen
 - Gletscherstände
 - ggf. Umrisse von Toteis
- Karten der einzelnen Untersuchungsflächen:
 - DoDs (linke Spalte bzw. obere Zeile) und Orthofotos (rechte Spalte bzw. untere Zeile) mit ggf. eingezeichnetem Erosionsbereich (blau umrandete Bereiche)
 - Übersicht über die Lage der dargestellten Untersuchungsfläche innerhalb des Gletschervorfelds rechts oben
 - Boxplot mit der Hangneigung und Windrose für Exposition (bezogen auf den jeweiligen genauen Umriss der Untersuchungsfläche, nicht auf den gesamten Kartenausschnitt)
 - Größe (m²), Höhenlage (m ü.d.M.), Jahr der Entgletscherung (Zeitpunkt, ab dem kein Gletscher mehr auf der Untersuchungsfläche war, errechnet aus der Interpolation der Gletscherstände (vgl. Kapitel 5.8.2)) sowie ggf. Angabe des Austauzeitpunktes von Toteis

Hinweis: In den gezeigten DoDs wurden Werte unterhalb des LoD nicht gefiltert. Die Abbildungen entsprechen somit den originalen Differenzhöhenmodellen.

Vedr. d'Amola

Größe: 38 ha

Höhenlage: 2450-2741 m

Untersuchungs-
gebiet 

Untersuchungs-
flächen  AM1

Gletscher-
stände  1850

Toteis

 1983-2004

 AM2

 1959

 1983

 2004

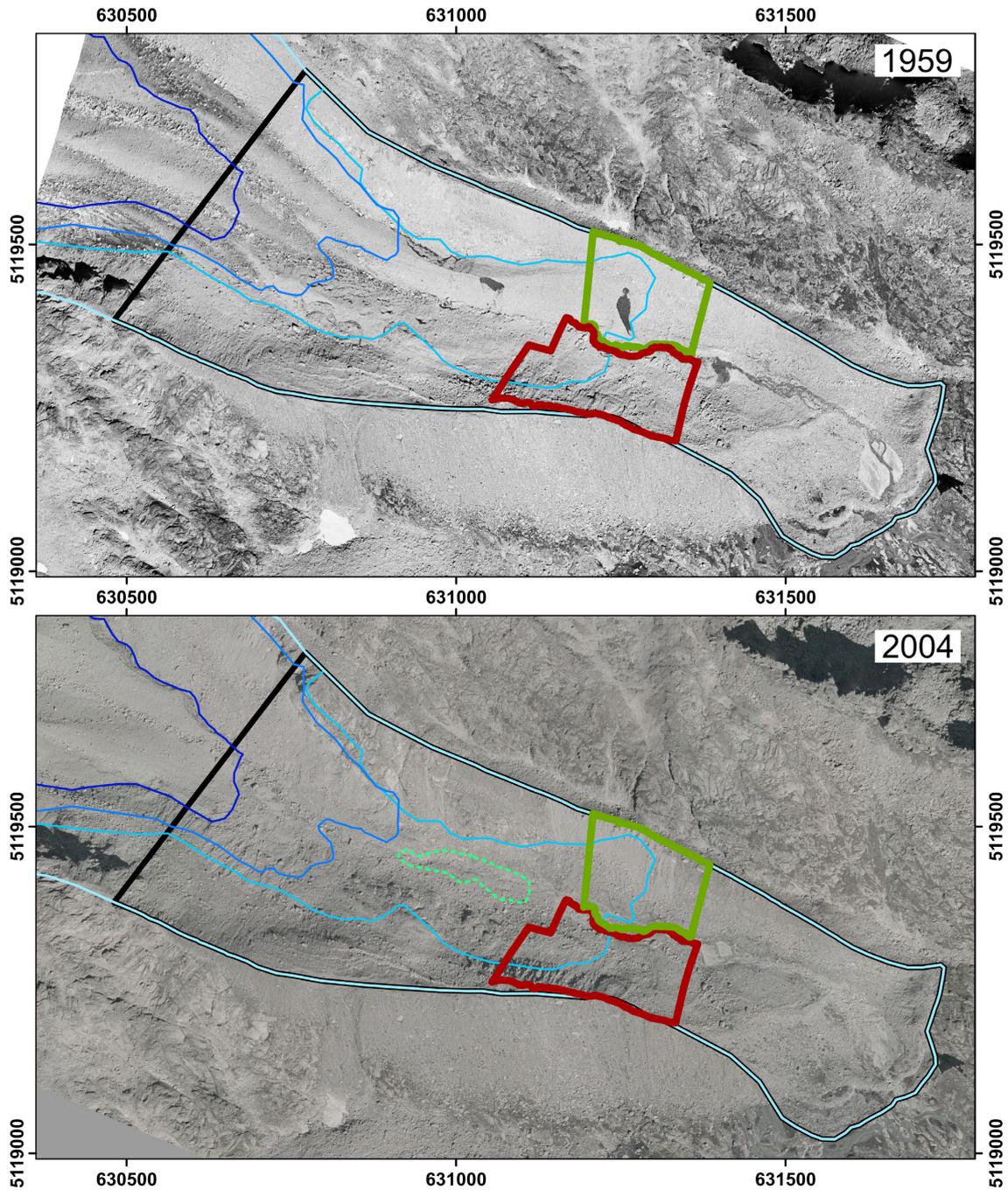


Abbildung B 1: Orthofotos Untersuchungsgebiet Vedr. d'Amola (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Vedr. d'Amola

Größe: 38 ha

Höhenlage: 2450-2741 m

Untersuchungs-
gebiet 

Untersuchungs-
flächen  AM1
 AM2

Gletscher-
stände  1850
 1959
 1983
 2004

Toteis  1983-2004

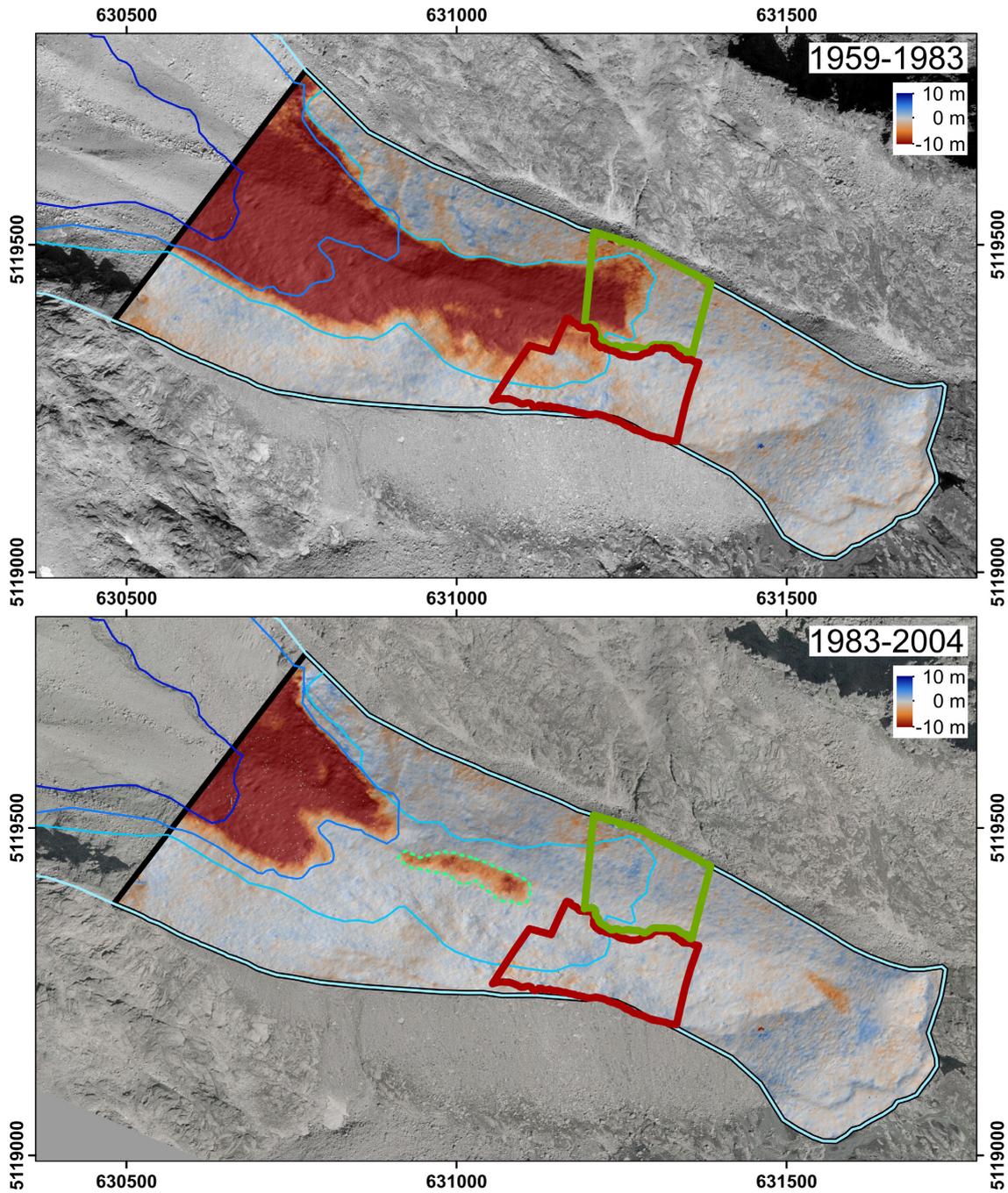


Abbildung B 2: DoDs Untersuchungsgebiet Vedr. d'Amola (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche AM1

Größe: 30 238 m²
 Höhenlage: 2515-2622 m
 Engletscherung: ca. 1964
 Erosionsbereich: —

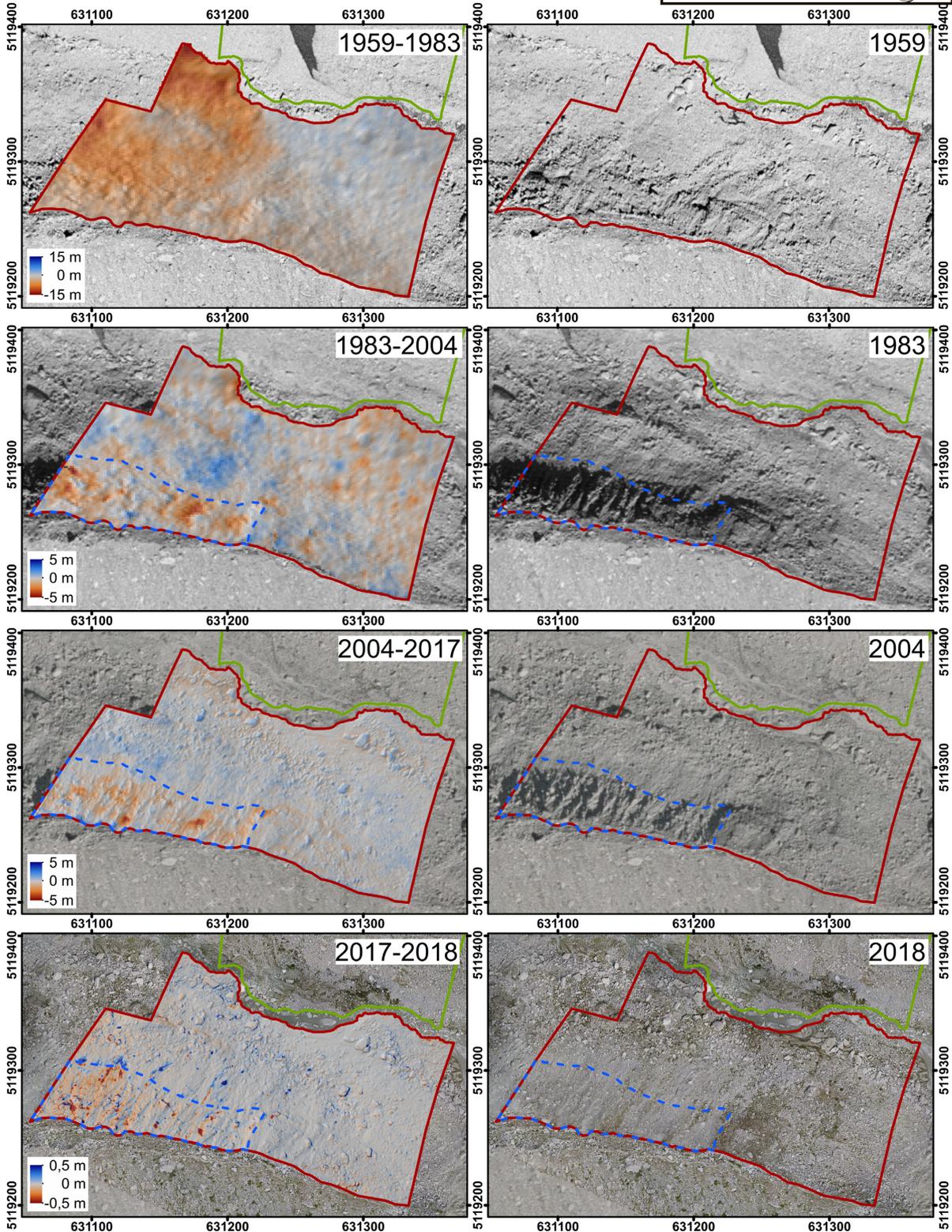
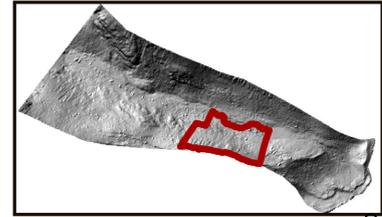
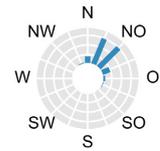
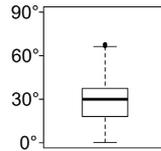
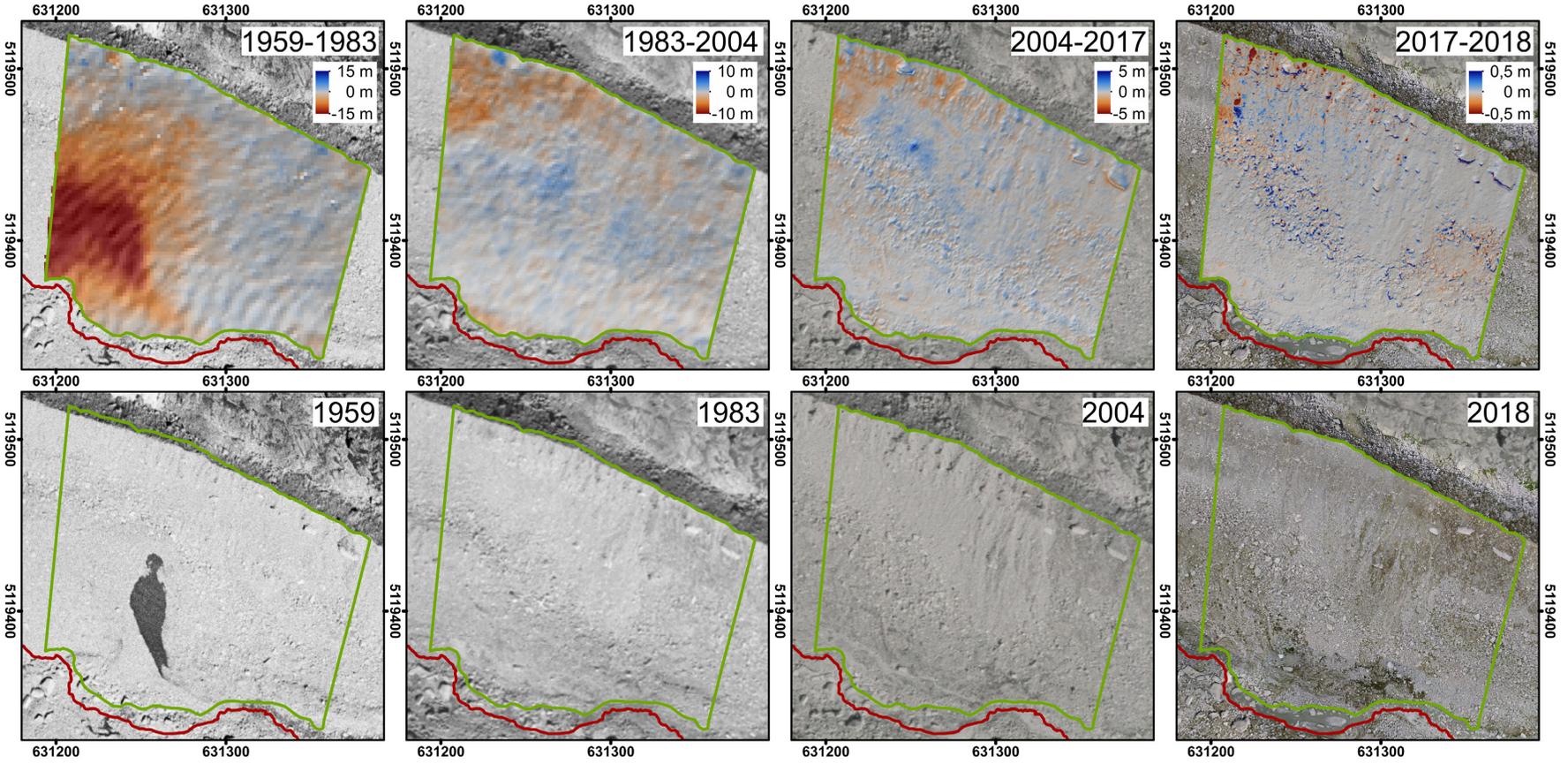
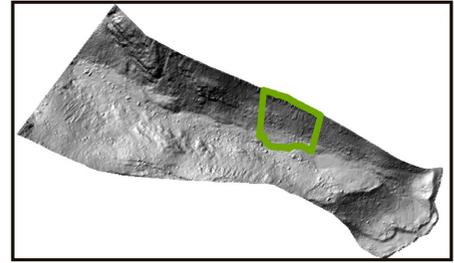
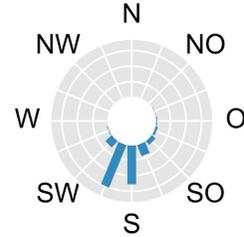
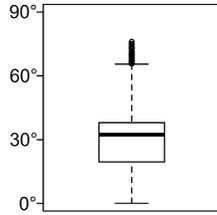


Abbildung B 3: DoDs und Orthofotos von Untersuchungsfläche AM1 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche AM2

Größe: 24 568 m²
 Höhenlage: 2517-2608 m
 Engletscherung: ca. 1963, Toteis bis heute



Alpeiner Ferner

Größe: 128 ha
 Höhenlage: 2265-2755 m

Untersuchungs-
 gebiet 

Untersuchungs-
 flächen  APF1
 APF2
 APF3

Gletscher-
 stände  1850  1973
 1886  2009
 1947  2015
 1954

Toteis  1954-1973
 1973-2009

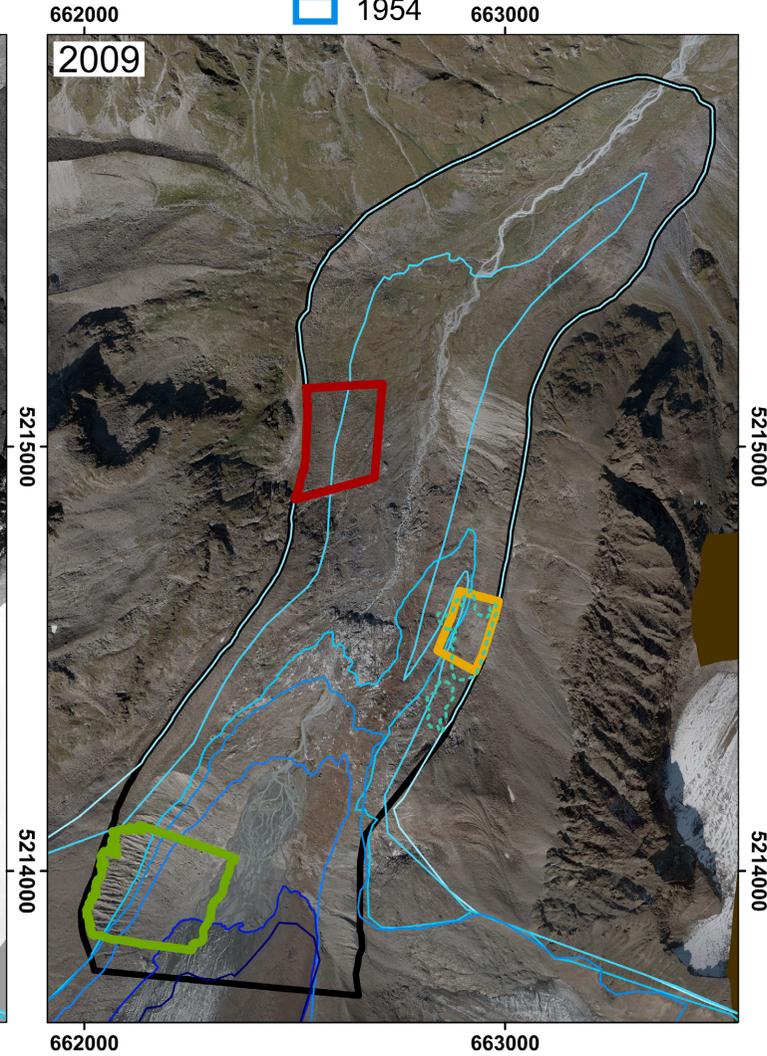
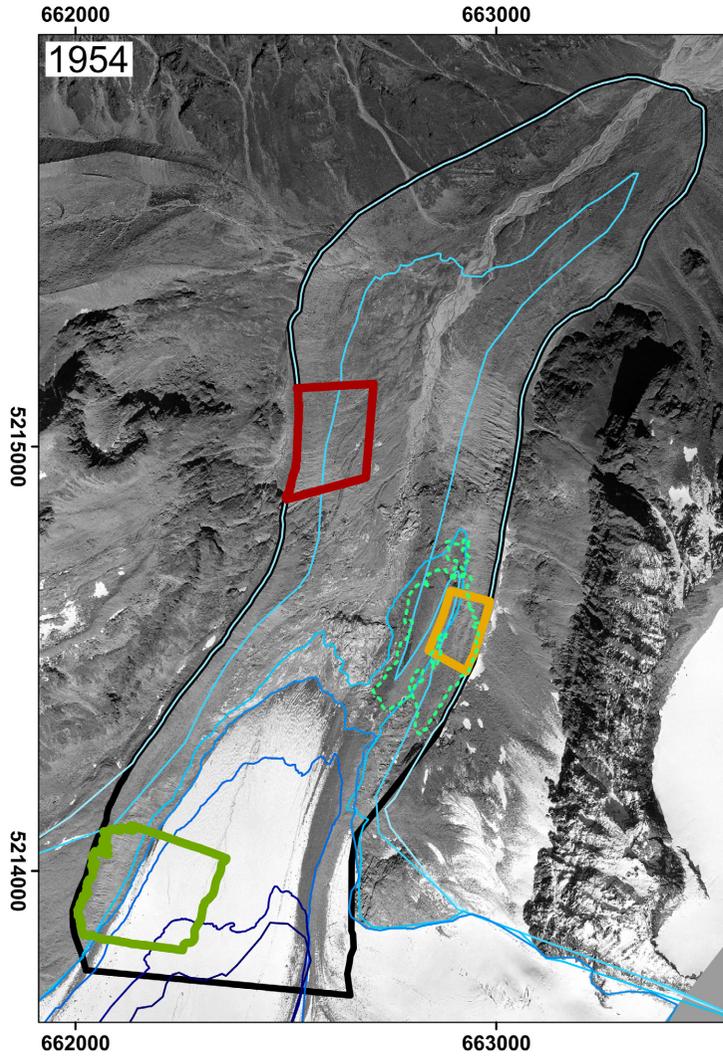


Abbildung B 5: Orthofotos Untersuchungsgebiet Alpeiner Ferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Abbildung B.6: Dods Untersuchungsgebiet Alpeiner Ferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Alpeiner Ferner

