

DIPLOMARBEIT/ DIPLOMA THESIS

Titel der Diplomarbeit/ Title of the Diploma Thesis

„GIS- und geländebasierte Kartierung
geomorphologischer Veränderungen in einem
Gletscherrückzugsgebiet – Untersuchungen im
Kromertal, Vorarlberg“

verfasst von/ submitted by

Markus Guttman

angestrebter akademischer Grad/ in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Magister der Naturwissenschaft (Mag. rer. nat.)

Wien, 2017/ Vienna, 2017

Studienkennzahl lt. Studienblatt/
degree programme code as it appears
on the student records sheet:

A 190 482 456

Studienrichtung lt. Studienblatt/
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Lehramtsstudium UniStG
UF Bewegung und Sport UniStG
UF Geographie und Wirtschaftskunde
UniStG

Betreut von/ Supervisor:

Mag. Dr. Ronald Pöpl, BA

Erklärung

Hiermit versichere ich,

- dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubter Hilfe bedient habe,
- dass ich dieses Diplomarbeitsthema bisher weder im In- noch im Ausland in irgendeiner Form als Prüfungsarbeit vorgelegt habe
- und dass diese Arbeit mit der vom Begutachter beurteilten Arbeit vollständig übereinstimmt.

Wien, am 25.5.2016 Markus Guttmann

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich die Gelegenheit nützen einigen Personen zu danken!

Ein besonderer Dank ergeht an meinen Diplomarbeitsbetreuer Dr. Ronald Pöpl, der mich während der gesamten Phase der Arbeit bestens betreut hat und mir immer mit Rat und Tat zur Seite stand! Aber nicht nur gegen Ende warst du eine wichtige Person in meinem Studium. Schon im ersten Semester durfte ich bei dir eine LV besuchen, wo du mich mit deiner lockeren, fröhlichen Art schon früh für die physische Geografie begeistern konntest. Neben einer weiteren Inlandsexkursion, war es vor allem die gemeinsame Auslandsexkursion in Nepal, bei der ich dich besser kennen lernen durfte und an welche ich mich immer wieder gerne zurückerinnere. Lieber Ronny: ich schätze dich als Mensch wirklich sehr, und danke dir nochmals, meine Diplomarbeit betreut zu haben.

Weiters möchte ich auch allen anderen Universitätsprofessoren und Lektoren danken, die meine Studienzeit bereichert und mich inspiriert haben. Ich durfte viel von ihnen lernen. Danke Herr Prof. Kolb, Herr Prof. Peticzka, Herr Prof. Hoffert-Hösl, Herr Prof. Husa, um nur einige zu nennen.

All meinen Freunden, die mich während meiner Studienzeit begleitet haben, und die während des oft mühsamen Arbeitsprozesses immer ein offenes Ohr für mich hatten und mir mit Tipps zur Zeit standen, möcht ich ebenfalls Danke sagen!!!!

Mein größter Dank aber gebührt meiner Familie, vor allem meinen Eltern. Ohne euch wäre ich nicht so weit gekommen und hätte das Studium sicher nicht beenden können. Eure Unterstützung während es Erstellens dieser Arbeit, aber auch während all den letzten Jahren, war unendlich wichtig für mich! Seien es die unzähligen „Beratungsgespräche“, welche mir immer wieder den richtigen Weg wiesen, oder auch die finanzielle Unterstützung. Danke für alles!

II. Kurzfassung

Die globale Erwärmung wirkt sich direkt auf die Gletscher der Hochgebirgsregionen aus und lässt diese stark abschmelzen. Große Mengen von Sedimenten, welche der Erosion ausgesetzt sind, werden dadurch hinterlassen. Als Konsequenz davon nehmen geomorphologische Prozesse wie Sturzprozesse, Muren oder Rutschungen, genauso wie fluviale Prozesse im Paraglazial stark zu. Oftmals kommt es dadurch zu katastrophalen Auswirkungen für Mensch und Umwelt. Das Hauptziel dieser Arbeit war daher Veränderungen der Gletscherflächen, aber vor allem auch der geomorphologischen Prozesse zu kartieren und quantifizieren. Als Untersuchungsgebiet wurde das Kromertal in den Silvretta Alpen (Vorarlberg) ausgewählt, da hier an einige Vorarbeiten angeschlossen werden konnte. Das Gebiet wurde zunächst über 6 verschiedenen Zeitscheiben (1950, 1970, 1980, 2001, 2006 und 2012) mittel GIS und zusätzlich per Geländekartierung 2016 kartiert.

Die Ergebnisse zeigen einen deutlichen Rückgang aller Gletscher im Gebiet. Speziell in den letzten 15 Jahren kam es zu einem Rückgang der Eisflächen von 96 ha auf 53 ha. Gleichzeitig nahmen paraglaziale Aktivitäten (fluviale Prozesse, Steinschlag, Murgänge, Rutschungen, etc...) seit 1950 kontinuierlich zu. Durch die Gletscherschmelze ändert sich somit nicht nur die Reliefform im Gebirge, sondern auch der Sedimenthaushalt und –transport nimmt stark zu, verbunden mit all seinen Folgen.

IV. Abstract

Global warming results in an ongoing retreat of Alpine glaciers, leaving behind large