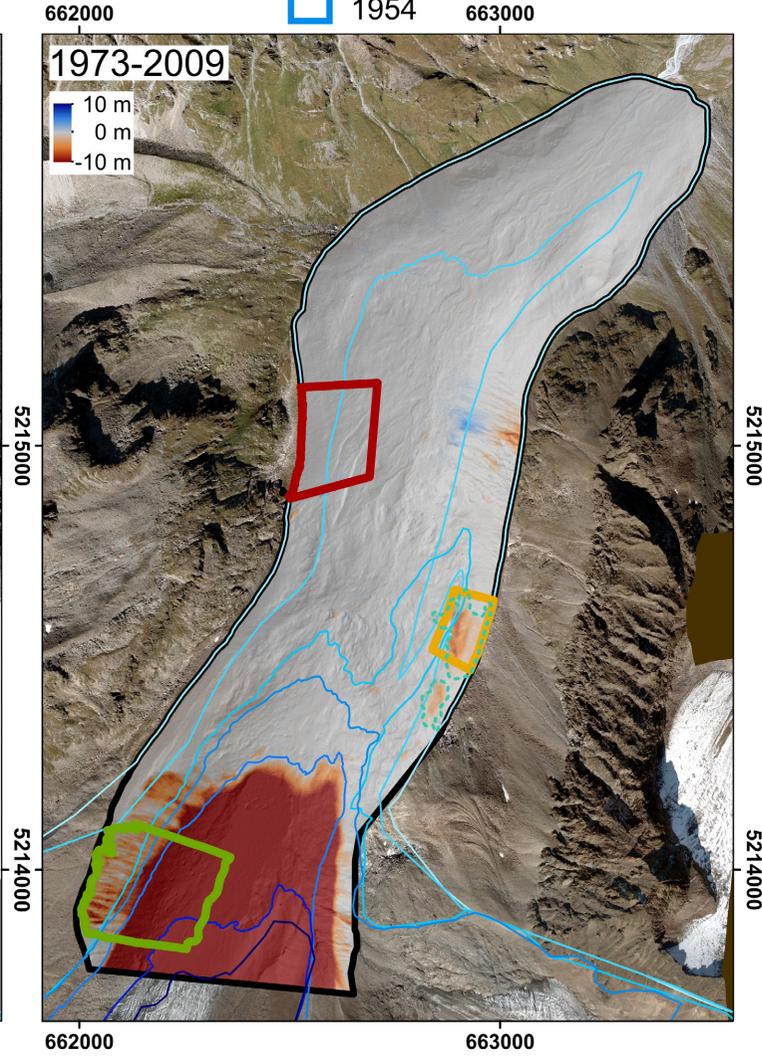
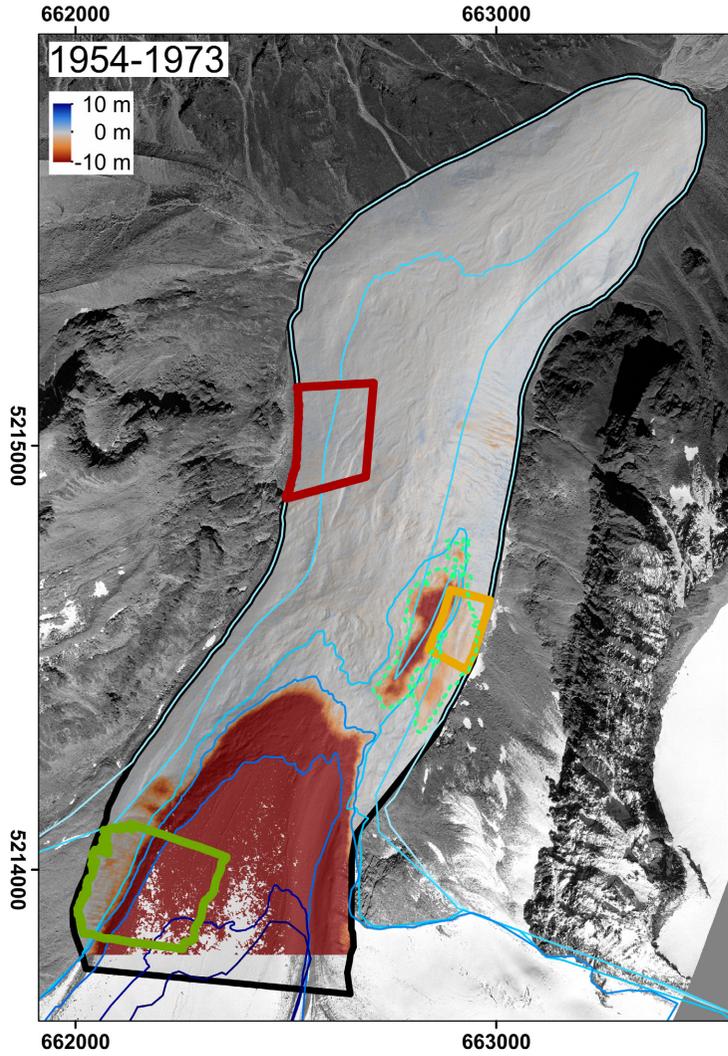
Größe: 128 ha
 Höhenlage: 2265-2755 m

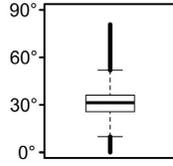
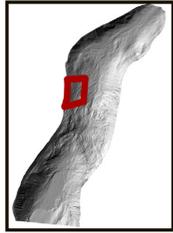
Untersuchungs-
 gebiet 

Untersuchungs-
 flächen  APF1
 APF2
 APF3

Gletscher-
 stände  1850  1973
 1886  2009
 1947  2015
 1954

Toteis  1954-1973
 1973-2009





Untersuchungsfläche APF1

Größe: 41 605 m²
 Höhenlage: 2358-2519 m
 Engletscherung: ca. 1904

Erosionsbereich: —

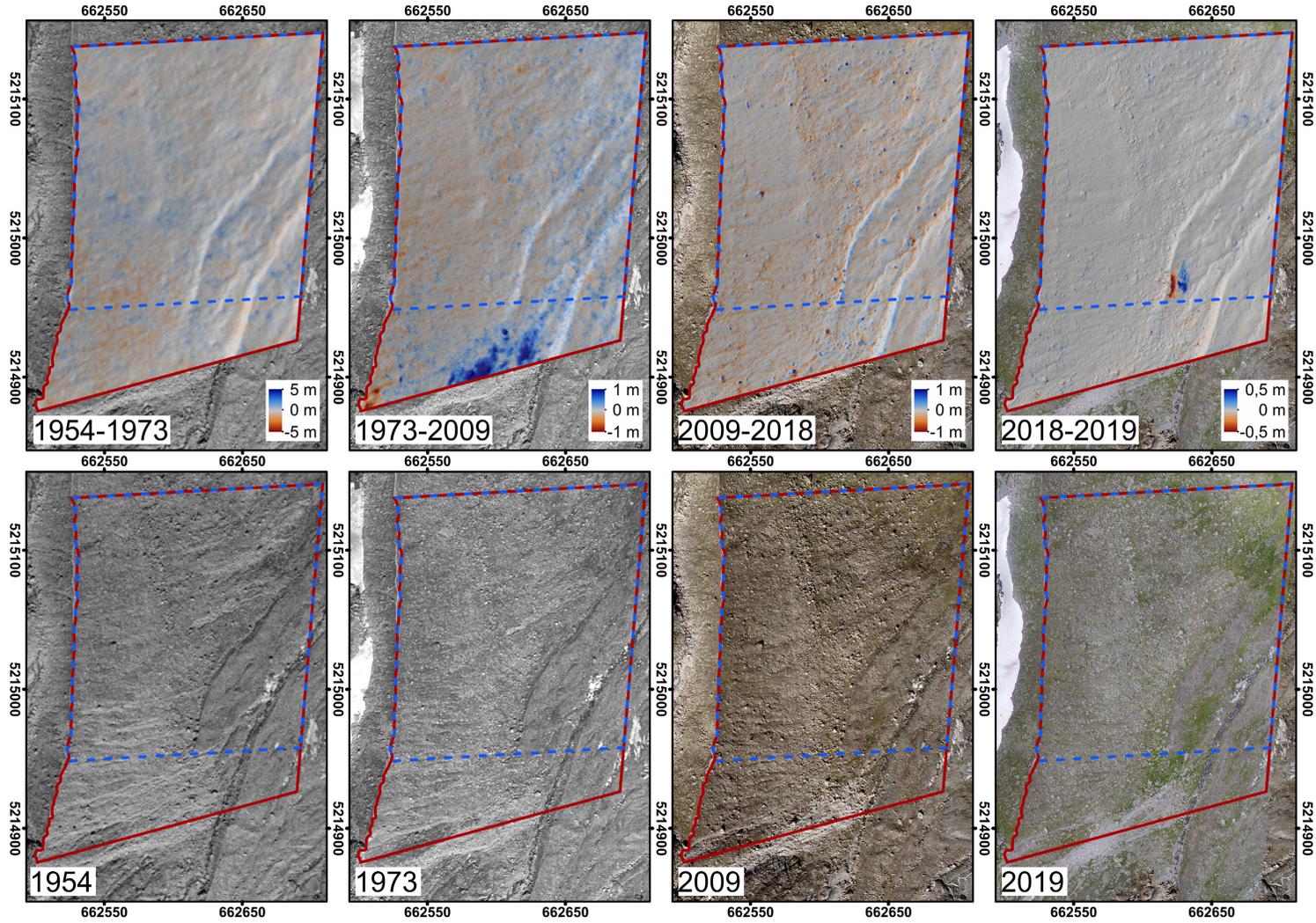


Abbildung B 7: DDoS und Orthofotos von Untersuchungsfläche APF1 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Abbildung B 8: Dods und Orthofotos von Untersuchungsfläche APF2 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

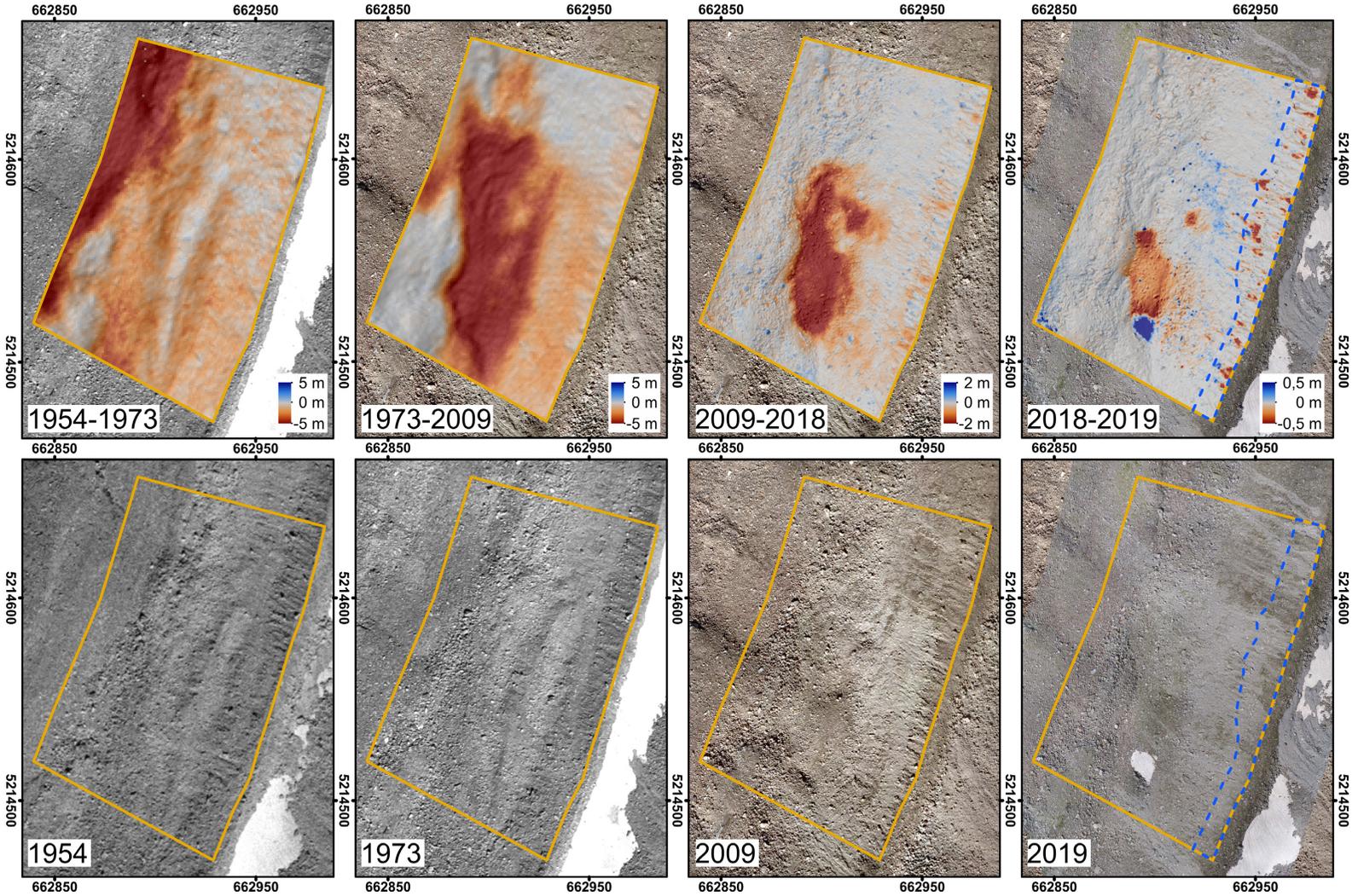
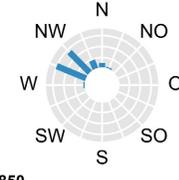
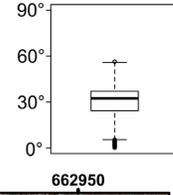
Untersuchungsfläche APF2

Größe: 16 095 m²

Höhenlage: 2507-2591 m

Engletscherung: ca. 1948, Toteis bis heute

Erosionsbereich: 



Untersuchungsfläche APF3

Größe: 72 011 m²

Höhenlage: 2593-2750 m

Engletscherung: ca. 2012, Toteis bis heute

Erosionsbereich: █ 1954-1973 █ 1973-2009 █ 2009-2018; 2018-2019

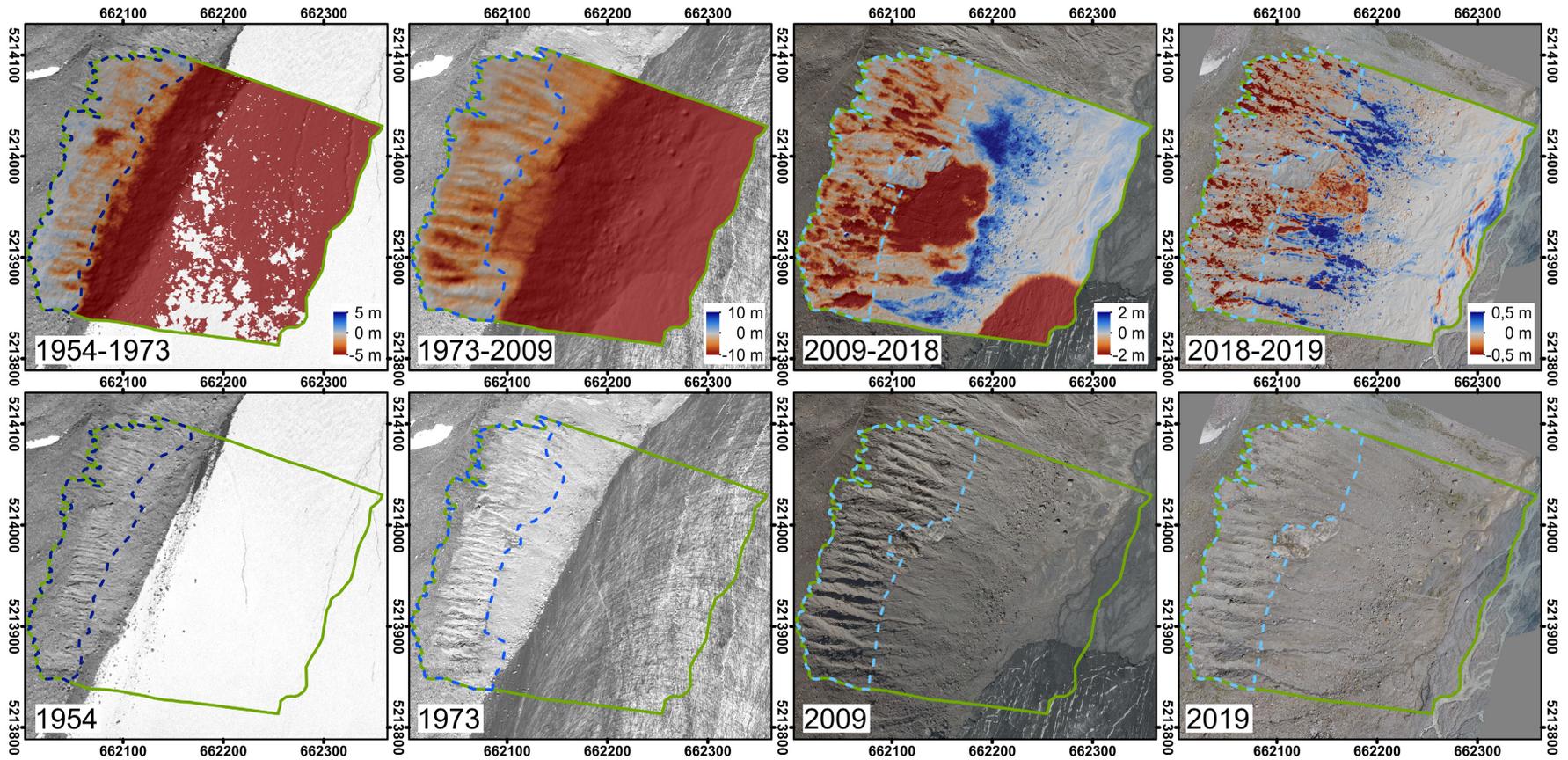
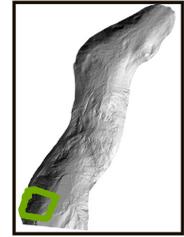
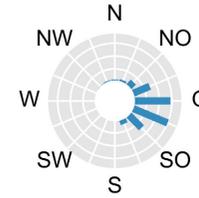
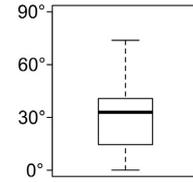


Abbildung B 9: DoDs und Orthofotos von Untersuchungsfläche APF3 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Abbildung B 10: Orthofotos Untersuchungsgebiet Gepatschferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Gepatschferner

Größe: 278 ha
 Höhenlage: 1938-2616 m

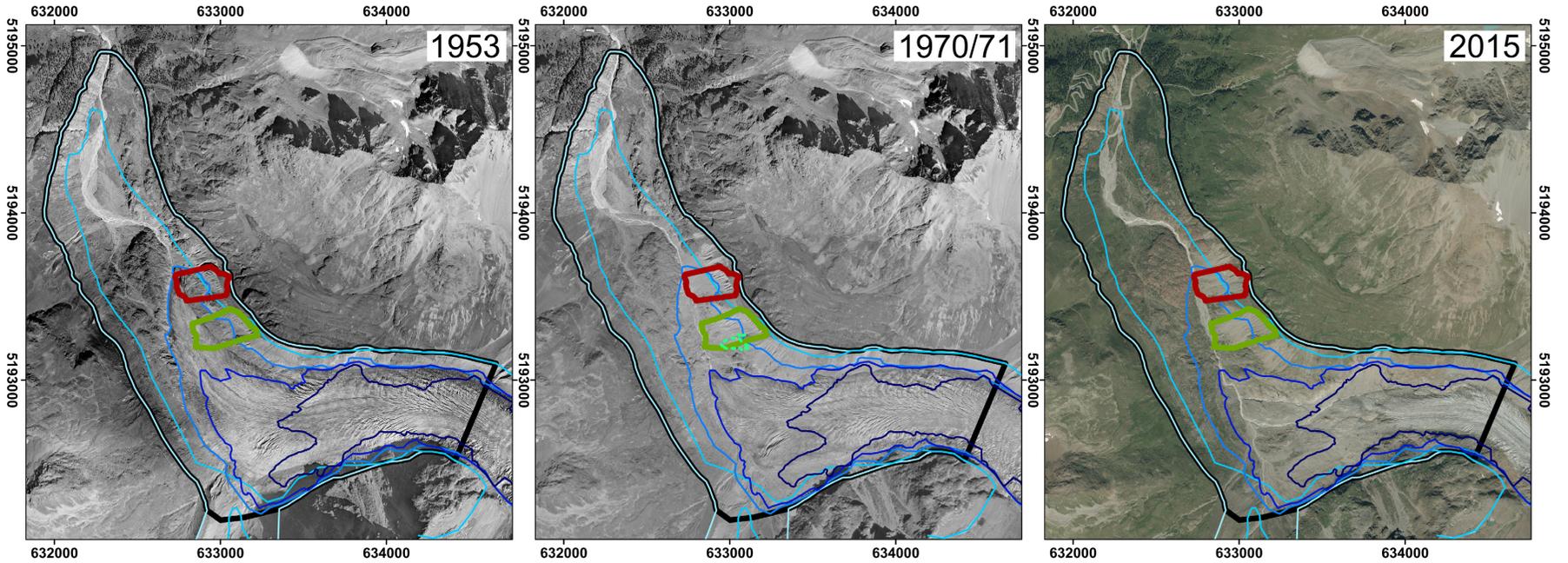
Untersuchungs-
 gebiet

Untersuchungs-
 flächen

GPF1
 GPF2

Gletscher-
 stände

Toteis 1970-2012



Gepatschferner

Größe: 278 ha
 Höhenlage: 1938-2616 m

Untersuchungs-
 gebiet

Untersuchungs-
 flächen

Gletscher-
 stände

Toteis 1970-2012

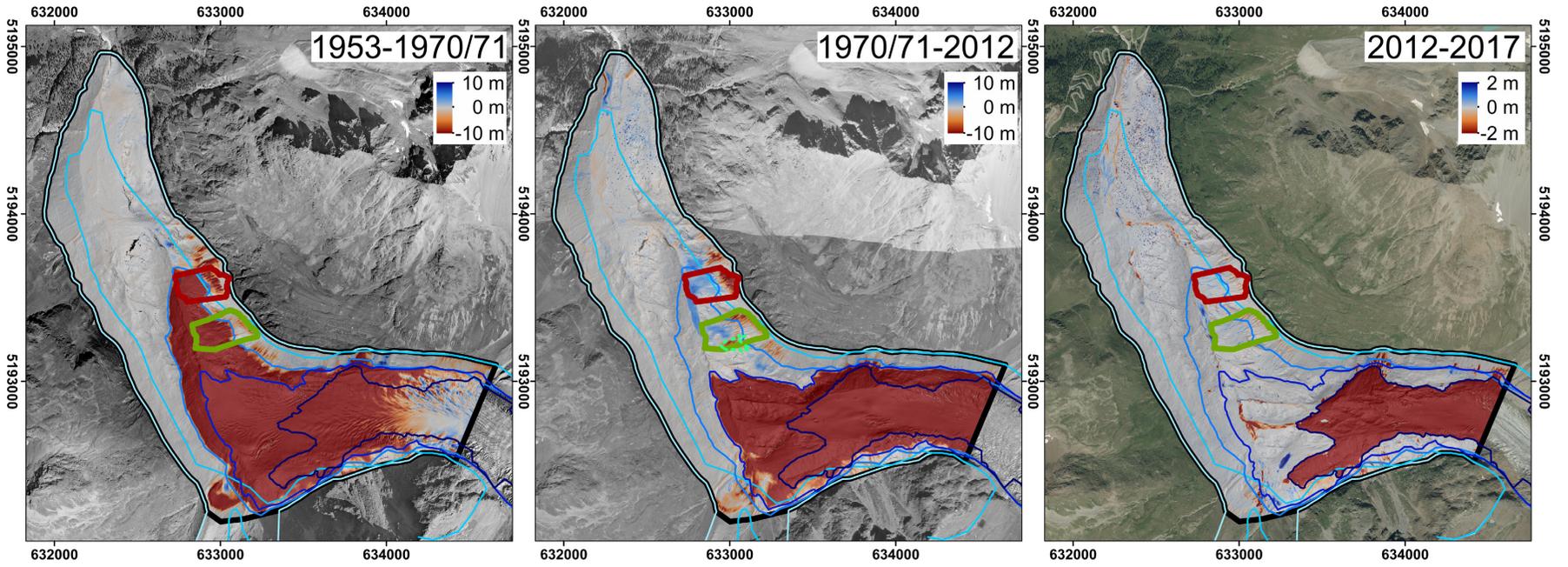


Abbildung B 11: Dods Untersuchungsgebiet Gepatschferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche GPF1

Größe: 48 703 m²

Höhenlage: 2077-2264 m

Engletscherung: ca. 1957

Erosionsbereiche: — 1953-1971 — 1971-2014 — 2014-2015; 2015-2017

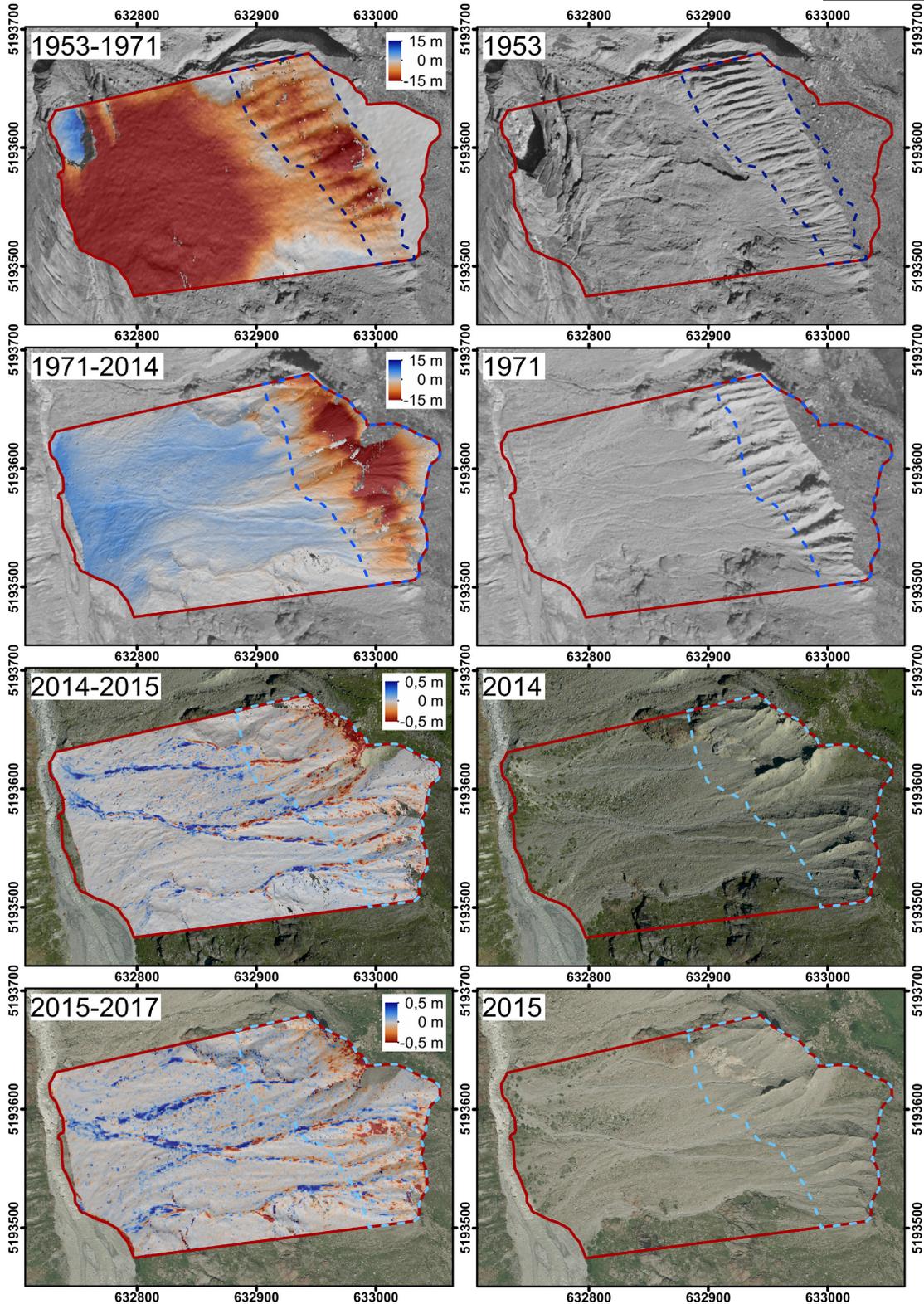
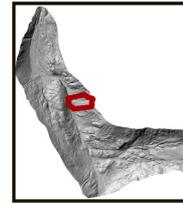
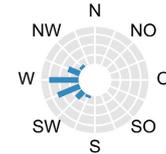
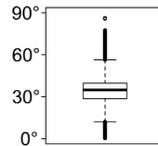


Abbildung B 12: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche GPF1 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche GPF2

Größe: 59 305 m²

Höhenlage: 2090-2328 m

Engletscherung: ca. 1963

Erosionsbereich: — 1953-1971

— 1971-2014; 2014-2015; 2015-2017

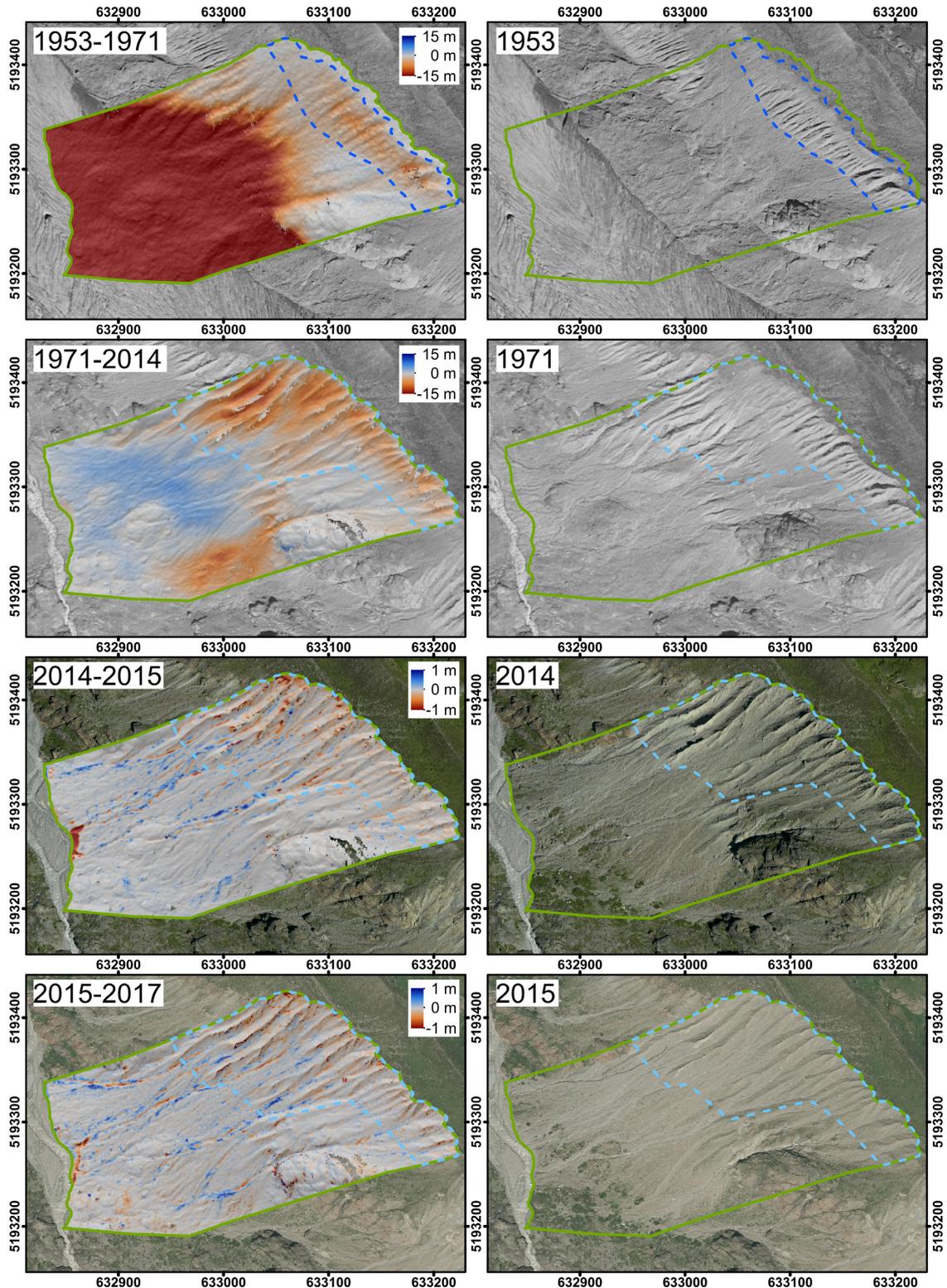
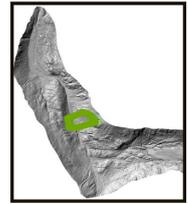
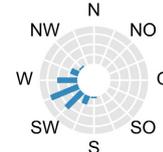
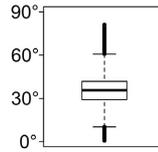


Abbildung B 13: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche GPF2 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Hohenferner

Größe: 40 ha
 Höhenlage: 2593-2616 m

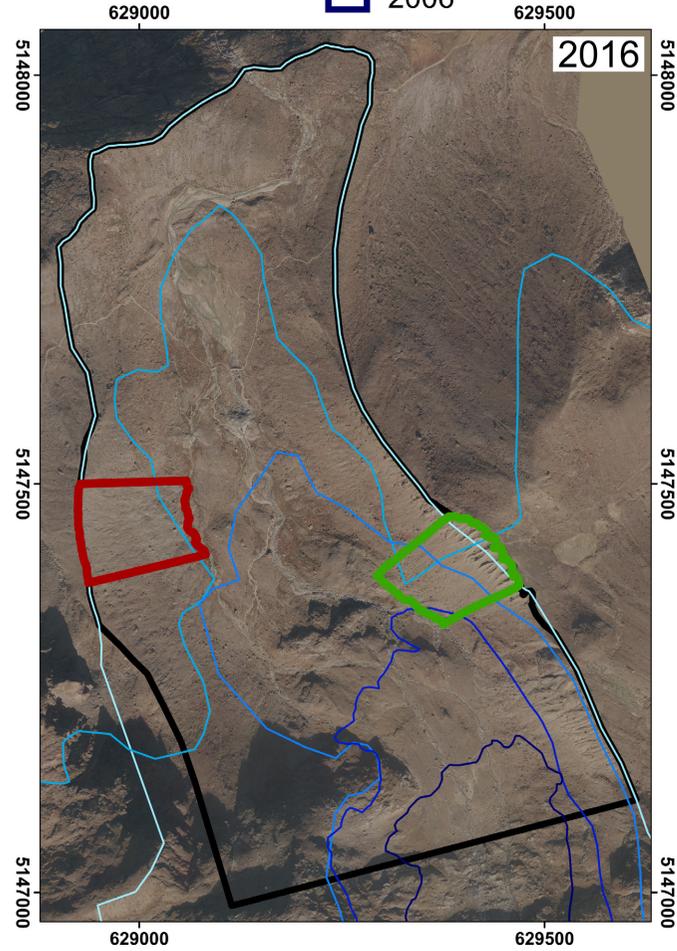
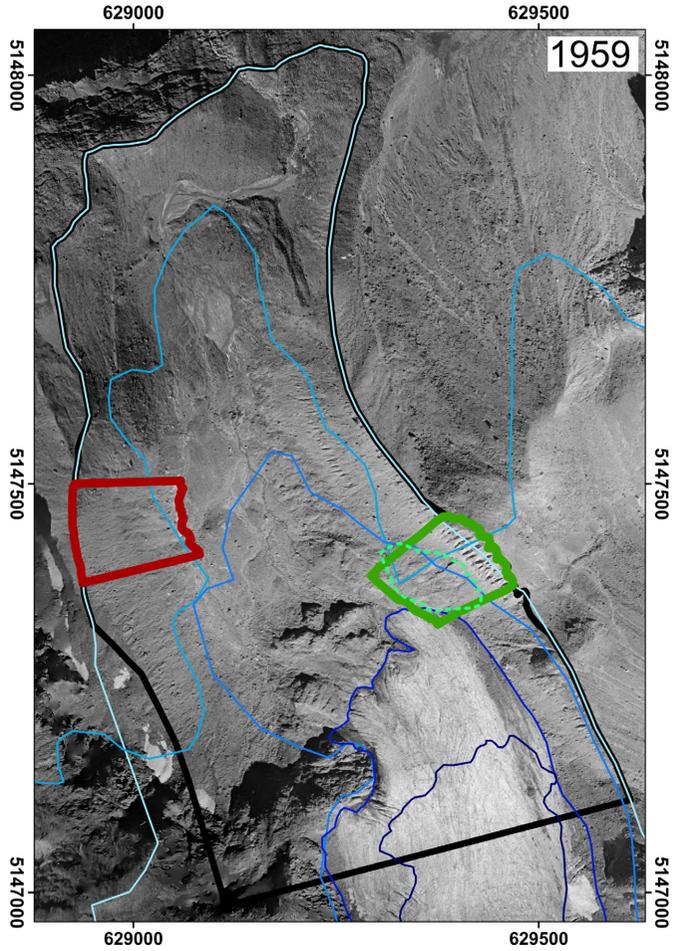
Untersuchungs-
 gebiet

Untersuchungs-
 flächen

HF1
 HF2

Gletscher-
 stände

Toteis 1970-2012



Hohenferner

Größe: 40 ha
 Höhenlage: 2593-2616 m

Untersuchungs-
 gebiet

Untersuchungs-
 flächen

HF1
 HF2

Gletscher-
 stände

Toteis 1970-2012

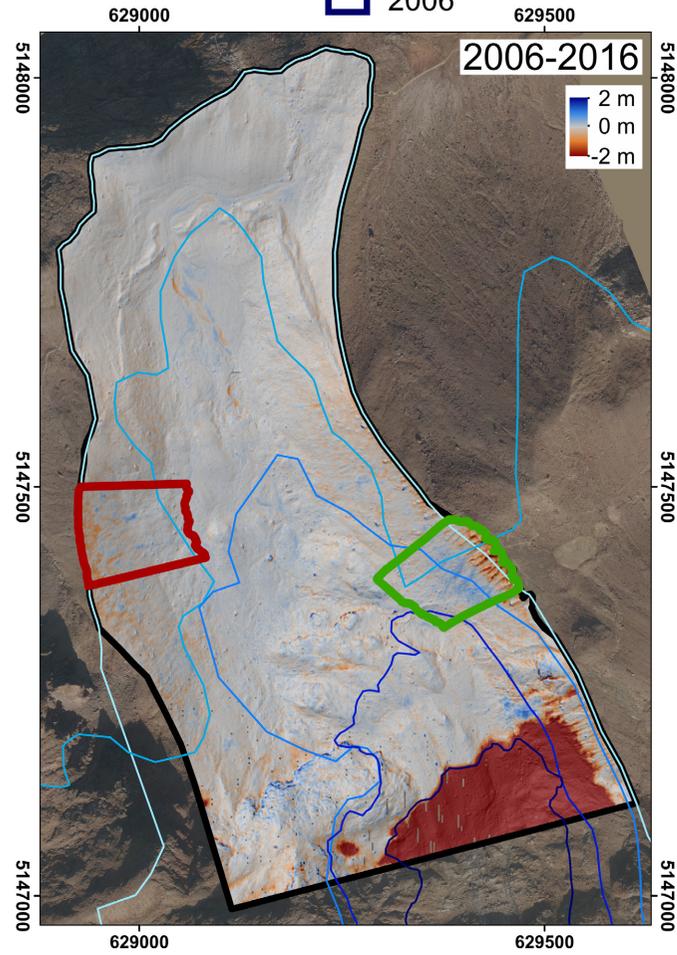
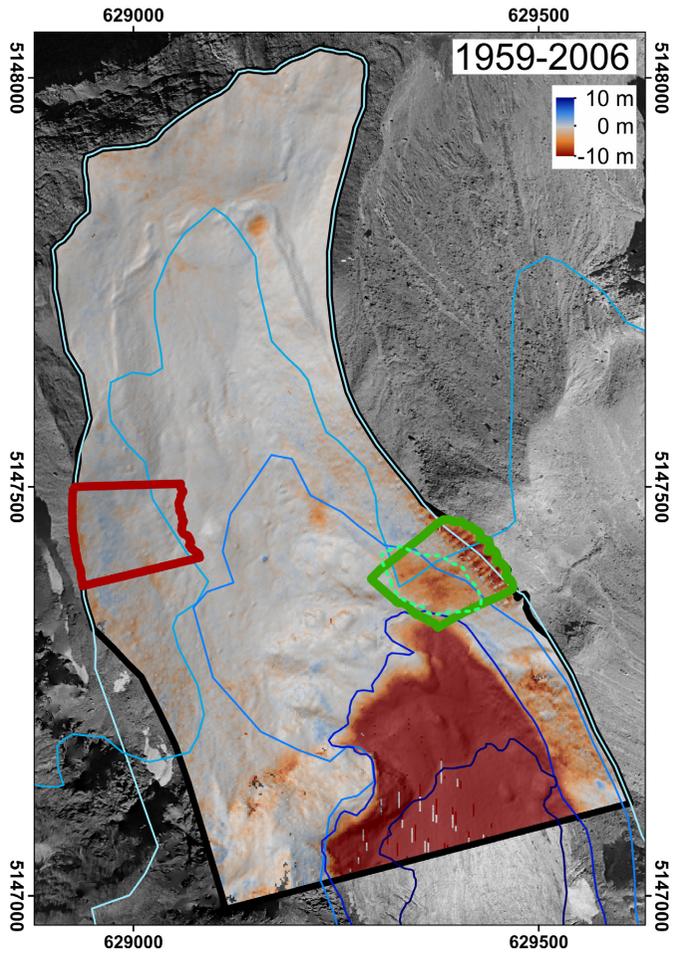


Abbildung B 15: DöDs Untersuchungsgebiet Hohenferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche HF1

Größe: 17 062 m²
 Höhenlage: 2182-2321 m
 Entgletscherung: ca. 1928
 Erosionsbereich: 

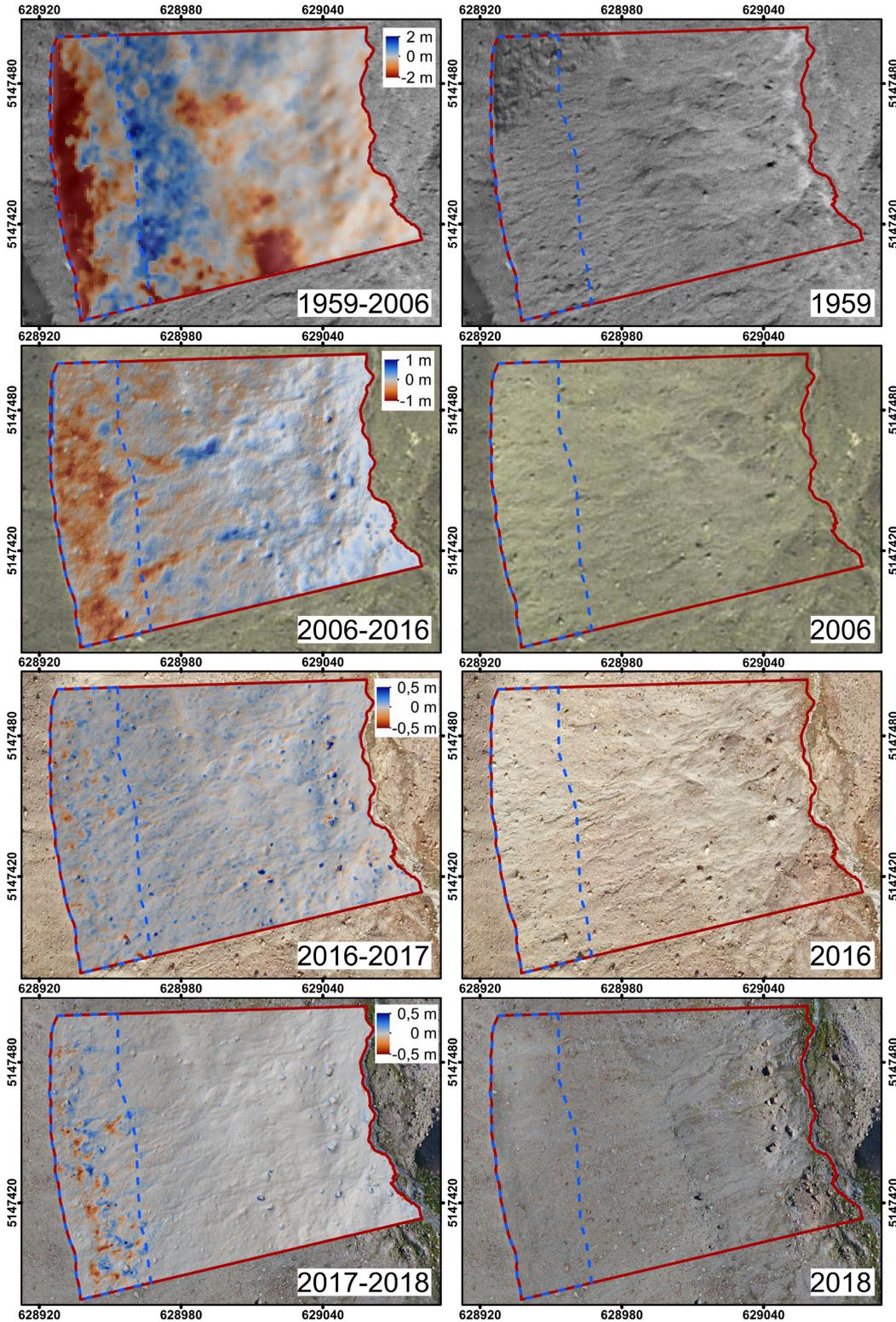
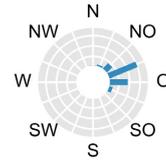
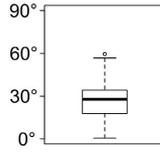


Abbildung B 16: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche HF1 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche HF2

Größe: 13 327 m²
 Höhenlage: 2710-2796 m
 Entgletscherung: ca. 1963, Toteis bis max. 2006
 Erosionsbereich: —

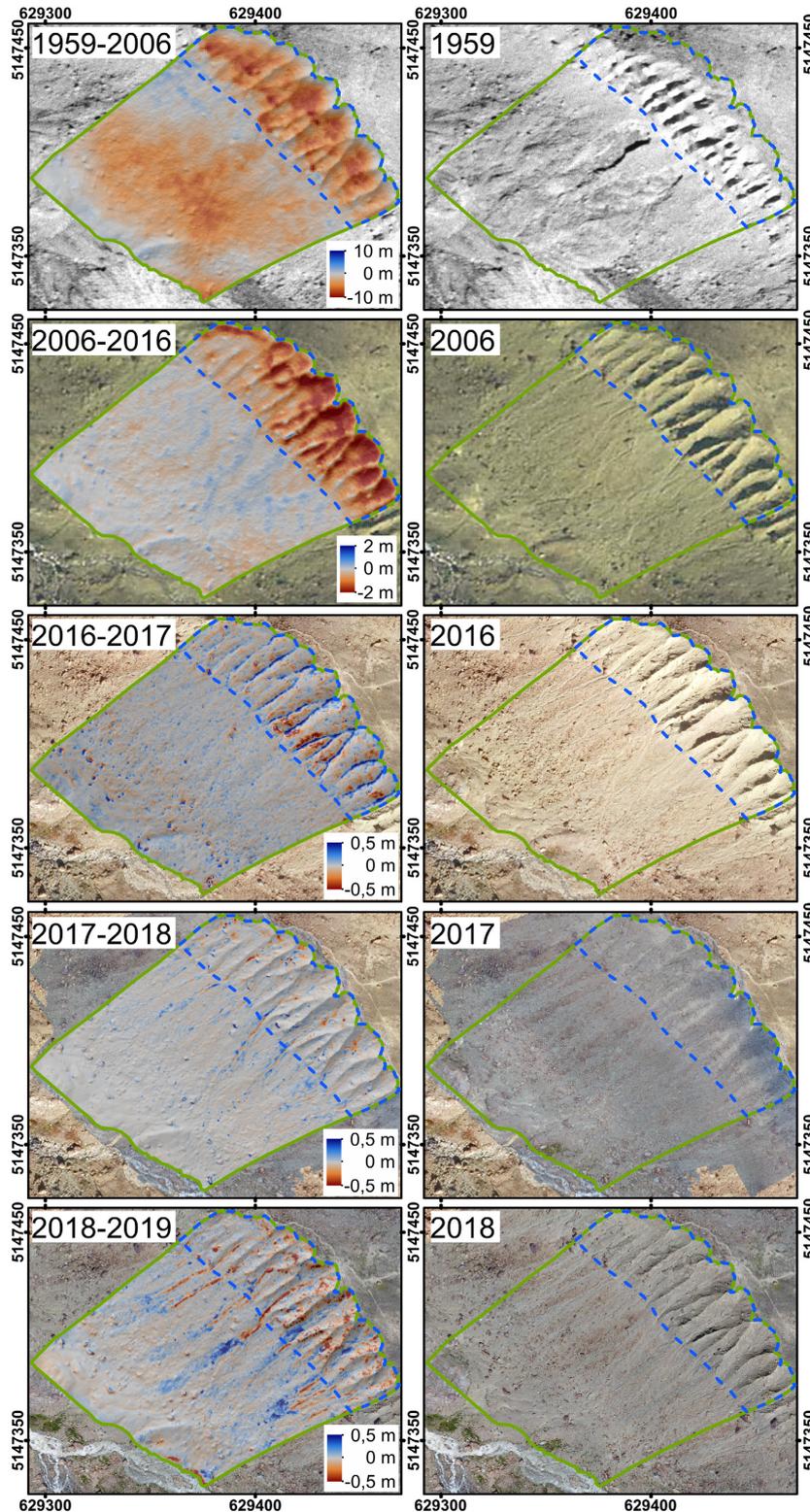
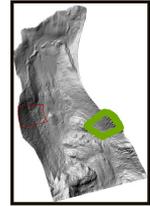
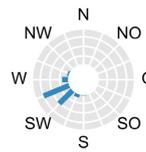
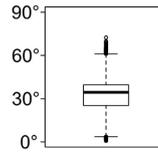


Abbildung B 17: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche HF2 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Höllentalferner

Größe: 16 ha

Höhenlage: 2115-2353 m

Untersuchungs-
gebiet 

Untersuchungs-
fläche HTF1 

Gletscher-
stände  1820
 1919
 1960
 1983
 2006

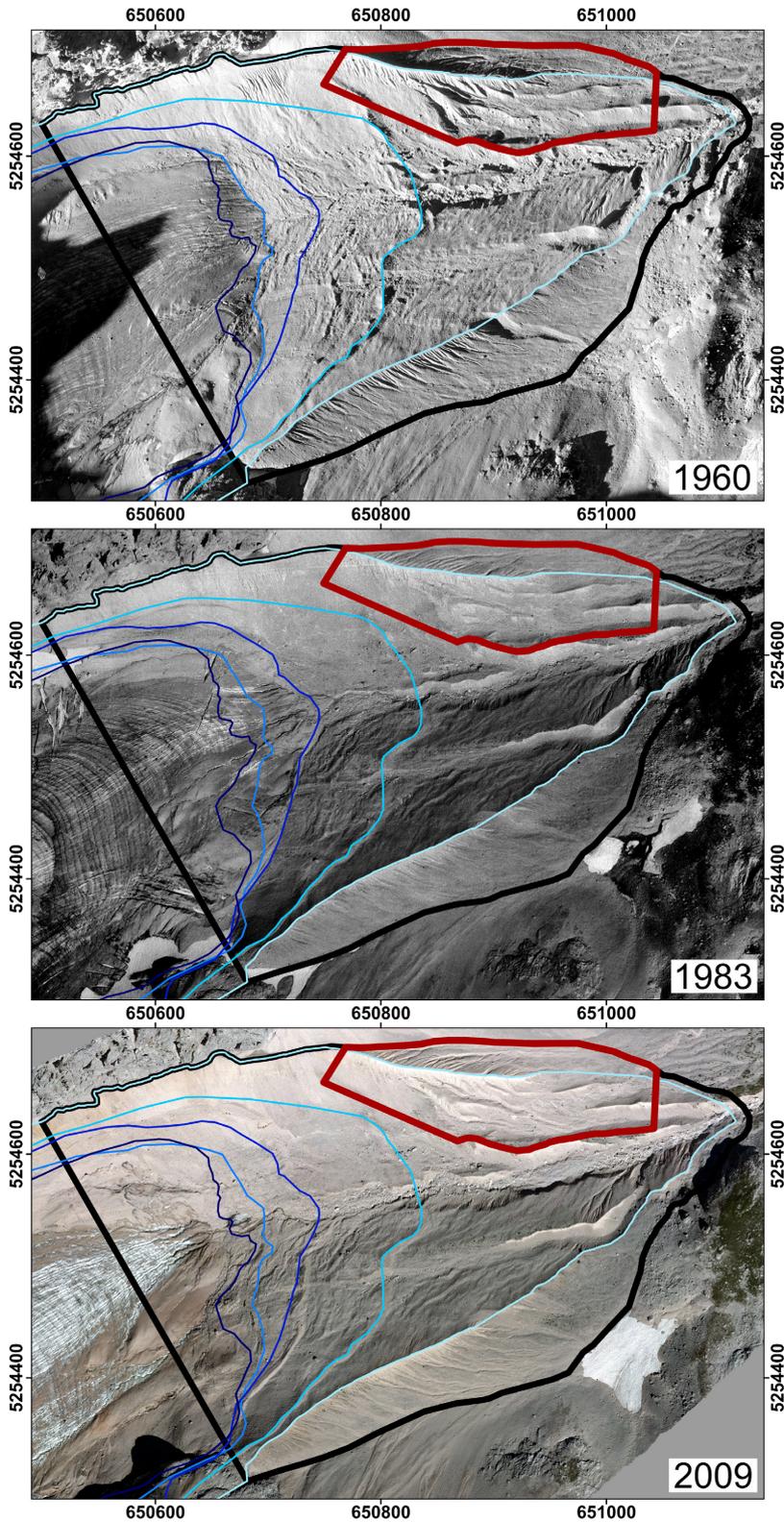


Abbildung B 18: Orthofotos Untersuchungsgebiet Höllentalferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Höllentalferner

Größe: 16 ha

Höhenlage: 2115-2353 m

Untersuchungs-
gebiet 

Untersuchungs-
fläche  HTF1

Gletscher-
stände  1820
 1919
 1960
 1983
 2006

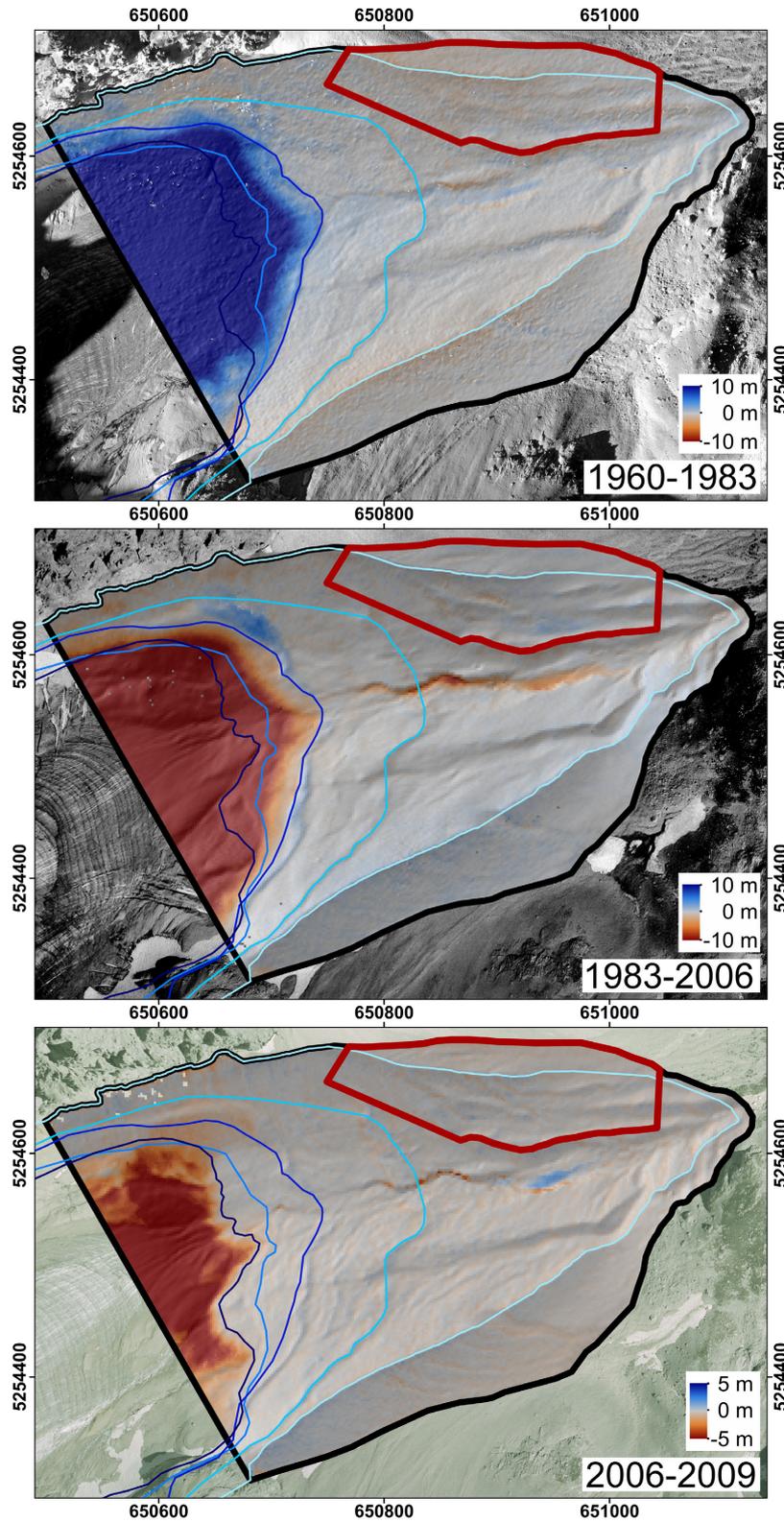


Abbildung B 19: DoDs Untersuchungsgebiet Höllentalferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche HTF1

Größe: 21 199 m²
 Höhenlage: 2142-2293 m
 Engletscherung: ca. 1893
 Erosionsbereich: —

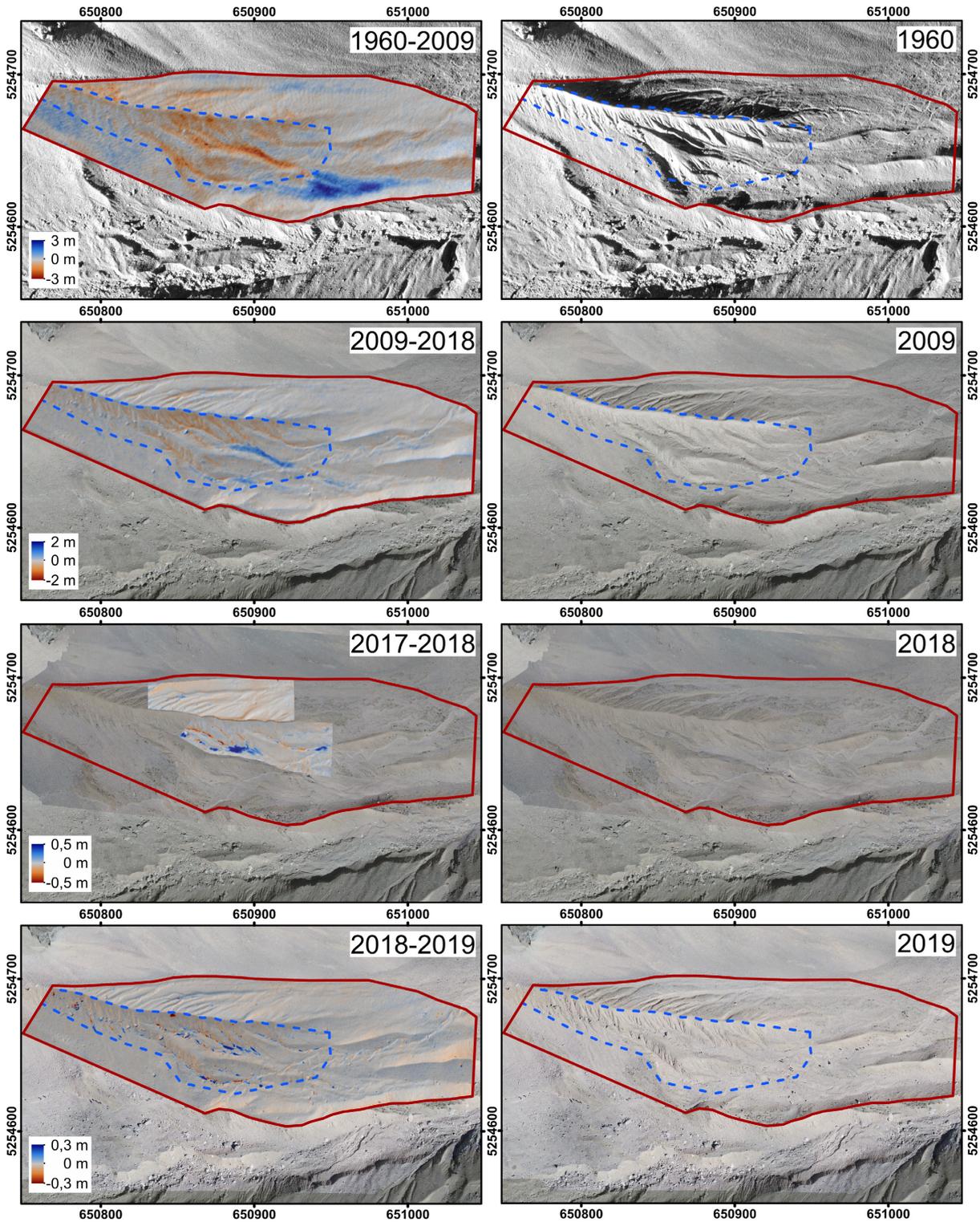
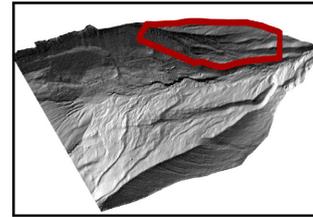
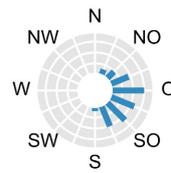
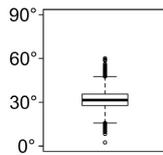


Abbildung B 20: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche HTF1 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Krimmler Kees

Größe: 138 ha
Höhenlage: 1864-2469 m

Untersuchungs-
gebiet

Untersuchungs-
flächen

- KK1
- KK2
- KK3

Gletscher-
stände

- 1850
- 1938
- 1953
- 1974
- 2003

Toteis 2006-2012

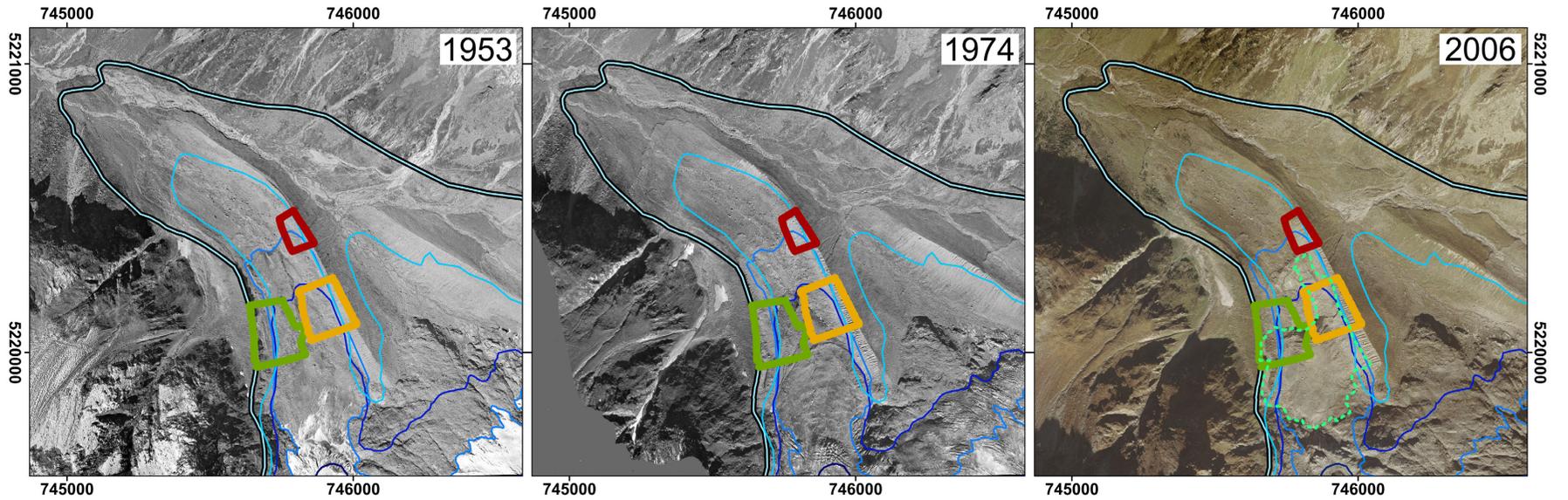


Abbildung B 21: Orthofotos Untersuchungsgebiet Krimmler Kees (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Krimmler Kees

Größe: 138 ha
 Höhenlage: 1864-2469 m

Untersuchungs-
 gebiet

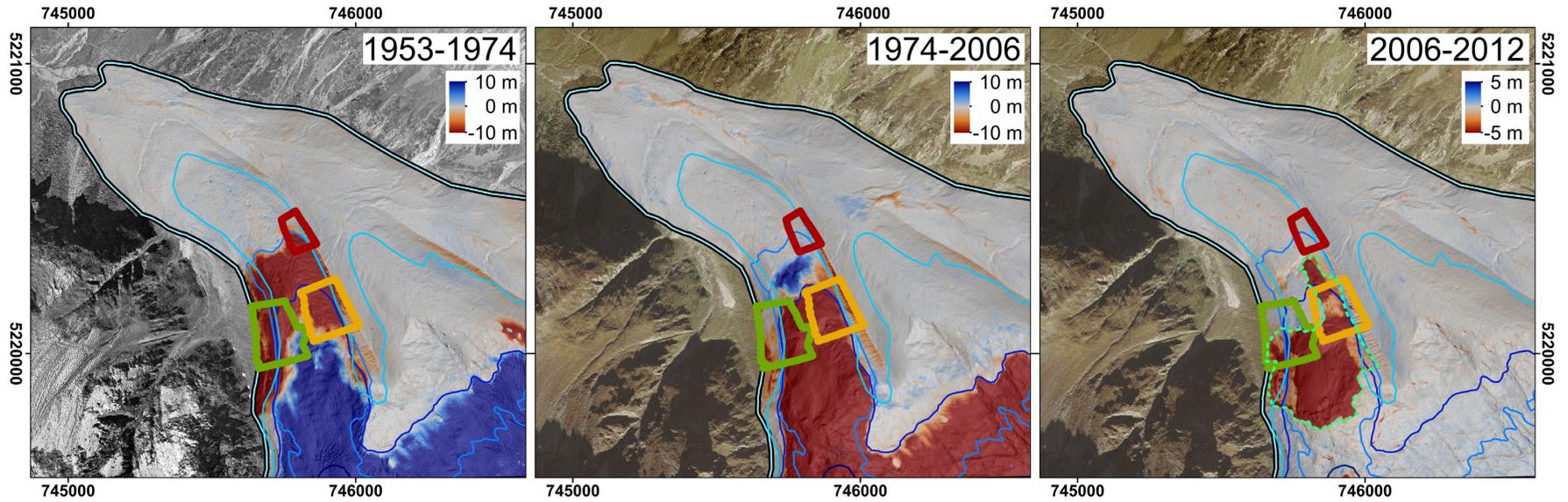
Untersuchungs-
 flächen

KK1
 KK2
 KK3

Gletscher-
 stände

1850
 1938
 1953
 1974
 2003

Toteis  2006-2012



Untersuchungsfläche KK1

Größe: 9144 m²
Höhenlage: 2046-2112 m
Engletscherung: ca. 1960
Erosionsbereich: 

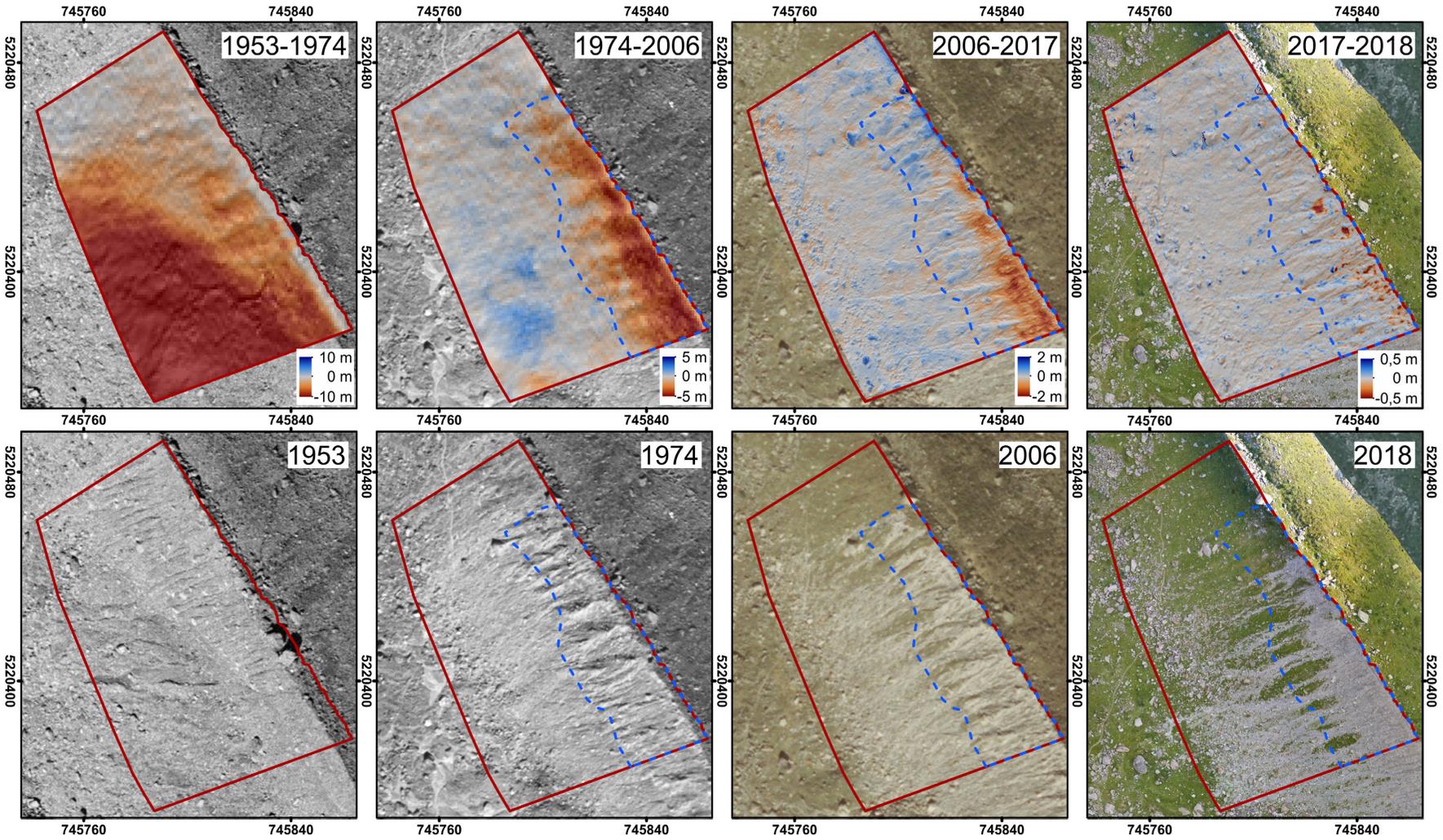
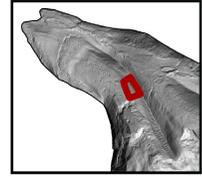
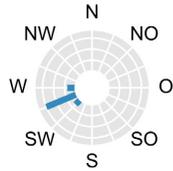
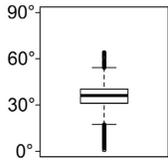
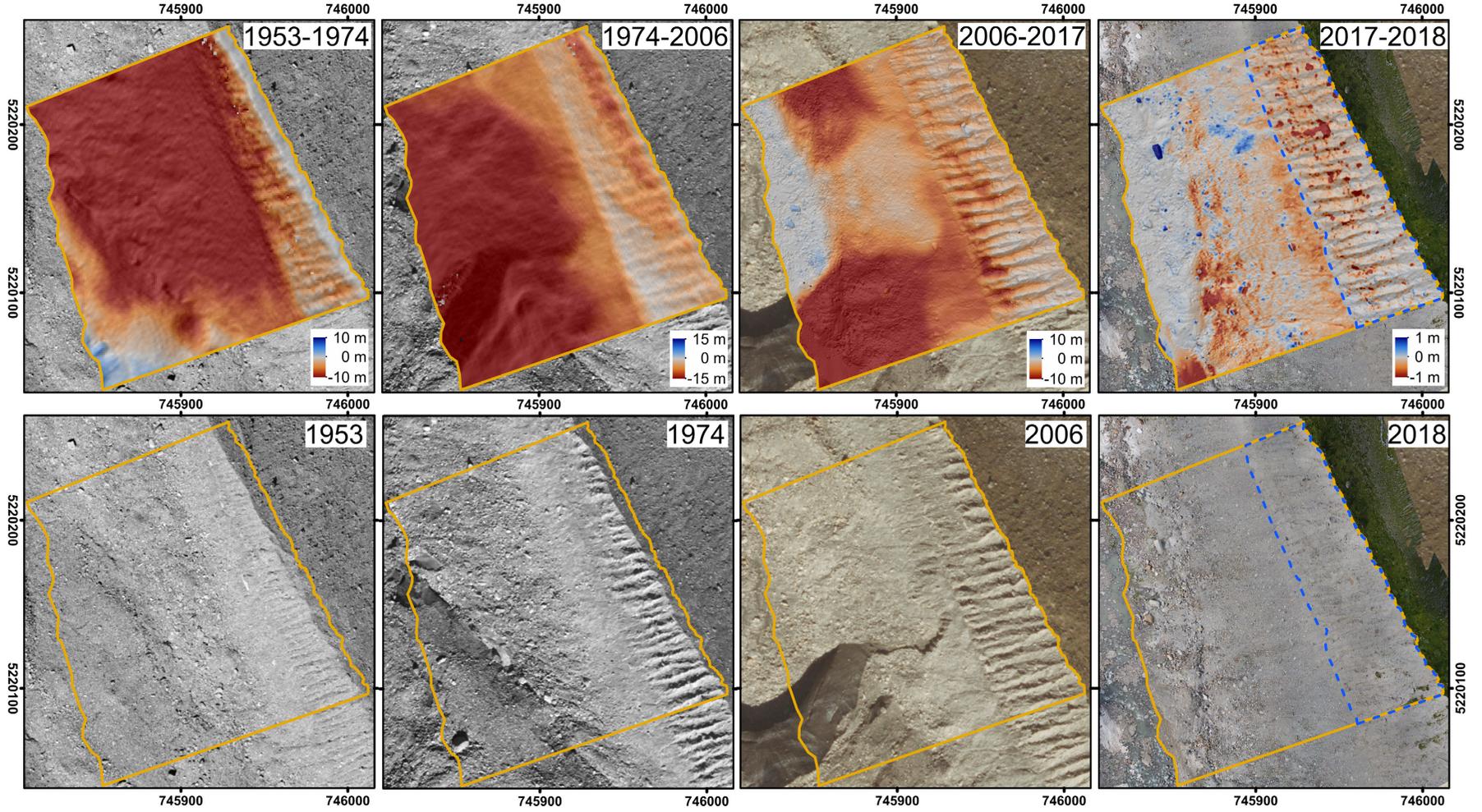
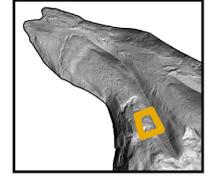
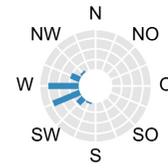
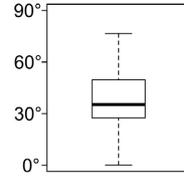
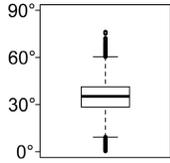
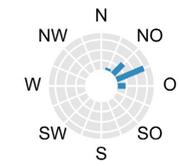
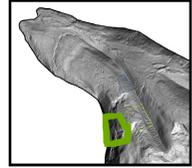


Abbildung B 23: DODs und Orthofotos Untersuchungsfläche KK1 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche KK2

Größe: 26 738 m²
 Höhenlage: 2059-2193 m
 Engletscherung: ca. 1980, Toteis bis heute
 Erosionsbereich: —





Untersuchungsfläche KK3

Größe: 31 869 m²

Höhenlage: 2059-2203 m

Engletscherung: ca. 1980, Toteis bis heute

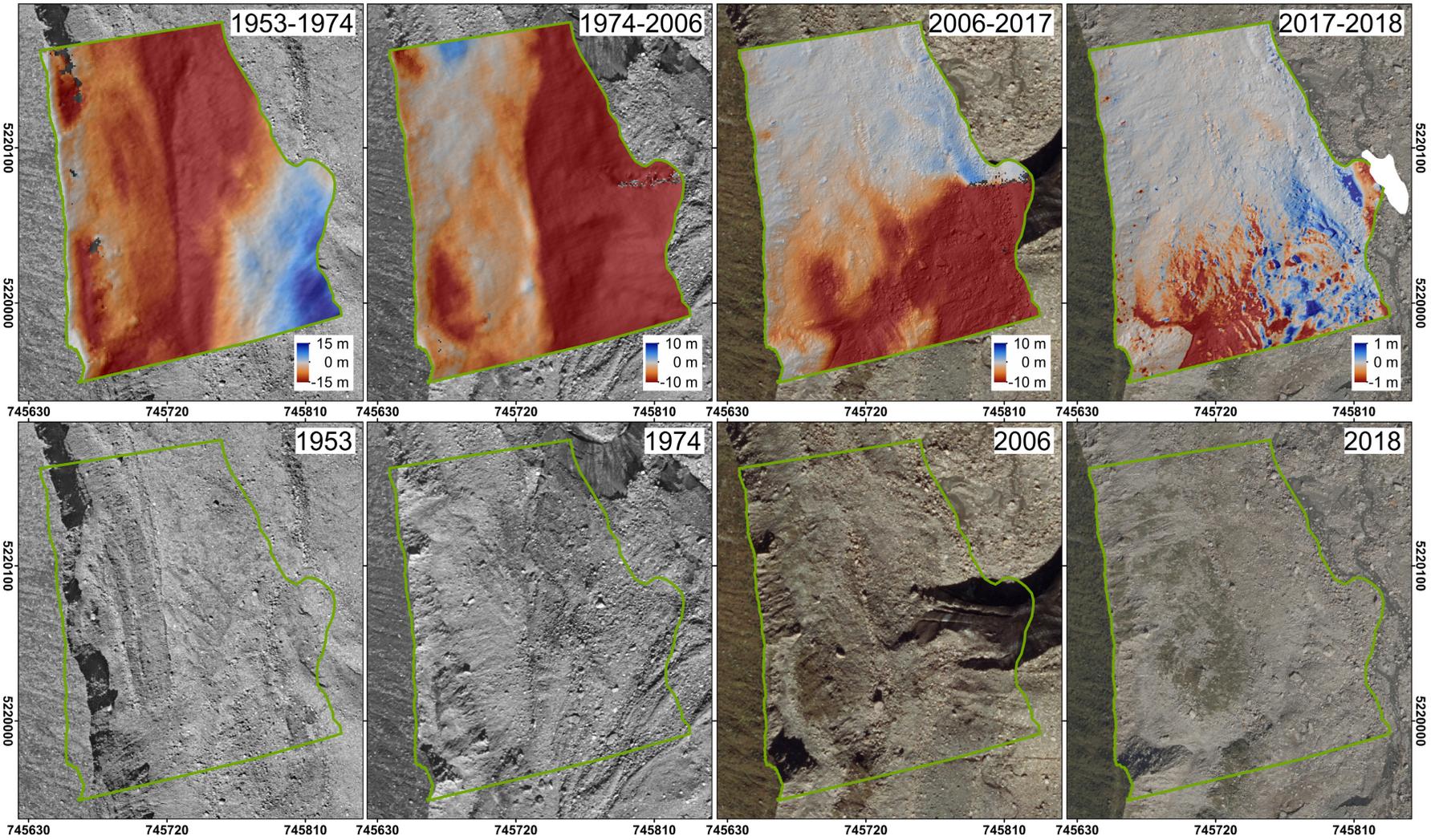


Abbildung B 25: Dods und Orthofotos Untersuchungsfläche KK3 (Datenquellen s. Tabelle A 1, Datenquelle Orthofoto 2018: Organisation – data.organisation.gv.at, geoland.at)

Langtauferer Ferner

Größe: 124 ha

Höhenlage: 2064-2668 m

Untersuchungs-
gebiet 

Untersuchungs-
flächen  LTF1

 LTF2

 LTF3

Gletscher-
stände  1850

 1893

 1915

 1959

 2006

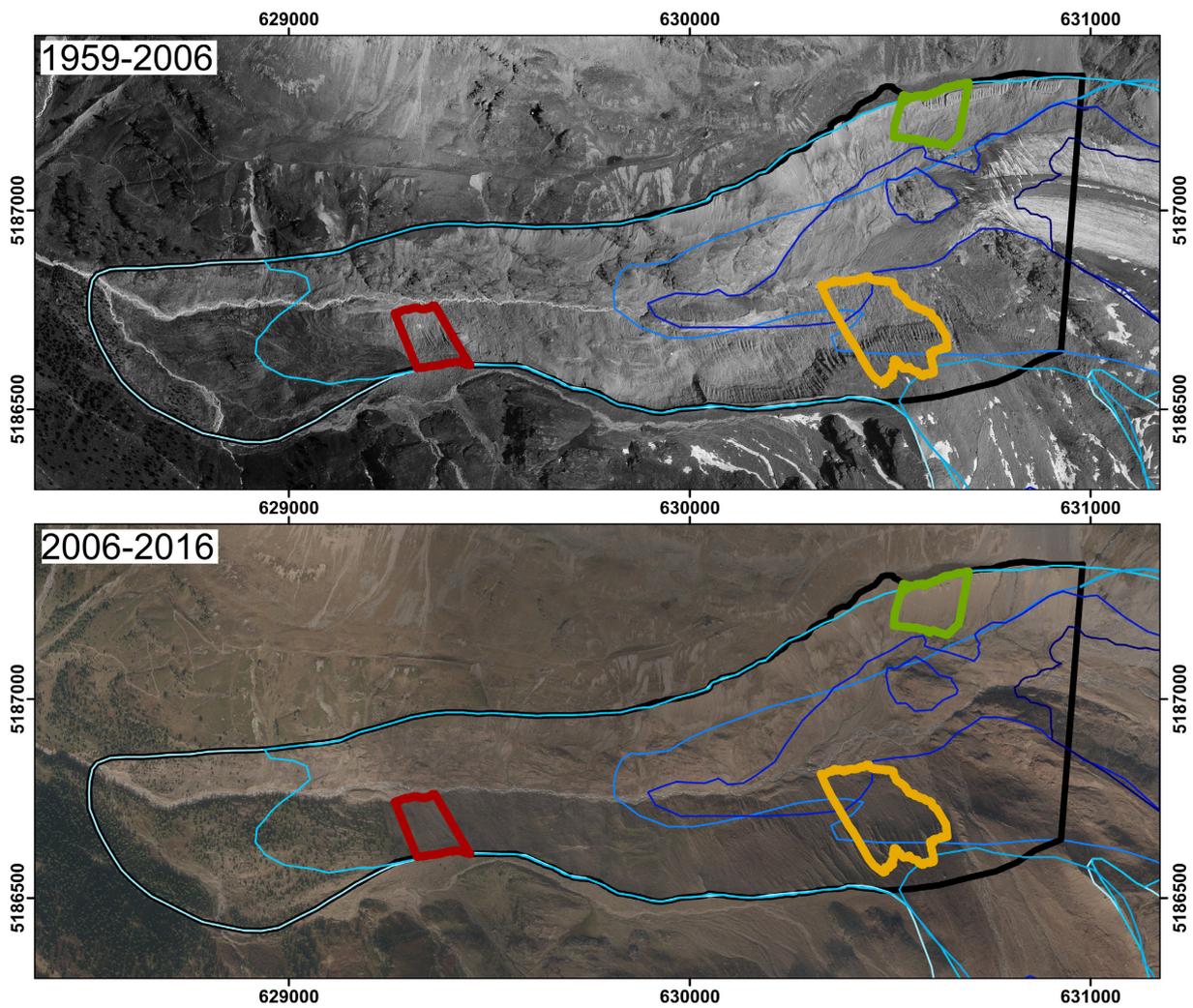


Abbildung B 26: Orthofotos Untersuchungsgebiet Langtauferer Ferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Langtauferer Ferner

Größe: 124 ha

Höhenlage: 2064-2668 m

Untersuchungs-
gebiet 

Untersuchungs-
flächen  LTF1
 LTF2
 LTF3

Gletscher-
stände  1850
 1893
 1915
 1959
 2006

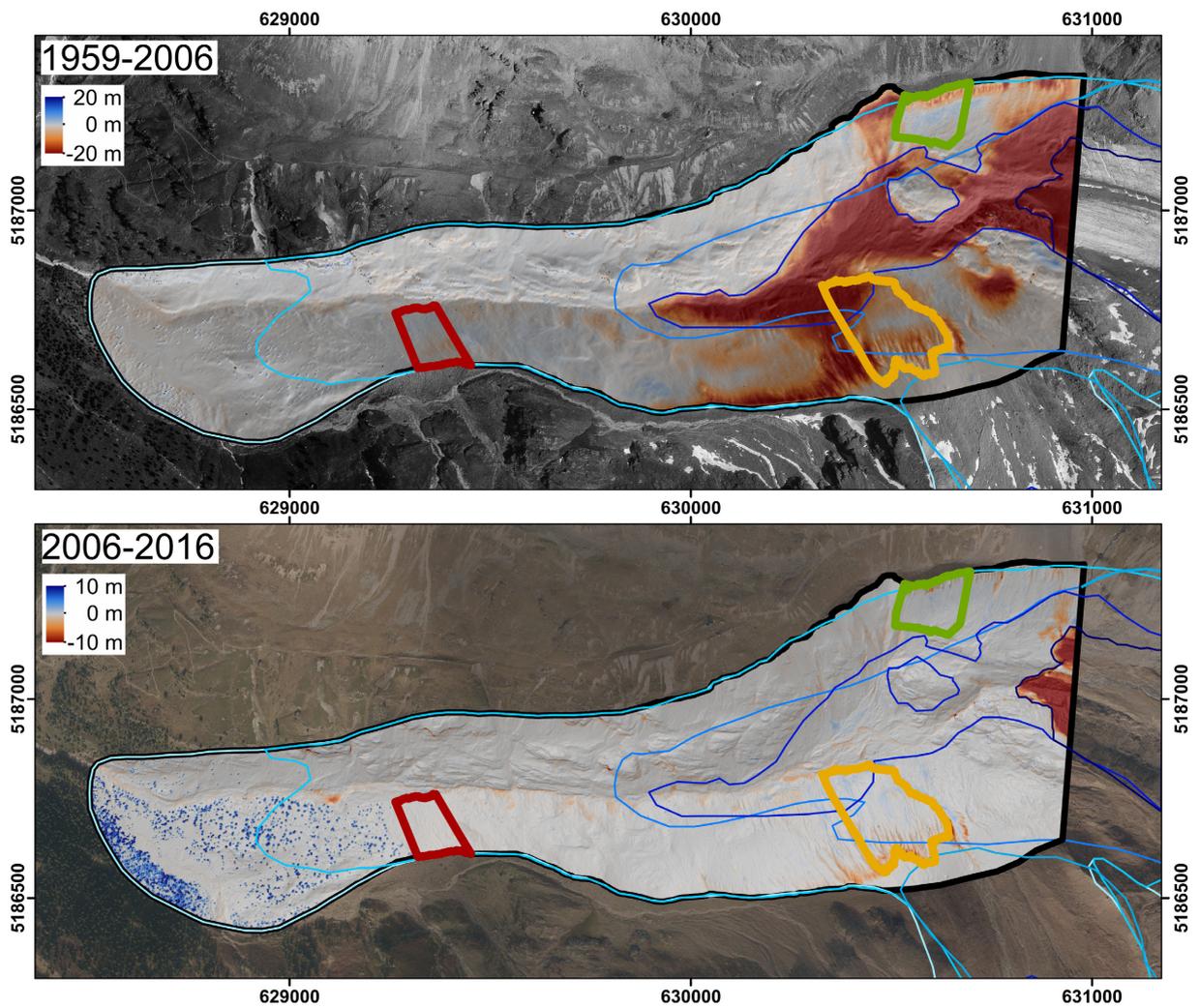
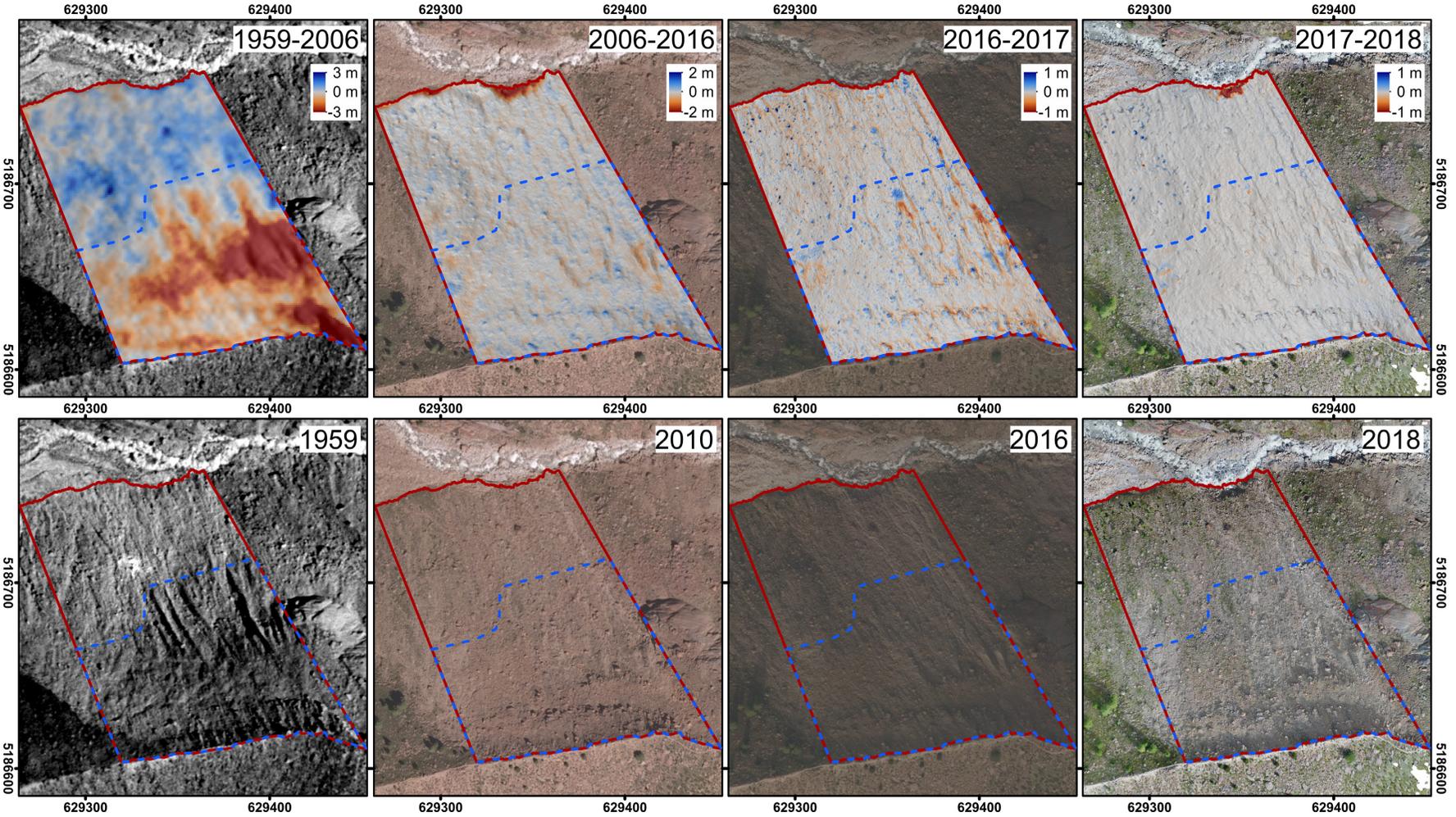
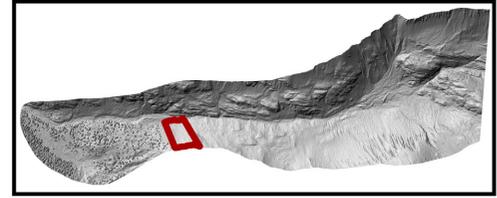
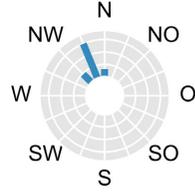
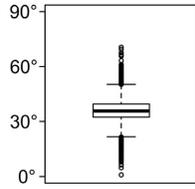


Abbildung B 27: DoDs Untersuchungsgebiet Langtauferer Ferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche LTF1

Größe: 17 062 m²
 Höhenlage: 2182-2321 m
 Engletscherung: ca. 1899
 Erosionsbereich: —



Untersuchungsfläche LTF2

Größe: 47 949 m²

Höhenlage: 2380-2293 m

Engletscherung: ca. 1967

Erosionsbereich: ■ 1959-2006 ■ 2006-2019

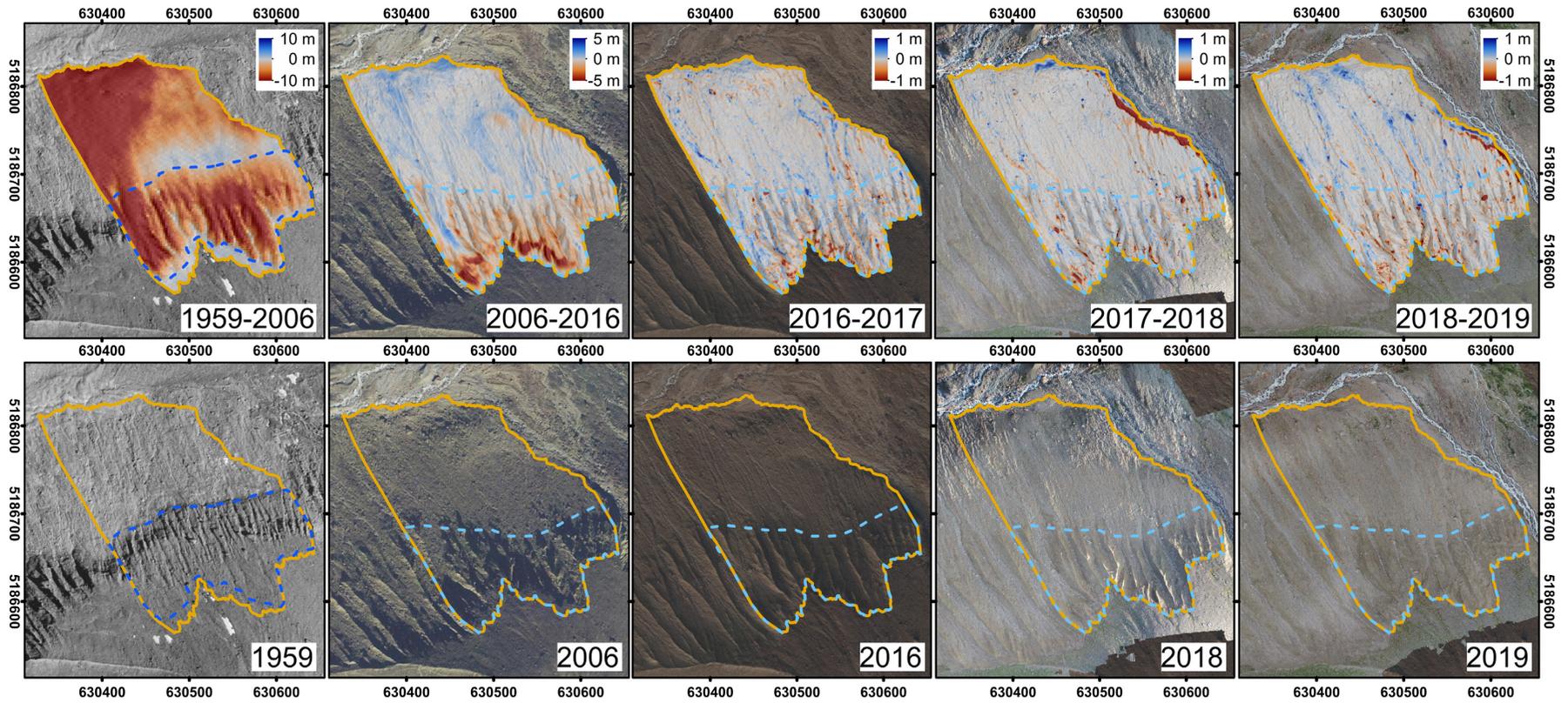
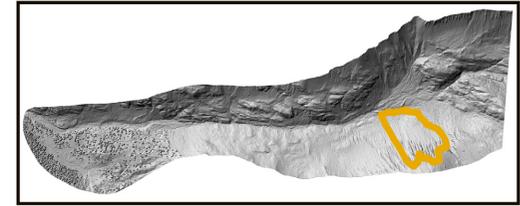
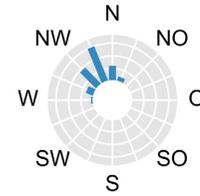
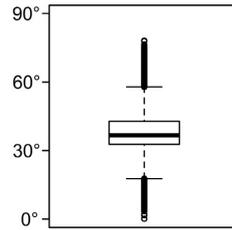
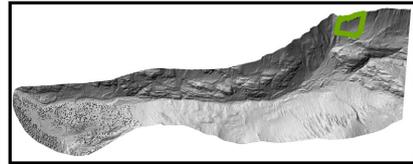
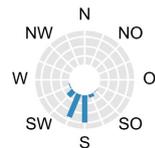
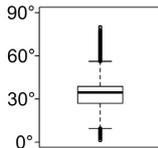


Abbildung B 29: Dods und Orthofotos Untersuchungsfläche LTF2 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche LTF3

Größe: 20 101 m²
 Höhenlage: 2522-2635 m
 Engletscherung: ca. 1911



Erosionsbereich: — 1959-2006 — 2006-2018

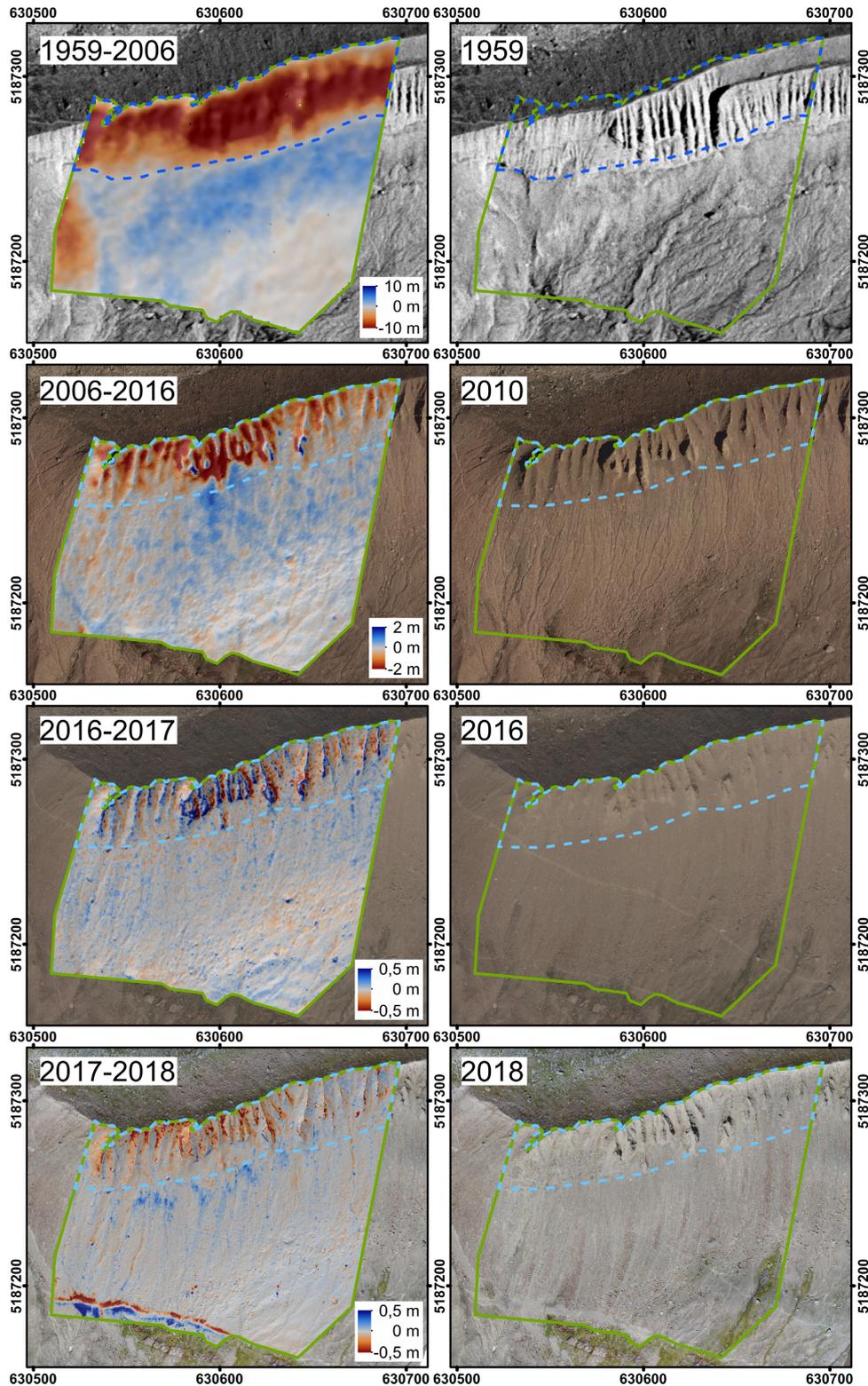


Abbildung B 30: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche LTF3 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Rofenkarferner

Größe: 43 ha
Höhenlage: 2620-3049 m

Untersuchungs-
gebiet 

Untersuchungs-
flächen

 RKF1
 RKF2
 RKF3

Toteis  1953-1971

Gletscher-
stände

-  1850
-  1893
-  1942-43
-  1953
-  1971
-  1990
-  2003

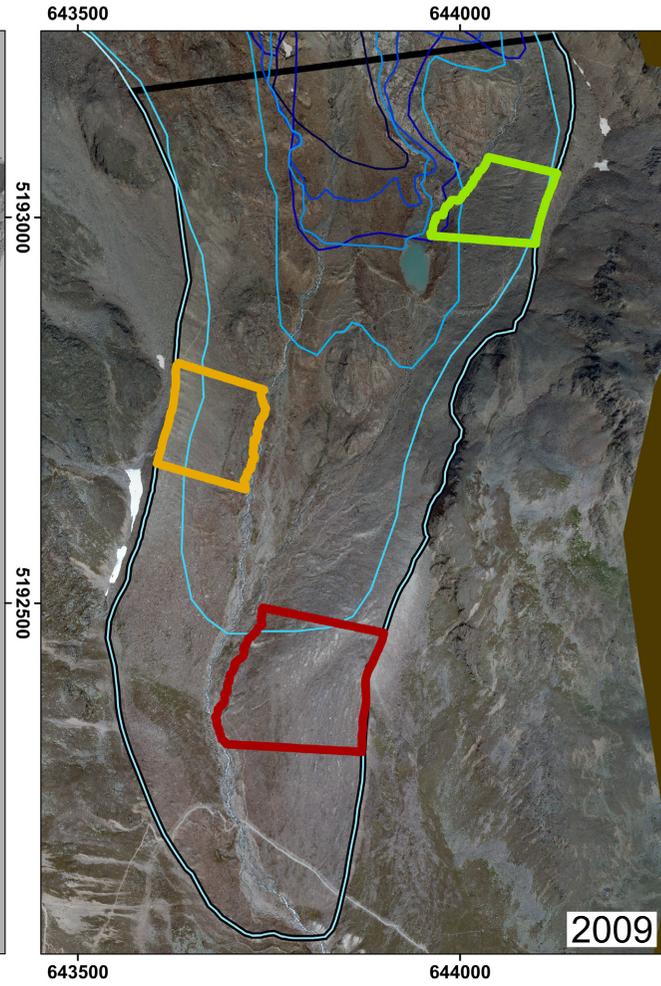
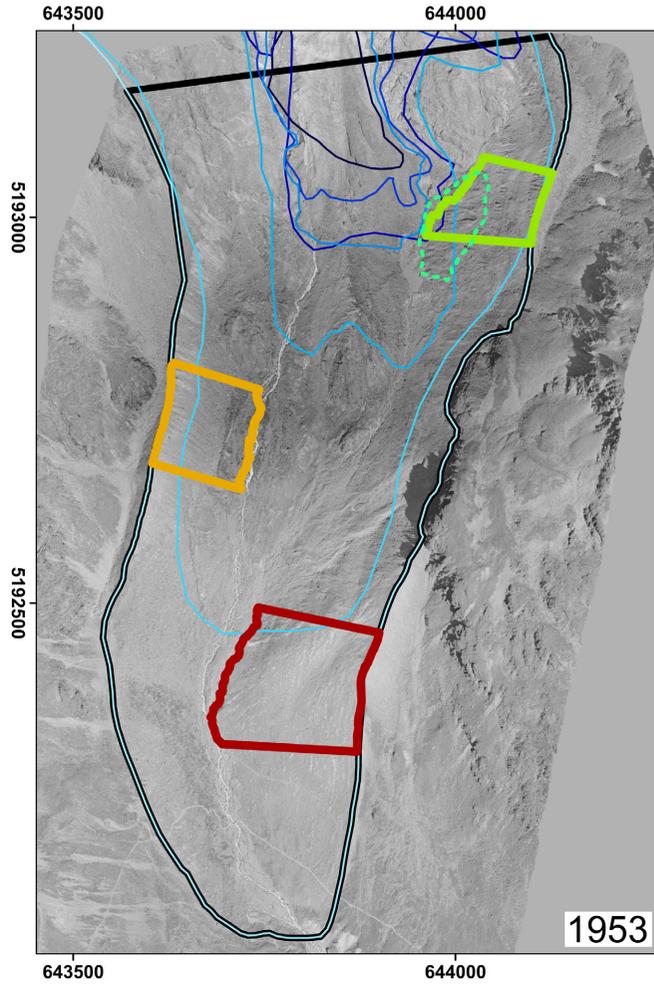


Abbildung B 31: Orthofotos Untersuchungsgebiet Rofenkarferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Rofenkarferner

Größe: 43 ha
 Höhenlage: 2620-3049 m

Untersuchungs-
 gebiet

Untersuchungs-
 flächen

- RKF1
- RKF2
- RKF3

Toteis 1953-1971

Gletscher-
 stände

- 1850
- 1893
- 1942-43
- 1953
- 1971
- 1990
- 2003

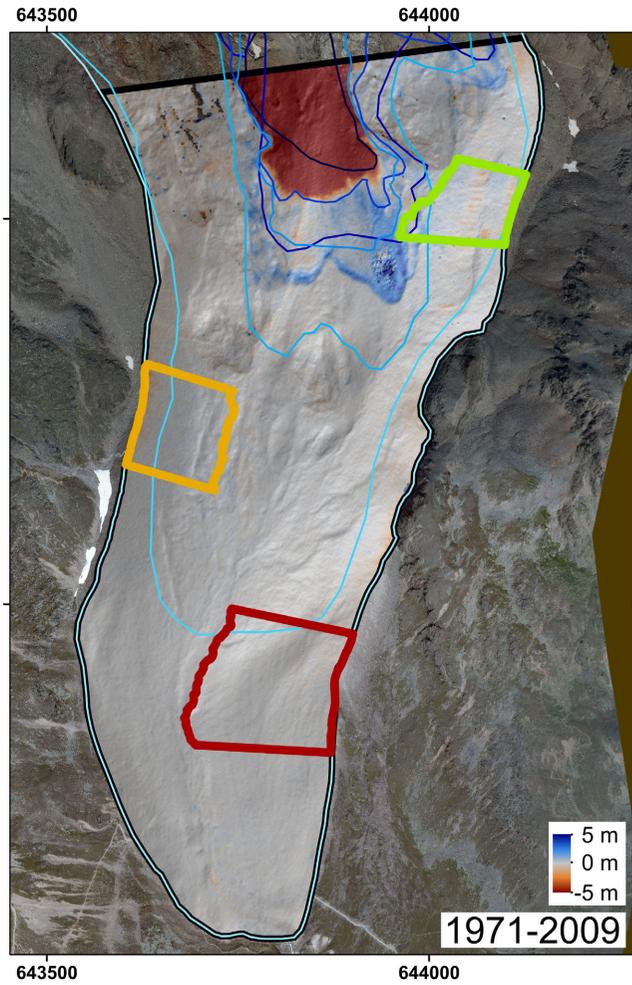
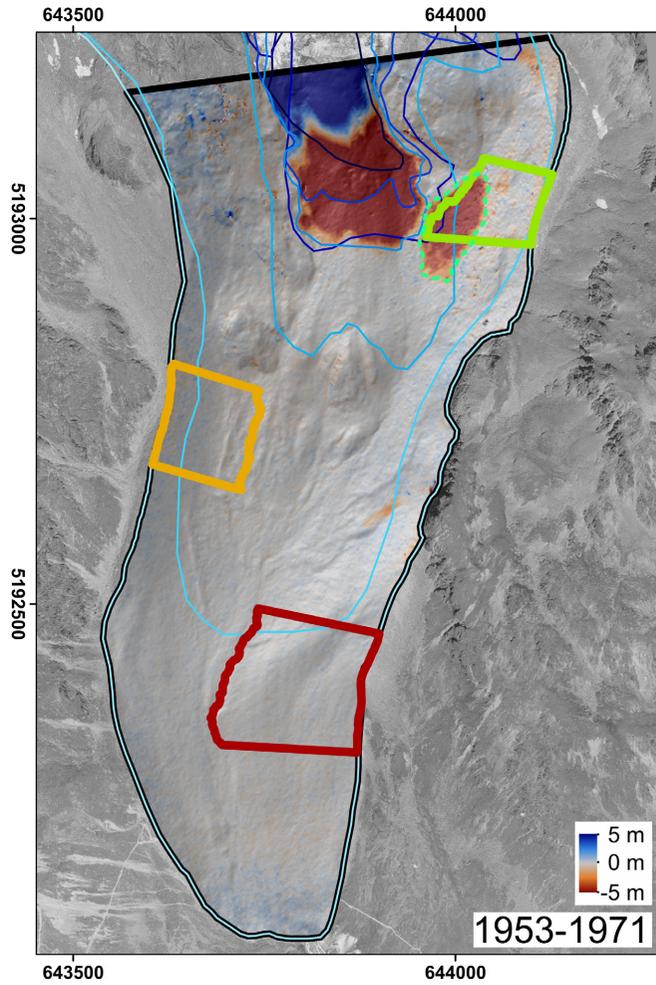


Abbildung B 32: Dods Untersuchungsgebiet Rofenkarferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche RKF1

Größe: 30 211 m²
 Höhenlage: 2684-2780 m
 Entgletscherung: ca. 1897
 Erosionsbereich: 

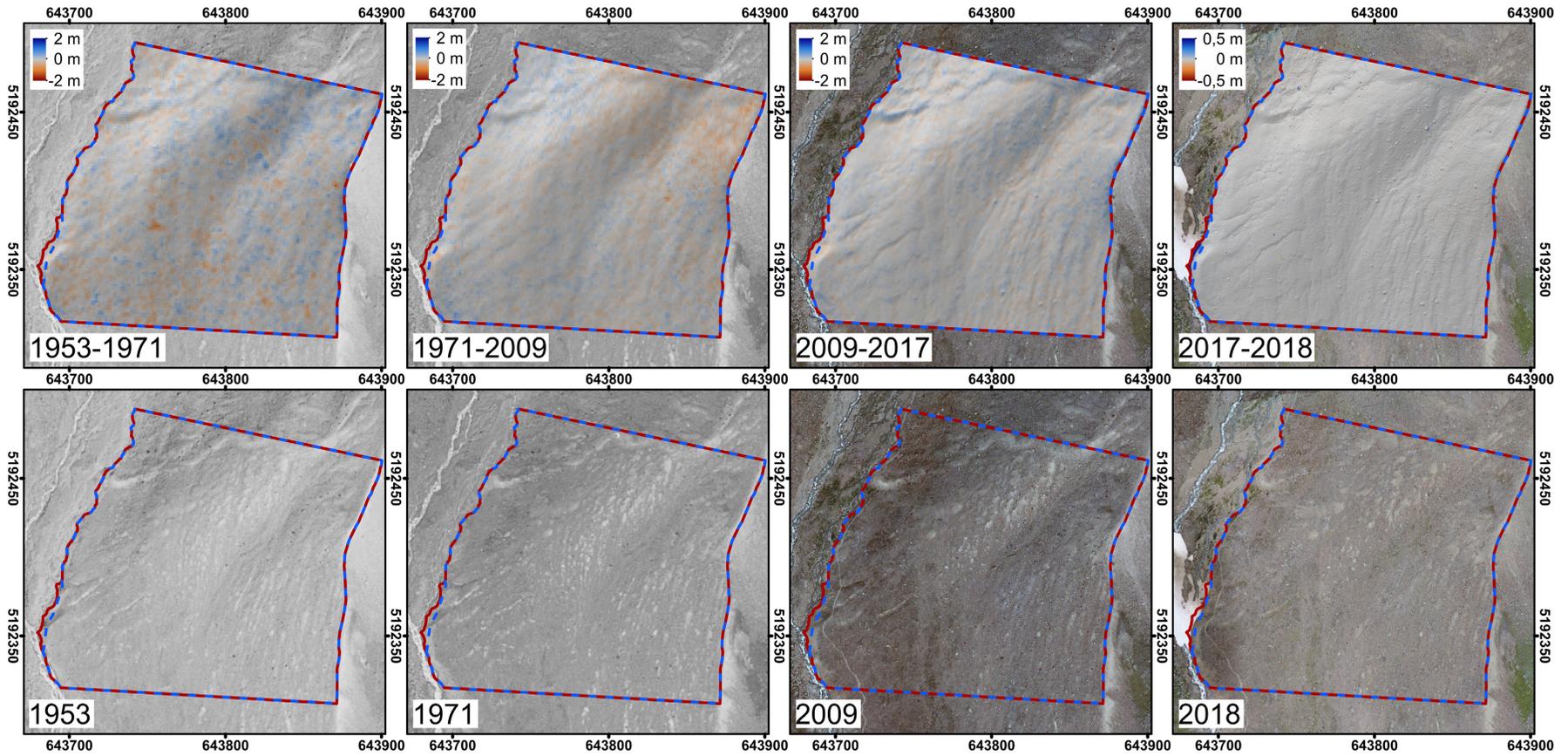
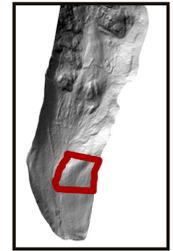
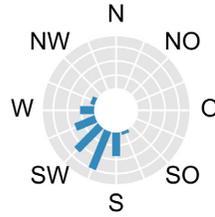
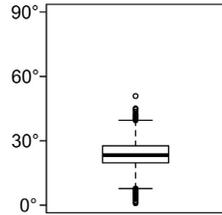
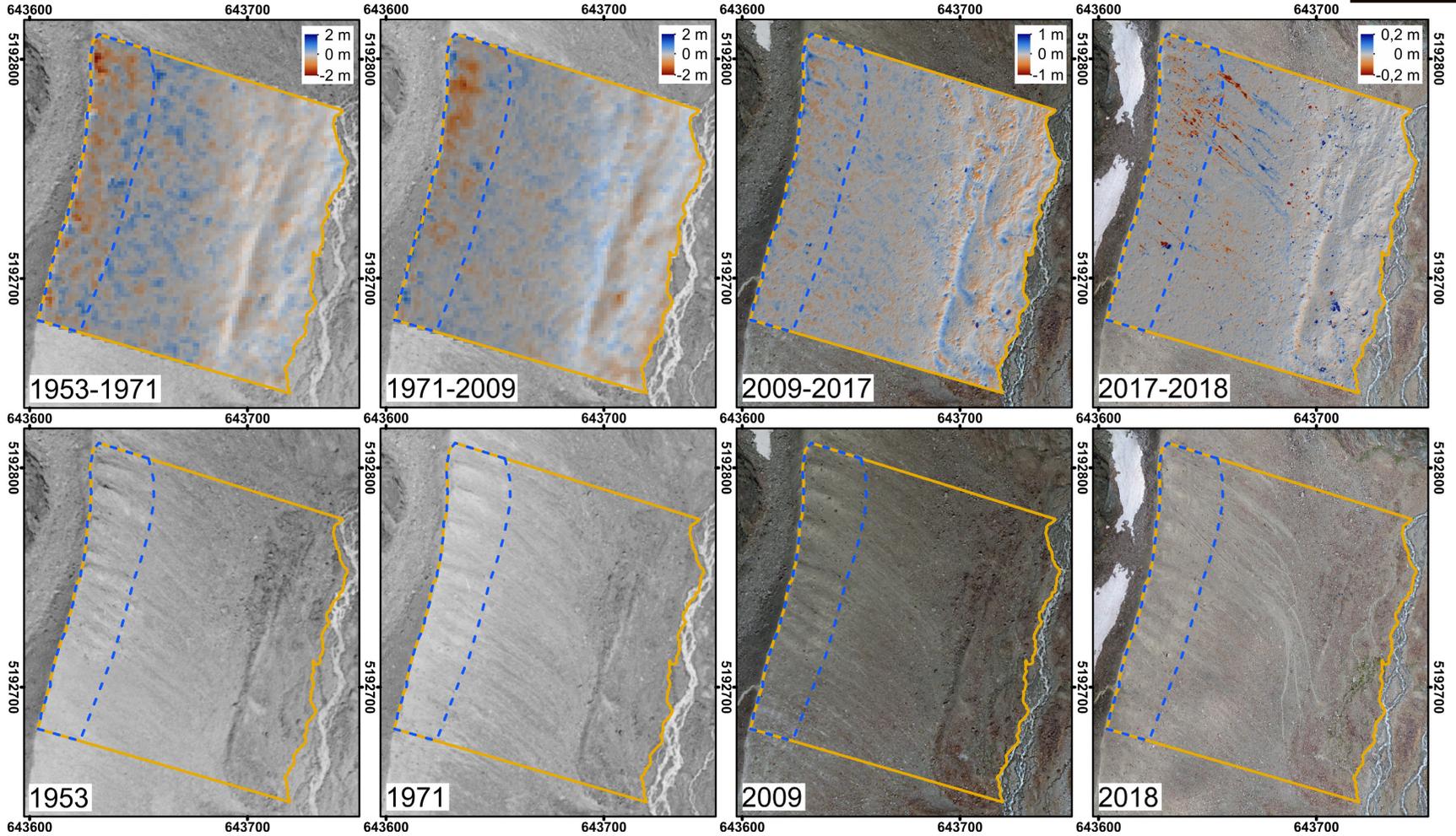
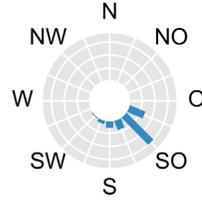
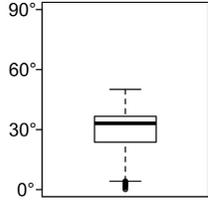


Abbildung B 33: Dods und Orthofotos Untersuchungsfläche RKF1 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Abbildung B 34: Dods und Orthofotos Untersuchungsfläche RKF2 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche RKF2

Größe: 15 861 m²
 Höhenlage: 2757-2857 m
 Entgletscherung: ca. 1919
 Erosionsbereich:



Untersuchungsfläche RKF3

Größe: 11 974 m²

Höhenlage: 2859-2962 m

Entgletscherung: ca. 1990, Toteis 1953-1971

Erosionsbereich: — 1953-1971 — 1971-2018

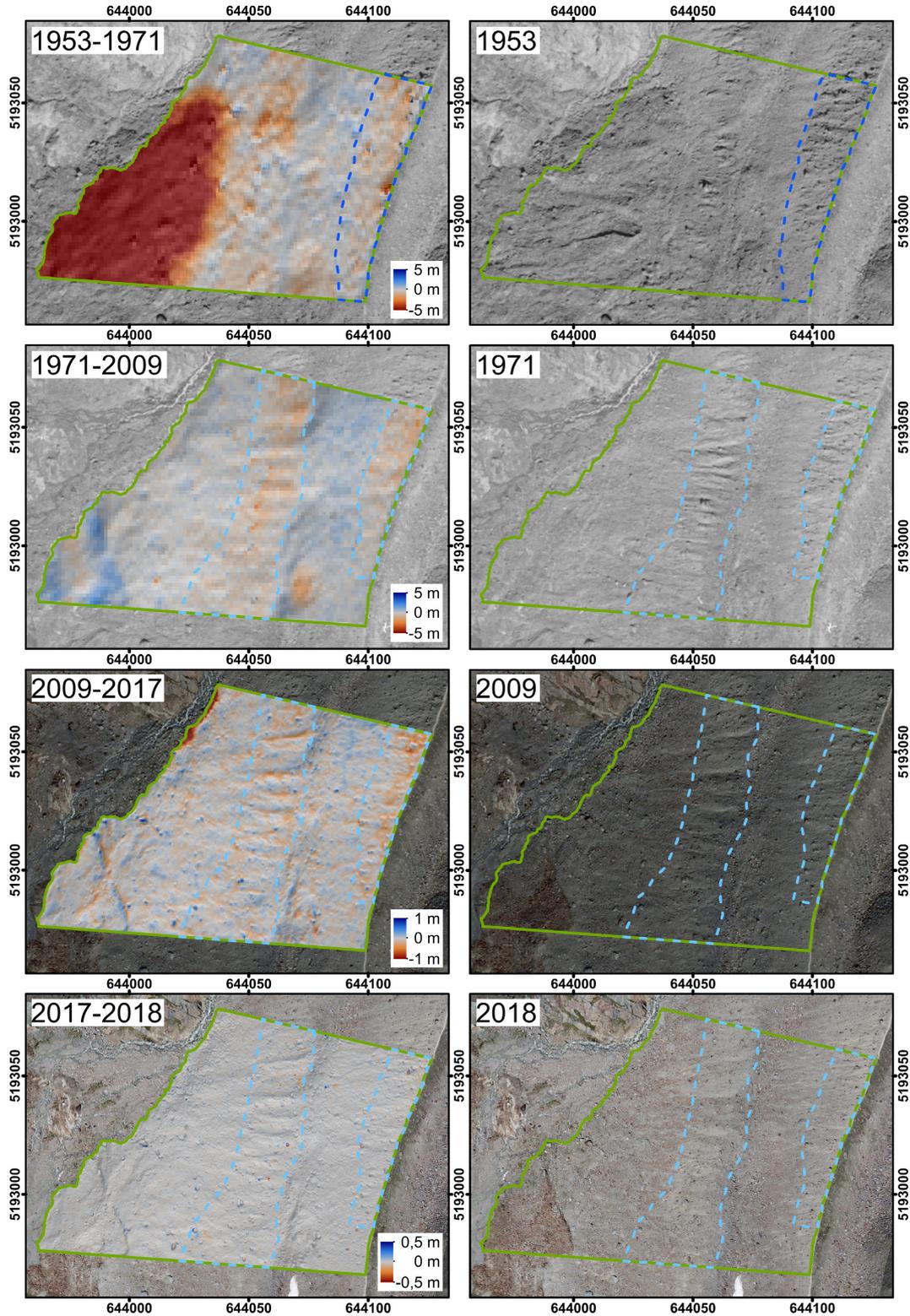
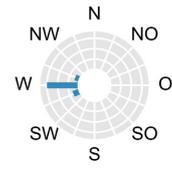
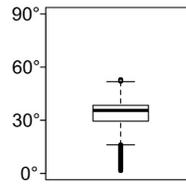


Abbildung B 35: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche RKF3 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Waxeggkees

Größe: 132 ha

Höhenlage: 1927-2635 m

Untersuchungs-
gebiet 

Untersuchungs-
flächen  WEK1
 WEK2
 WEK3

Gletscher-
stände  1850  1971
 1930  2010
 1954

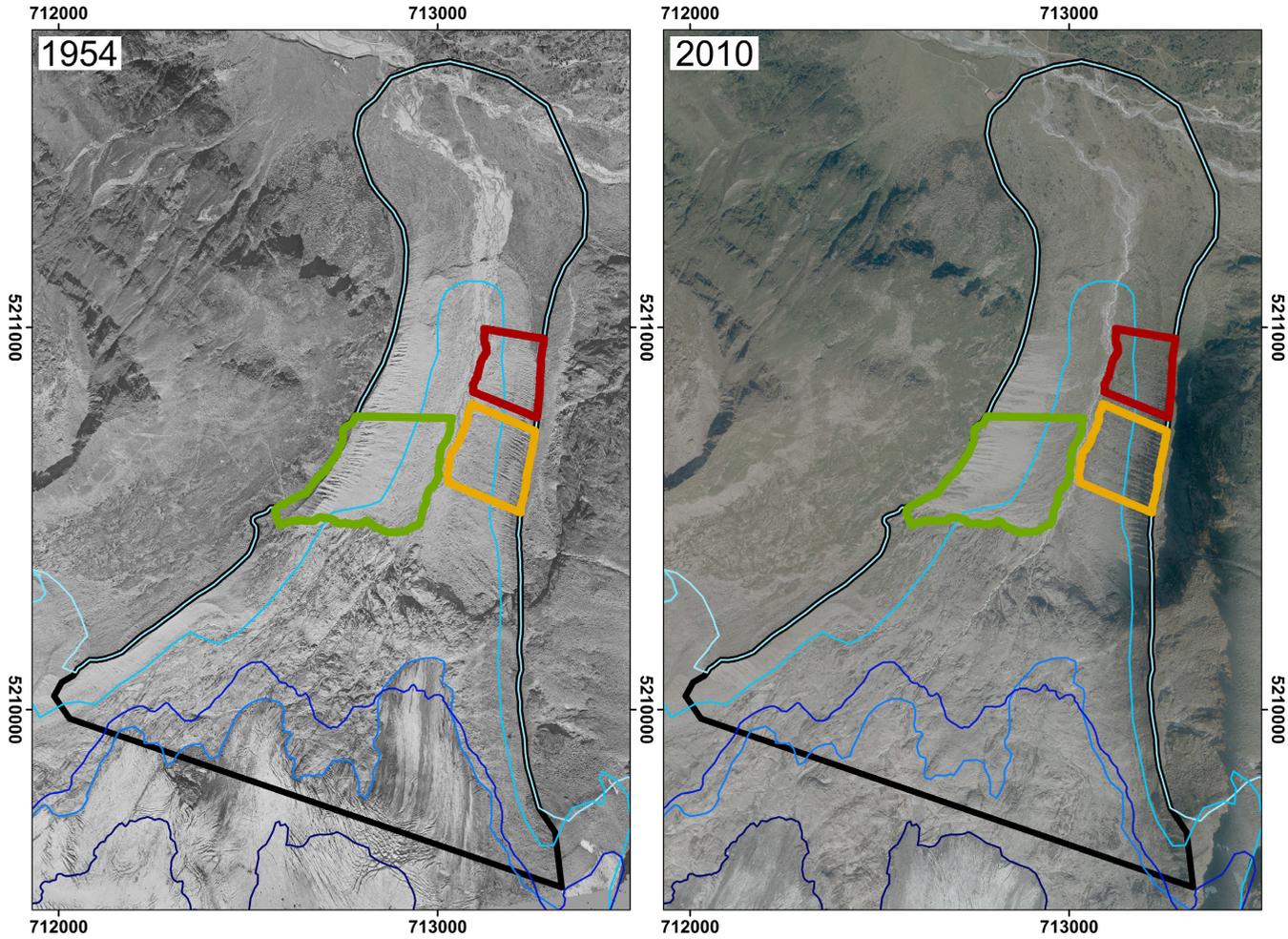


Abbildung B 36: Orthofotos Untersuchungsgebiet Waxeggkees (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Waxeggkees

Größe: 132 ha

Höhenlage: 1927-2635 m

Untersuchungs-
gebiet 

Untersuchungs-
flächen  WEK1
 WEK2
 WEK3

Gletscher-
stände  1850  1971
 1930  2010
 1954

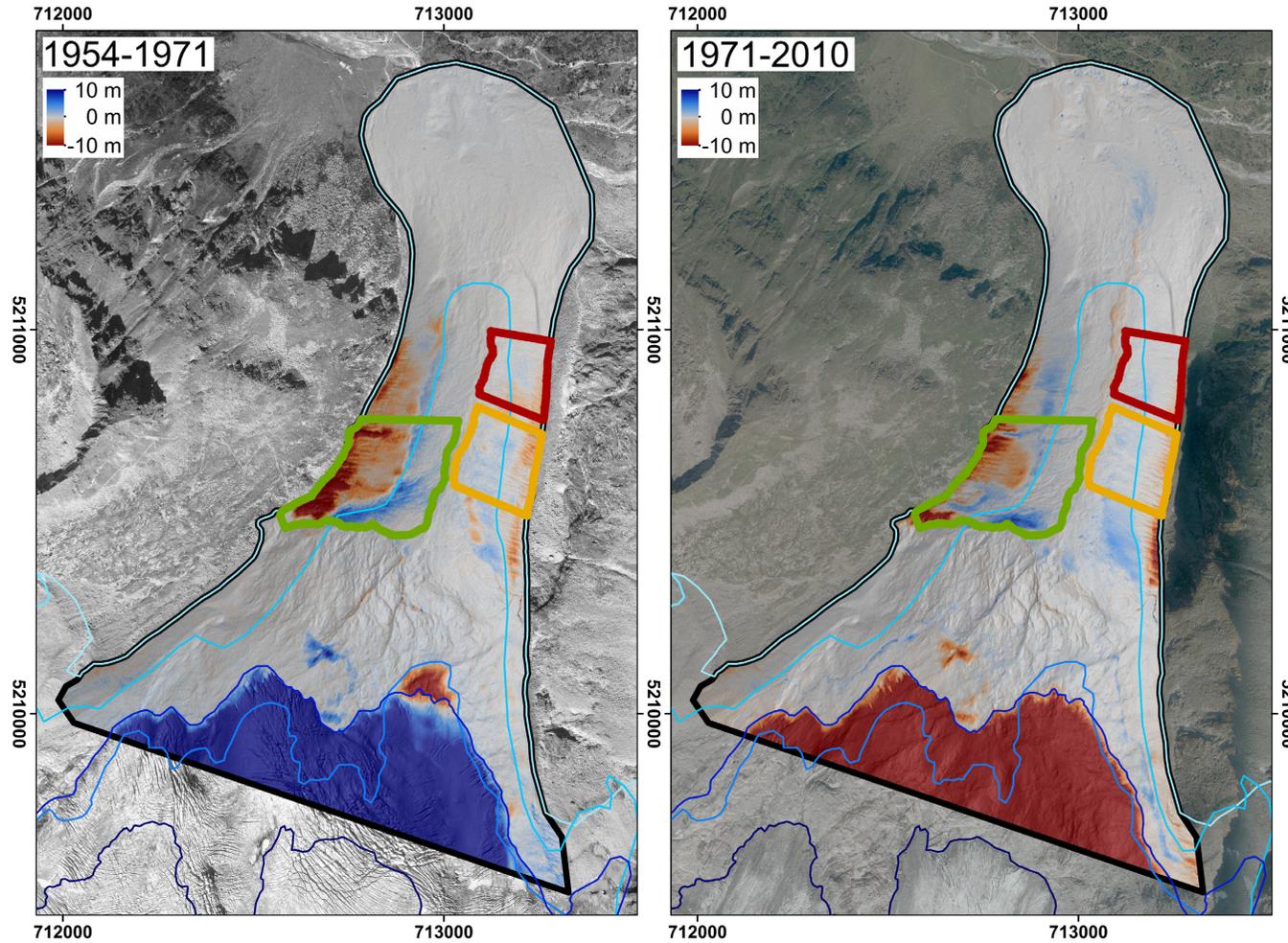


Abbildung B 37: Dods Untersuchungsgebiet Waxeggkees (Datenquellen s. Tabelle A 1)

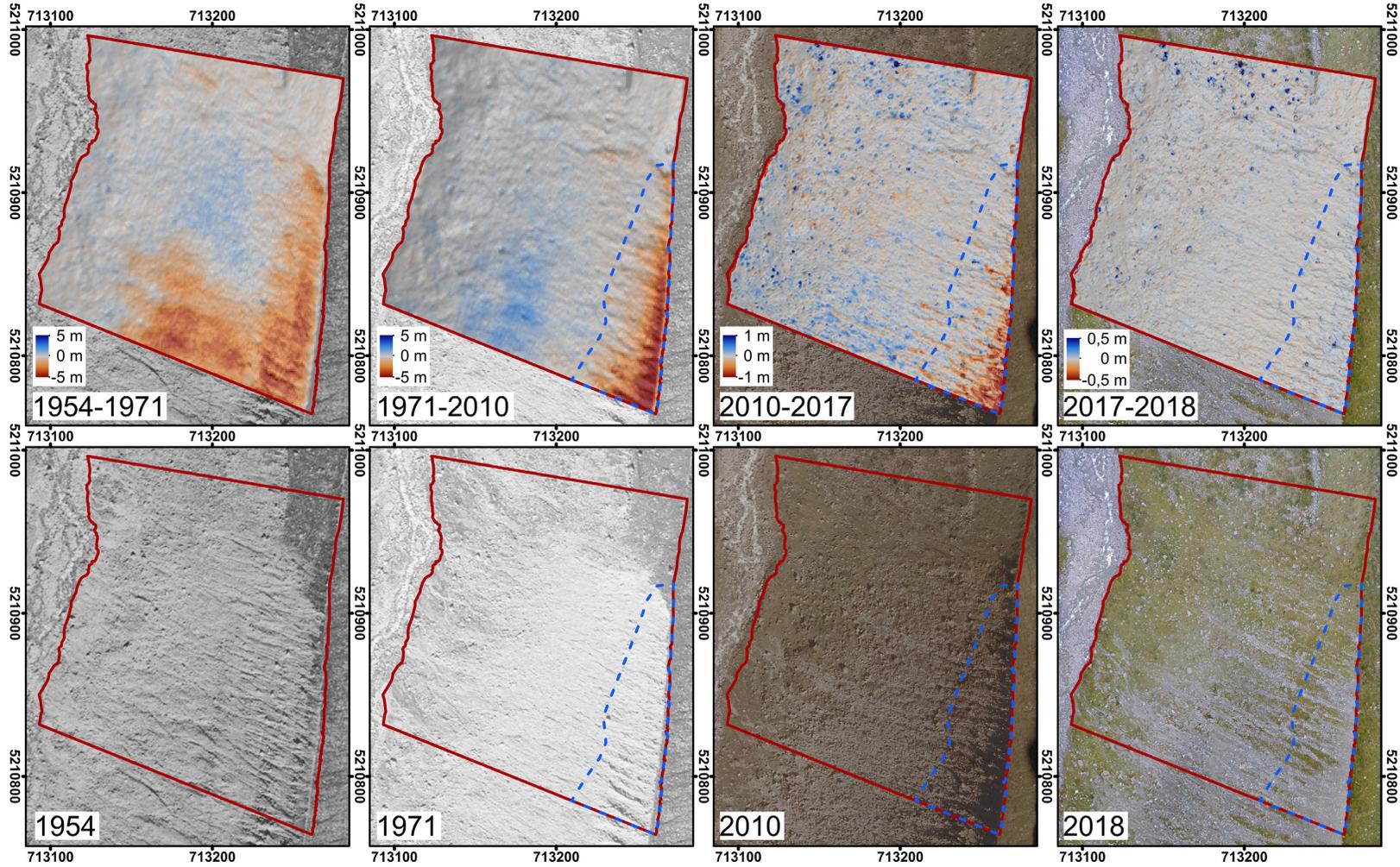
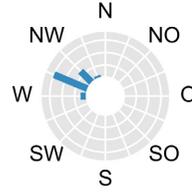
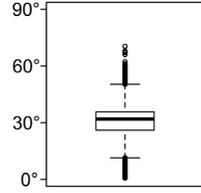
Untersuchungsfläche WEK1

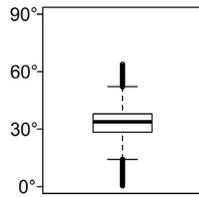
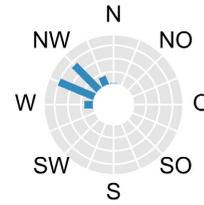
Größe: 30 718 m²

Höhenlage: 2030-2163 m

Entgletscherung: ca. 1932, bis ca. 1971 Toteis

Erosionsbereich: 





Untersuchungsfläche WEK2

Größe: 42 850 m²

Höhenlage: 2062-2228 m

Entgletscherung: ca. 1935, Toteis bis ca. 1971

Erosionsbereich: —

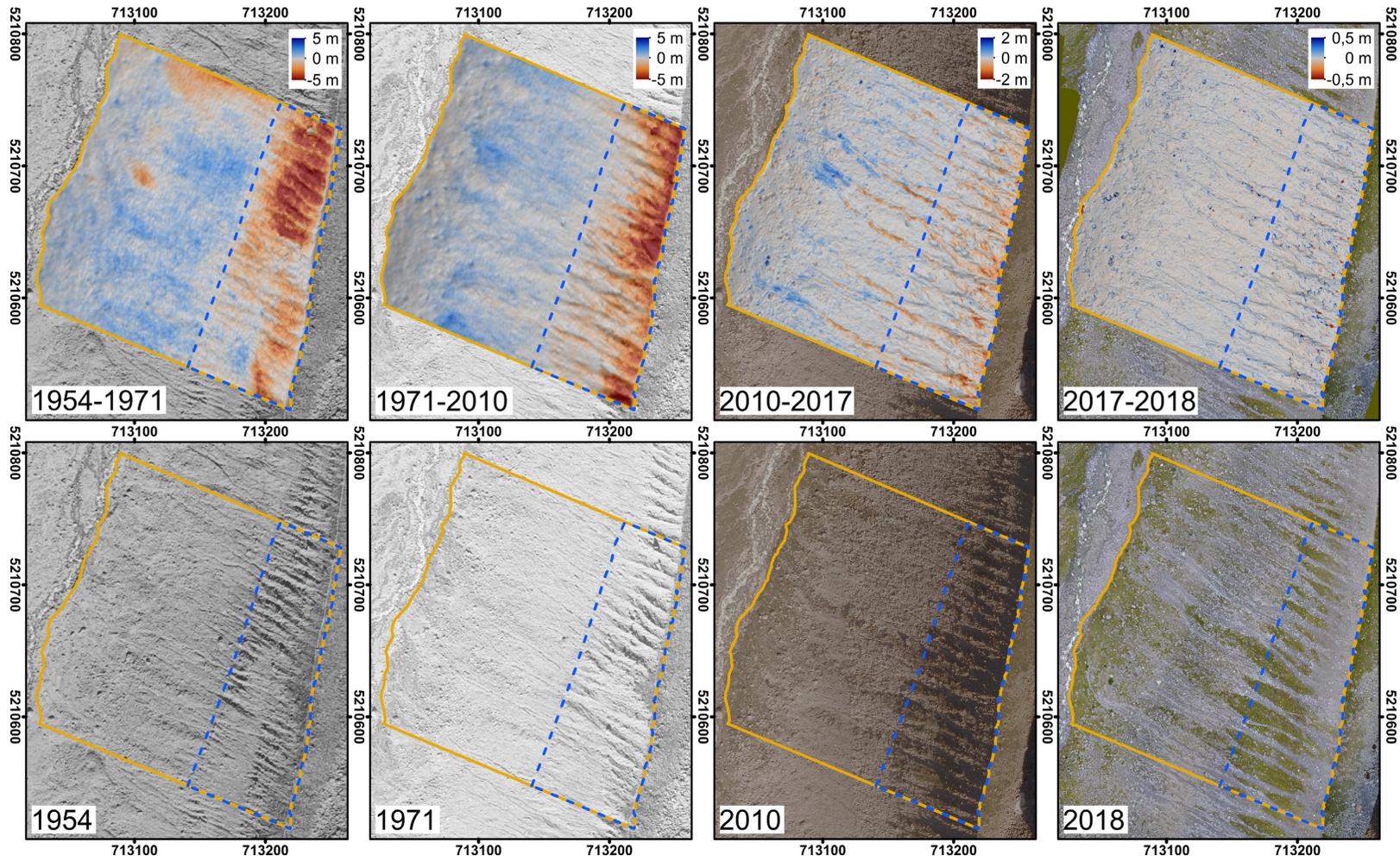


Abbildung B 39: Dods und Orthofotos Untersuchungsfläche WEK2 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche WEK3

Größe: 88 013 m²

Höhenlage: 2068-2328 m

Entgletscherung: ca. 1936, Toteis bis ca. 2010

Erosionsbereich: — 1971-2010 — 2010-2018

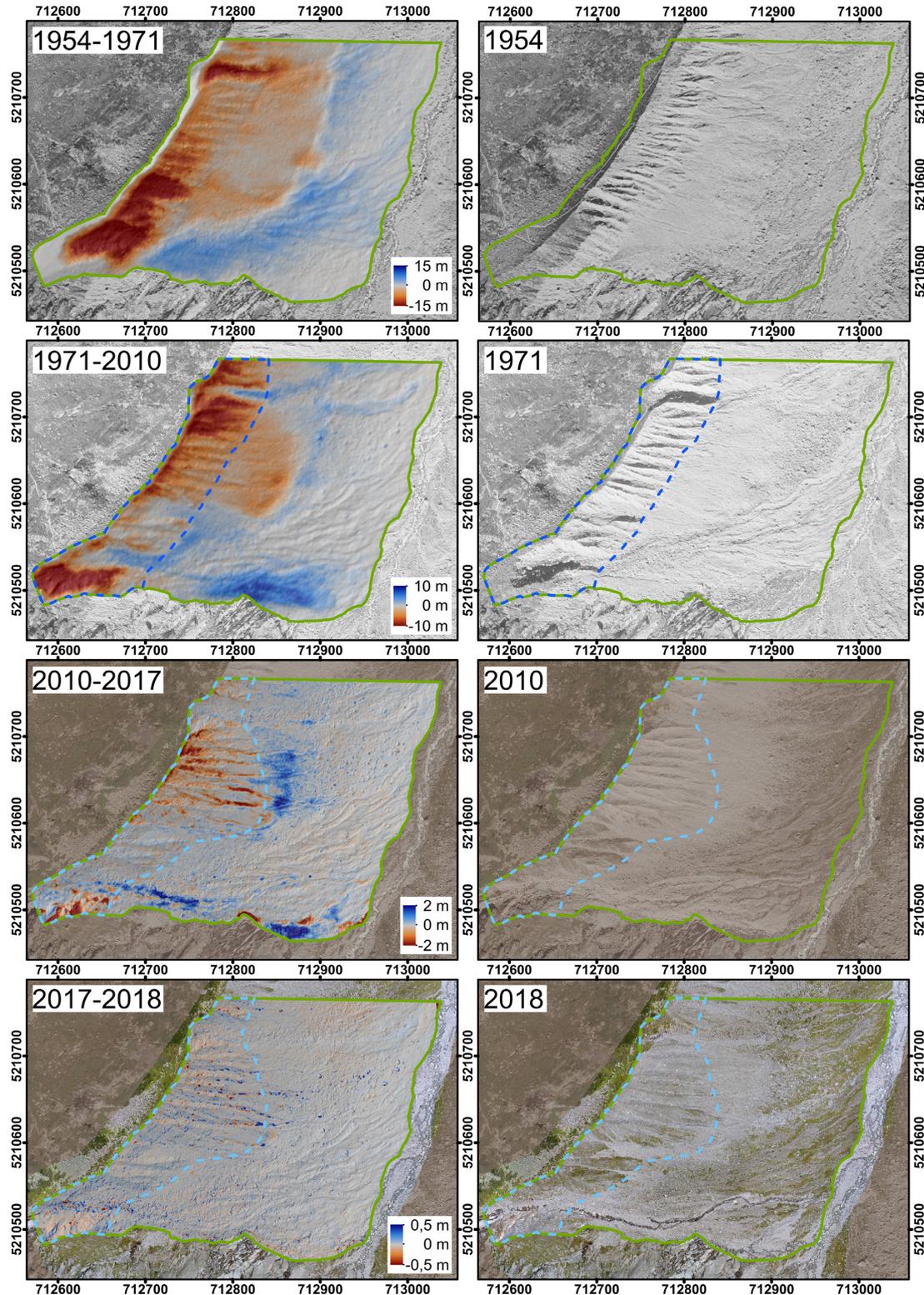
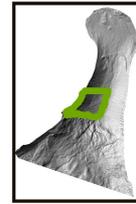
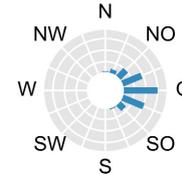
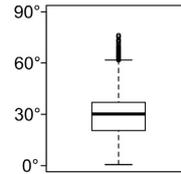


Abbildung B 40: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche WEK3 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Weißseeferner

Größe: 145 ha
Höhenlage: 2361-2946 m

Untersuchungs-
gebiet 

Untersuchungs-
flächen  WSF1
 WSF2

Toteis  1971-2017

Gletscher-
stände  1850
 1915
 1953
 1971
 2015

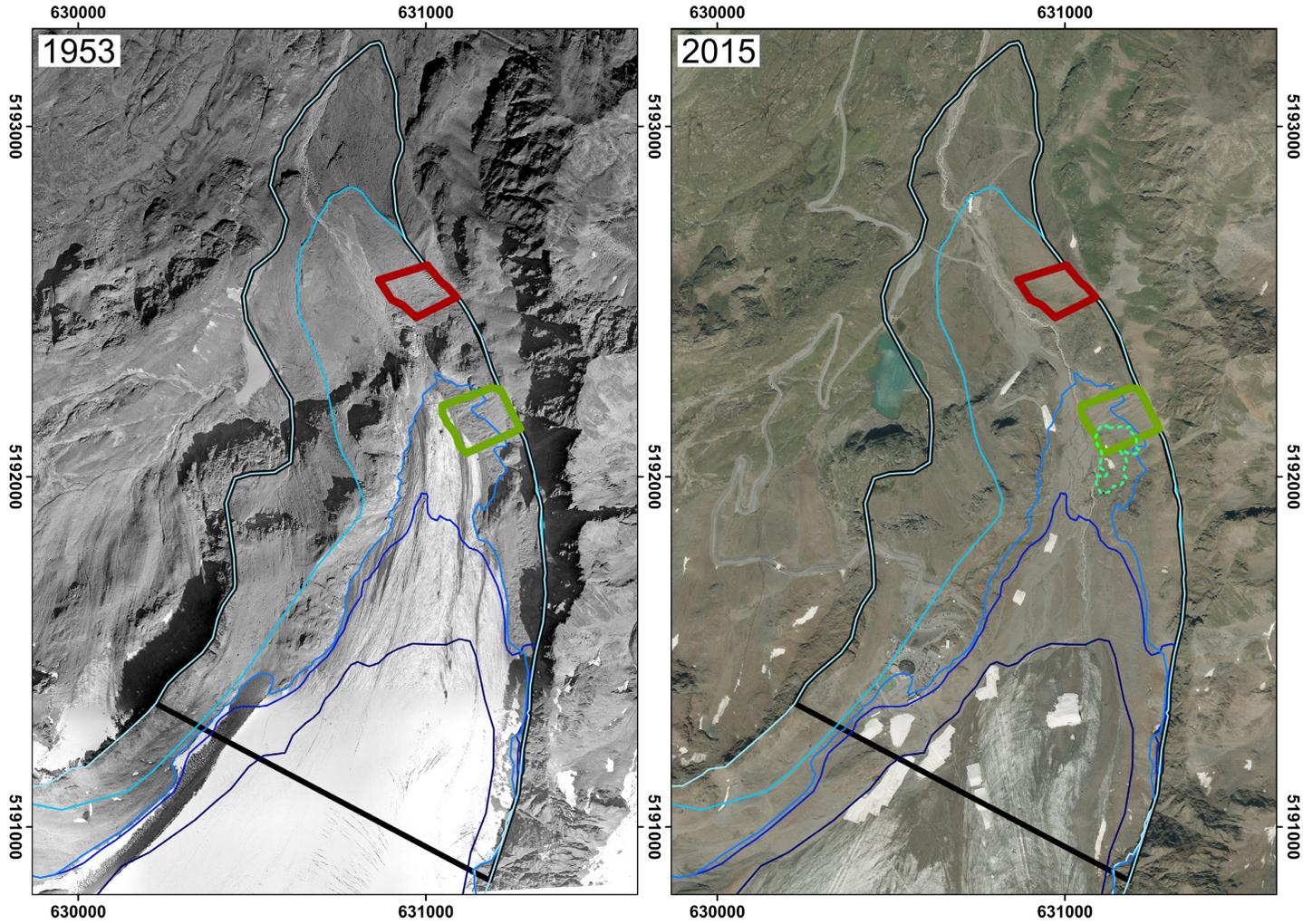


Abbildung B 41: Orthofotos Untersuchungsgebiet Weißseeferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Weißseeferner

Größe: 145 ha
Höhenlage: 2361-2946 m

Untersuchungs-
gebiet 

Untersuchungs-
flächen  WSF1
 WSF2

Toteis  1971-2017

Gletscher-
stände  1850
 1915
 1953
 1971
 2015

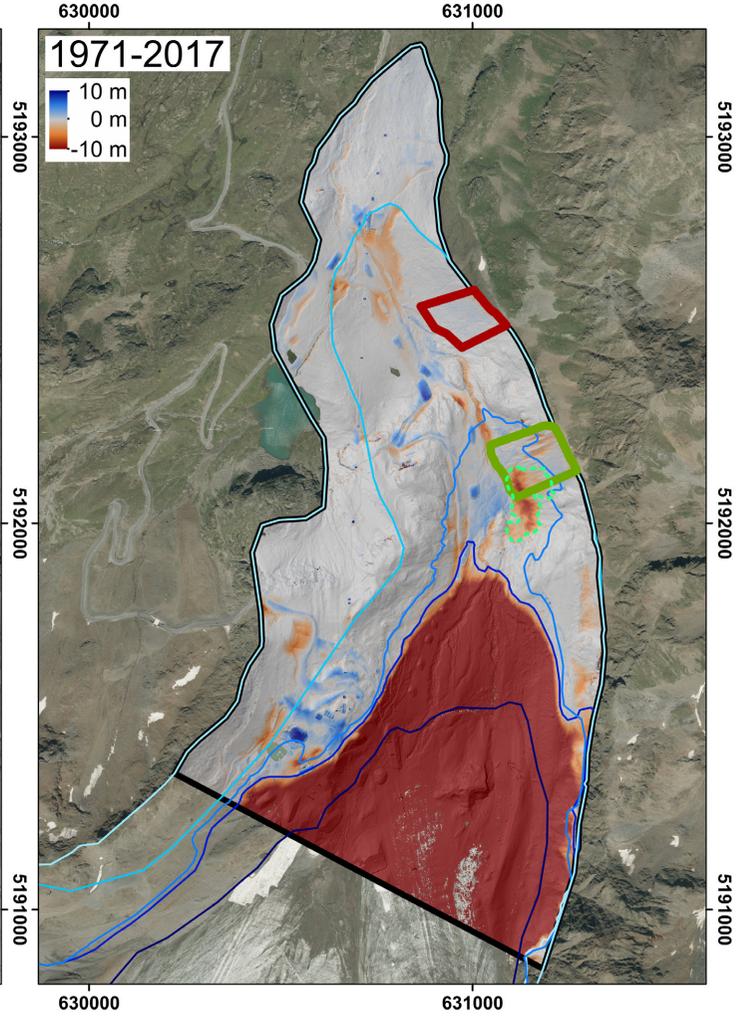
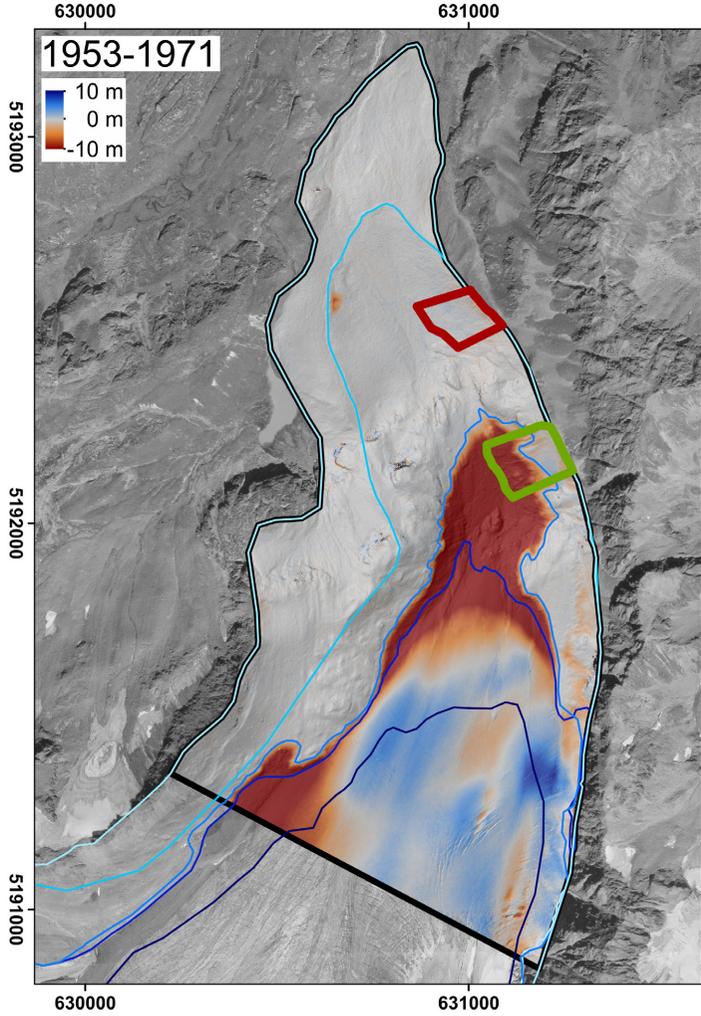


Abbildung B 42: Dods Untersuchungsgebiet Weißseeferner (Datenquellen s. Tabelle A 1)

Untersuchungsfläche WSF1

Größe: 18 550 m²

Höhenlage: 2488-2609 m

Entgletscherung: ca. 1931

Erosionsbereich: █ 1953-1973 █ 1971-2014 █ 2014-2015; 2015-2017

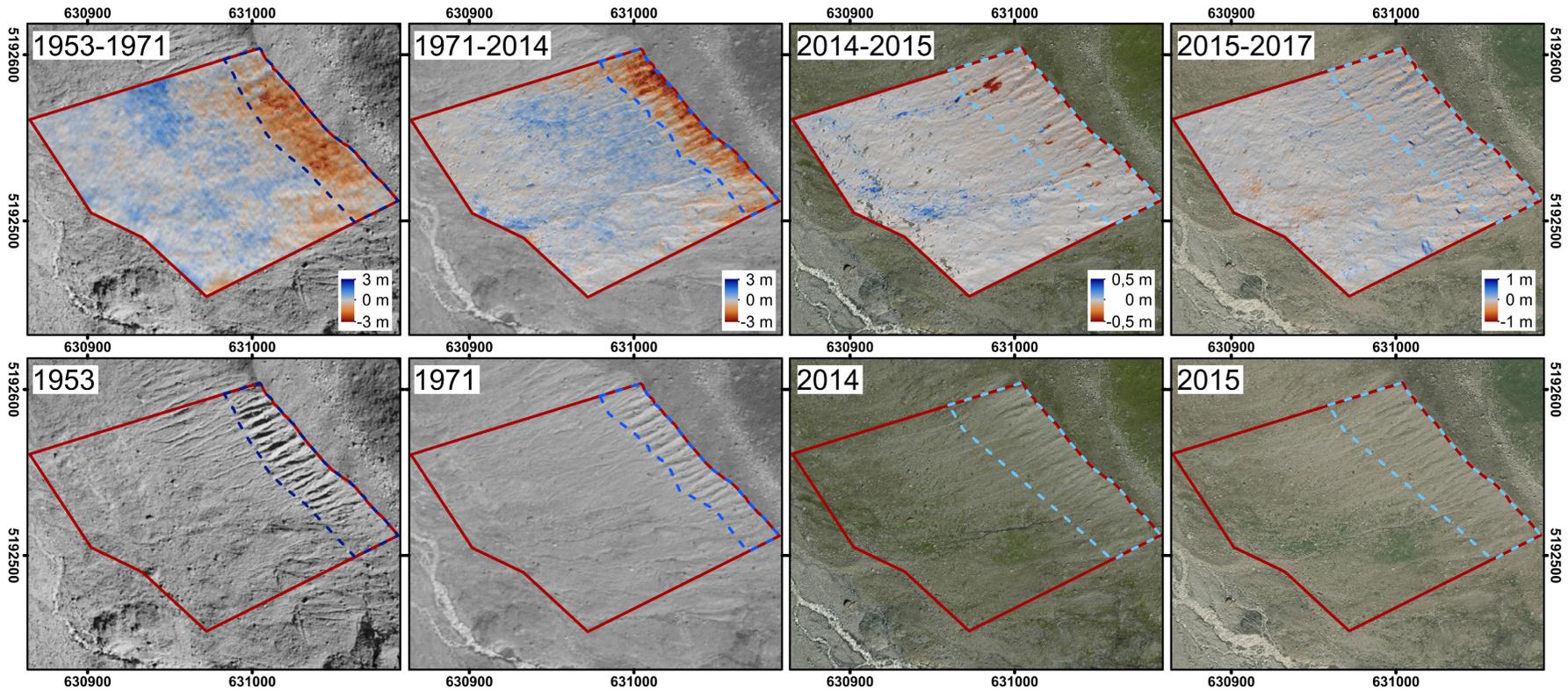
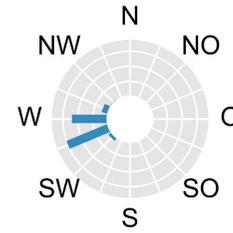
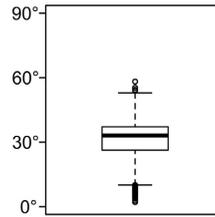


Abbildung B 43: DoDs und Orthofotos Untersuchungsfläche WSF1 (Datenquellen s. Tabelle A 1)

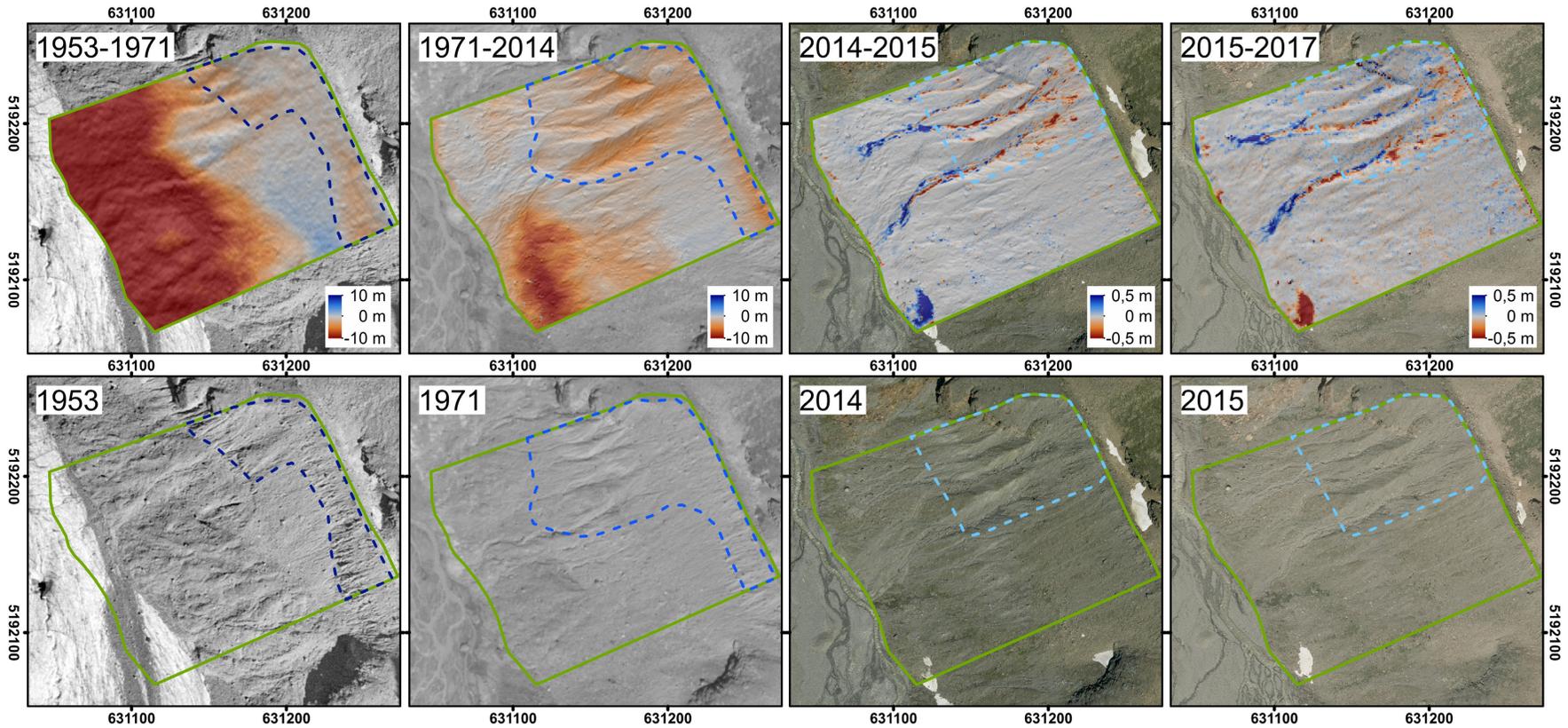
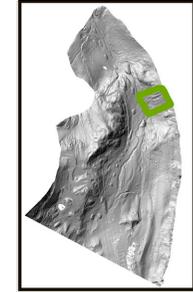
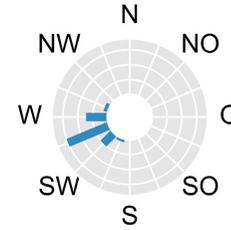
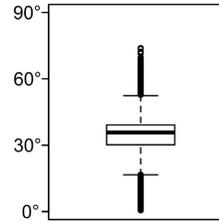
Untersuchungsfläche WSF2

Größe: 25 452 m²

Höhenlage: 2593-2715 m

Entglatscherung: ca. 1960, Toteis bis ca. 2014

Erosionsbereiche: ■ 1953-1971 ■ 1971-2014 ■ 2014-2017



Anhang C: Übersicht über die Erosionsraten und Unsicherheiten

Tabelle C 1: Erosionsraten je Zeitraum (cm), Erosionsraten je Zeitraum oberhalb des LoD mit den jeweiligen Unsicherheiten (RMSE), Erosionsraten gemittelt pro Jahr innerhalb des jeweiligen Zeitraums des DoD sowie gemittelte Jahreserosionsraten oberhalb des LoD

Untersuchungsfläche	Zeitraum	Erosion je Zeitraum (cm)	Erosion je Zeitraum oberhalb LoD \pm RMSE (cm)	Erosion (cm/Jahr)	Erosion (cm/Jahr) oberhalb LoD
AM1	1959-1983	Eisschmelze			
	1983-2004	91,0	0,0 \pm 76,2	4,3	0,0
	2004-2017	63,5	10,6 \pm 25,0	4,9	0,8
	2017-2018	8,0	7,9 \pm 2,9	8,0	7,9
AM2	1959-2018	Eisschmelze			
APF1	1954-1973	11,9	0,0 \pm 35,2	0,6	0,0
	1973-2009	4,1	0,0 \pm 19,7	0,1	0,0
	2009-2018	3,5	0,0 \pm 10,0	0,4	0,0
	2018-2019	0,7	0,1 \pm 2,3	0,7	0,1
APF2	1954-1973	Eisschmelze			
	1973-2009	Eisschmelze			
	2009-2018	Eisschmelze			
	2018-2019	6,5	5,8 \pm 1,9	6,5	5,8
APF3	1954-1973	86,5	26,6 \pm 35,2	4,6	1,4
	1973-2009	292,4	283,4 \pm 19,7	8,1	7,9
	2009-2018	93,4	85,0 \pm 8,4	10,4	9,5
	2018-2019	17,3	14,7 \pm 2,2	17,3	14,7
GPF1	1953-1971	772,3	771,7 \pm 25,6	42,9	42,9
	1971-2014	799,3	783,0 \pm 24,4	18,6	18,2
	2014-2015	8,8	6,7 \pm 4,2	8,8	6,7
	2015-2017	8,3	6,2 \pm 5,5	4,2	3,1
GPF2	1953-1971	253,9	239,9 \pm 25,6	14,1	13,3
	1971-2014	367,8	342,5 \pm 24,4	8,6	8,0
	2014-2015	11,4	9,2 \pm 3,2	11,4	9,2
	2015-2017	9,9	7,7 \pm 6,5	5,0	3,9
HF1	1959-2006	96,4	0,0 \pm 42,3	2,1	1,9
	2006-2016	29,4	20,9 \pm 12,6	2,9	2,1
	2016-2017	2,6	0,2 \pm 5,4	2,6	0,2
	2017-2018	3,2	2,9 \pm 2,2	3,2	2,9

Untersuchungsfläche	Zeitraum	Erosion je Zeitraum (cm)	Erosion je Zeitraum oberhalb LoD \pm RMSE (cm)	Erosion (cm/Jahr)	Erosion (cm/Jahr) oberhalb LoD
HF2	1959-2006	376,7	0,0 \pm 42,3	8,0	0,1
	2006-2016	102,4	98,7 \pm 12,6	10,2	9,9
	2016-2017	5,7	0,8 \pm 6,0	5,7	0,8
	2017-2018	2,7	1,2 \pm 3,2	2,7	1,2
	2018-2019	8,6	6,9 \pm 6,6	8,6	6,9
HTF1	1960-2009	42,0	10,0 \pm 12,2	0,9	0,2
	2009-2018	10,5	0,2 \pm 7,7	1,2	0,0
	2018-2019	1,8	1,6 \pm 1,6	1,8	1,6
KK1	1953-1974	Eisschmelze			
	1974-2006	229,6	96,9 \pm 30,0	7,2	3,0
	2006-2017	32,7	17,8 \pm 13,1	3,0	1,6
	2017-2018	4,4	4,0 \pm 5,0	4,4	4,0
KK2	1953-2017	Eisschmelze			
	2017-2018	24,6	23,6 \pm 5,3	24,6	23,6
KK3	1953-2018	Eisschmelze			
LTF1	1959-2006	141,2	86,8 \pm 74,6	3,0	1,8
	2006-2016	9,2	2,7 \pm 21,3	0,9	0,3
	2016-2017	8,1	3,6 \pm 8,9	8,1	3,6
	2017-2018	2,1	0,7 \pm 3,4	2,1	0,7
LTF2	1959-2006	677,3	666,7 \pm 74,6	14,4	14,2
	2006-2016	109,8	101,1 \pm 21,3	11,0	10,1
	2016-2017	11,5	5,0 \pm 8,5	11,5	5,0
	2017-2018	8,7	6,6 \pm 5,1	8,7	6,6
	2018-2019	11,5	8,4 \pm 3,5	11,5	8,4
LTF3	1959-2006	705,4	699,0 \pm 74,6	15,0	14,9
	2006-2016	75,9	62,6 \pm 21,3	7,6	6,3
	2016-2017	8,2	2,8 \pm 6,2	8,2	2,8
	2017-2018	8,1	7,1 \pm 3,3	8,1	7,1
RKF1	1953-1971	7,7	0,0 \pm 25,9	0,4	0,0
	1971-2009	8,2	0,0 \pm 19,3	0,2	0,0
	2009-2017	4,5	0,0 \pm 7,7	0,6	0,0
	2017-2018	0,4	0,0 \pm 1,3	0,4	0,0
RKF2	1953-1971	21,0	0,0 \pm 25,9	1,2	0,0
	1971-2009	16,9	0,0 \pm 19,3	0,4	0,0
	2009-2017	4,8	0,0 \pm 8,9	0,6	0,0
	2017-2018	1,4	0,6 \pm 2,2	1,4	0,6

Untersuchungsfläche	Zeitraum	Erosion je Zeitraum (cm)	Erosion je Zeitraum oberhalb LoD \pm RMSE (cm)	Erosion (cm/Jahr)	Erosion (cm/Jahr) oberhalb LoD
RKF3	1953-1971	52,4	1,5 \pm 25,9	2,9	0,1
	1971-2009	48,4	8,6 \pm 19,3	1,3	0,2
	2009-2017	9,4	0,0 \pm 8,9	1,2	0,0
	2017-2018	1,0	0,5 \pm 1,9	1,0	0,5
WEK1	1954-1971	Eisschmelze			
	1971-2010	175,9	138,7 \pm 20,4	4,5	3,6
	2010-2017	19,4	1,8 \pm 11,4	2,8	0,3
	2017-2018	1,6	0,5 \pm 2,7	1,6	0,5
WEK2	1954-1971	158,4	108,8 \pm 28,5	9,3	6,4
	1971-2010	158,5	121,0 \pm 20,4	4,1	3,1
	2010-2017	22,6	2,6 \pm 12,4	3,2	0,4
	2017-2018	2,6	1,3 \pm 4,4	2,6	1,3
WEK3	1954-1971	Eisschmelze			
	1971-2010	410,8	394,5 \pm 20,4	10,5	10,1
	2010-2017	30,2	8,1 \pm 16,8	4,3	1,2
	2017-2018	3,5	2,1 \pm 4,7	3,5	2,1
WSF1	1953-1971	93,9	91,0 \pm 28,9	5,2	5,1
	1971-2014	109,2	107,8 \pm 17,2	2,5	2,5
	2014-2015	3,7	2,0 \pm 2,9	3,7	2,0
	2015-2017	5,2	4,3 \pm 6,4	2,6	2,0
WSF2	1953-1971	132,3	130,8 \pm 28,9	7,4	7,3
	1971-2014	224,0	223,9 \pm 25,9	5,2	5,2
	2014-2015	4,6	3,3 \pm 42	4,6	3,3
	2015-2017	5,0	3,6 \pm 28	2,5	1,8

Erosion je Zeitraum \pm RMSE (cm)

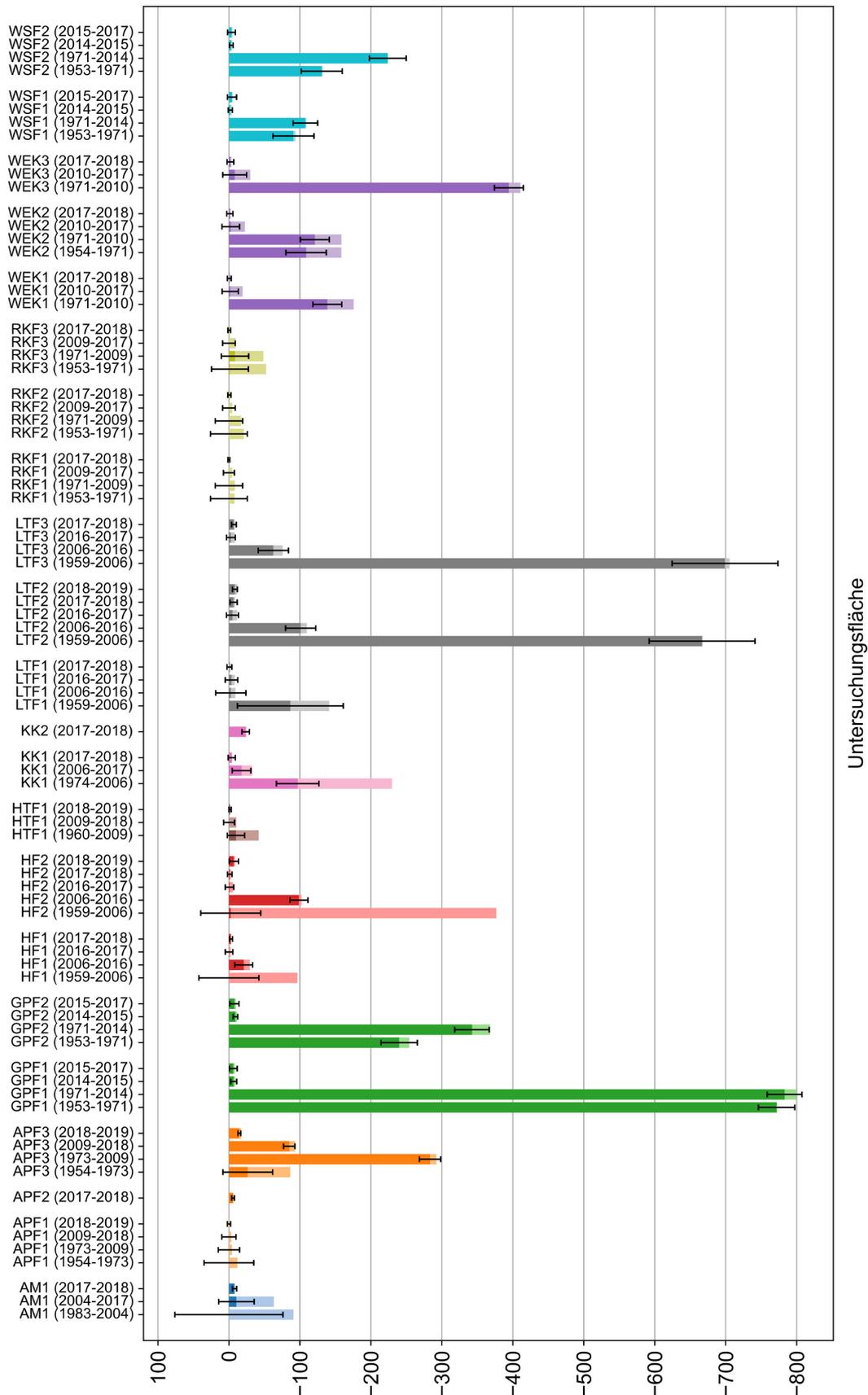


Abbildung C 1: Erosion je von den DoDs umfasstem Zeitraum (cm). Die schwarzen Fehlerbalken entsprechen dem RMSE. Transparente Balken stellen Erosionsraten ohne Anwendung des LoD dar, undurchsichtige Balken die Werte nach Anwendung des LoD

Tabelle C 2: Auf Zeitscheiben aggregierte mittlere Jahreserosionswerte (cm) und mittlere Jahreserosionswerte oberhalb des LoD (cm) (Zeitschnitt 1: 1950er-1970er Jahre; Zeitschnitt 2: 1970-2000er Jahre, Zeitschnitt 3: 2000er Jahre-2018/19)

Untersuchungsfläche und Zeitscheibe (in Klammern)	Von der Zeitscheibe umfasster Zeitraum	Erosion (cm)	Erosion oberhalb LoD (cm)
AM1 (2)	1983-2004	-4,3	0,0
AM1 (3)	2004-2018	-4,8	-0,8
APF1 (1)	1954-1973	-0,6	0,0
APF1 (2)	1973-2009	-0,1	0,0
APF1 (3)	2009-2019	-0,3	0,0
APF3 (1)	1954-1973	-4,6	-1,4
APF3 (2)	1973-2009	-8,1	-7,9
APF3 (3)	2009-2019	-11,0	-10,1
GPF1 (1)	1953-1971	-42,9	-42,9
GPF1 (2)	1971-2014	-18,6	-18,2
GPF1 (3)	2014-2017	-4,6	-4,0
GPF2 (1)	1953-1971	-14,1	-13,3
GPF2 (2)	1971-2014	-8,6	-8,0
GPF2 (3)	2014-2017	-7,3	-6,7
HF1 (1-2)	1959-2006	-2,1	0,0
HF1 (3)	2006-2018	-2,5	-2,5
HF2 (1-2)	1959-2006	-8,0	-0,06
HF2 (3)	2006-2018	-8,3	-8,15
HTF1 (1-2)	1960-2009	-0,9	-0,2
HTF1 (3)	2009-2019	-1,1	0,0
KK1 (2)	1974-2006	-7,2	-3
KK1 (3)	2006-2018	-2,9	-1,7
LTF1 (1-2)	1959-2006	-3,0	-1,84
LTF1 (3)	2006-2018	-1,2	-0,76
LTF2 (1-2)	1959-2006	-14,4	-14,2
LTF2 (3)	2006-2019	-9,8	-9,5
LTF3 (1-2)	1959-2006	-15,0	-14,8
LTF3 (3)	2006-2018	-6,9	-6,3

Untersuchungsfläche und Zeitscheibe (in Klammern)	Von der Zeitscheibe umfasster Zeitraum	Erosion (cm)	Erosion oberhalb LoD (cm)
RKF1 (1)	1953-1971	-0,4	0
RKF1 (2)	1971-2009	-0,2	0
RKF1 (3)	2009-2018	-0,4	0
RKF2 (1)	1953-1971	-1,2	0
RKF2 (2)	1971-2009	-0,4	0
RKF2 (3)	2009-2018	-0,6	0
RKF3 (1)	1953-1971	-2,9	-0,1
RKF3 (2)	1971-2009	-1,3	-0,2
RKF3 (3)	2009-2018	-1,1	0,0
WEK1 (2)	1971-2010	-4,5	-3,6
WEK1 (3)	2010-2018	-2,3	-0,2
WEK2 (1)	1954-1971	-9,3	-6,4
WEK2 (2)	1971-2010	-4,1	-3,1
WEK2 (3)	2010-2018	-2,7	-0,3
WEK3 (2)	1971-2010	-10,5	-10,1
WEK3 (3)	2010-2018	-3,7	-1,0
WSF1 (1)	1953-1971	-5,2	-5,1
WSF1 (2)	1971-2014	-2,5	-2,5
WSF1 (3)	2014-2017	-2,4	-2,2
WSF2 (1)	1953-1971	-7,4	-7,3
WSF2 (2)	1971-2014	-5,2	-5,2
WSF2 (3)	2014-2017	-2,2	-1,8

Tabelle C 3: Mittelwerte der Standardabweichungen aus den Berechnungen der Präzisionskarte bzw. der Moving Planes (Methode s. Kapitel 5.5)

Untersuchungsfläche	Jahr des DEM	Mittelwert der Standardabweichungen (m)	Methode
AM1	1983	11,50	Präzisionskarte
	2004	1,91	Präzisionskarte
	2017	0,00	Präzisionskarte
	2018	0,01	Präzisionskarte
APF1	1954	2,31	Präzisionskarte
	1973	0,57	Präzisionskarte
	2009	0,50	Präzisionskarte
	2018	0,06	Präzisionskarte
APF2	2019	0,09	Präzisionskarte
	2018	0,04	Präzisionskarte
APF3	2019	0,01	Präzisionskarte
	1954	2,22	Präzisionskarte
	1973	0,84	Präzisionskarte
	2009	0,47	Präzisionskarte
	2018	0,12	Präzisionskarte
GPF1	2019	0,07	Präzisionskarte
	1953	0,32	Präzisionskarte
	1971	0,88	Präzisionskarte
	2014	0,06	Moving Planes
	2015	0,07	Moving Planes
GPF2	2017	0,06	Moving Planes
	1953	0,31	Präzisionskarte
	1971	1,25	Präzisionskarte
	2014	0,06	Moving Planes
HF1	2015	0,07	Moving Planes
	2017	0,06	Moving Planes
	1959	10,30	Präzisionskarte
	2006	0,07	Moving Planes
	2016	0,34	Präzisionskarte
HF2	2017	0,01	Präzisionskarte
	2018	0,04	Präzisionskarte
	1959	14,30	Präzisionskarte
	2006	0,11	Moving Planes
	2016	0,36	Präzisionskarte
	2017	0,03	Präzisionskarte
	2018	0,07	Präzisionskarte
	2019	0,07	Moving Planes

Untersuchungsfläche	Jahr des DEM	Mittelwert der Standardabweichungen (m)	Methode
HTF1	1960	0,77	Präzisionskarte
	2009	0,81	Präzisionskarte
	2018	0,01	Präzisionskarte
	2019	0,01	Präzisionskarte
KK1	1974	3,50	Präzisionskarte
	2006	0,79	Präzisionskarte
	2017	0,02	Präzisionskarte
	2018	0,03	Präzisionskarte
KK2	2017	0,01	Präzisionskarte
	2018	0,07	Präzisionskarte
LTF1	1959	1,82	Präzisionskarte
	2006	0,26	Moving Planes
	2016	0,25	Präzisionskarte
	2017	0,03	Präzisionskarte
	2018	0,06	Präzisionskarte
LTF2	1959	1,95	Präzisionskarte
	2006	0,37	Moving Planes
	2016	0,36	Präzisionskarte
	2017	0,11	Präzisionskarte
	2018	0,09	Präzisionskarte
	2019	0,13	Präzisionskarte
LTF3	1959	1,77	Präzisionskarte
	2006	0,50	Moving Planes
	2016	0,32	Präzisionskarte
	2017	0,03	Präzisionskarte
	2018	0,04	Präzisionskarte
RKF1	1953	3,71	Präzisionskarte
	1971	1,74	Präzisionskarte
	2009	0,75	Präzisionskarte
	2017	0,03	Präzisionskarte
	2018	0,04	Präzisionskarte
RKF2	1953	5,68	Präzisionskarte
	1971	1,48	Präzisionskarte
	2009	0,75	Präzisionskarte
	2017	0,06	Präzisionskarte
	2018	0,04	Präzisionskarte

Untersuchungsfläche	Jahr des DEM	Mittelwert der Standardabweichungen (m)	Methode
RKF3	1953	3,29	Präzisionskarte
	1971	1,17	Präzisionskarte
	2009	0,73	Präzisionskarte
	2017	0,02	Präzisionskarte
	2018	0,03	Präzisionskarte
WEK1	1954	1,85	Präzisionskarte
	1971	1,01	Präzisionskarte
	2010	0,98	Präzisionskarte
	2017	0,02	Präzisionskarte
	2018	0,07	Präzisionskarte
WEK2	1954	1,71	Präzisionskarte
	1971	0,99	Präzisionskarte
	2010	1,08	Präzisionskarte
	2017	0,01	Präzisionskarte
	2018	0,08	Präzisionskarte
WEK3	1971	1,17	Präzisionskarte
	2010	1,40	Präzisionskarte
	2017	0,05	Präzisionskarte
	2018	0,07	Präzisionskarte
WSF1	1953	0,27	Präzisionskarte
	1971	0,22	Präzisionskarte
	2014	0,05	Moving Planes
	2015	0,06	Moving Planes
	2017	0,04	Moving Planes
WSF2	1953	0,29	Präzisionskarte
	1971	0,17	Präzisionskarte
	2014	0,06	Moving Planes
	2015	0,07	Moving Planes
	2017	0,05	Moving Planes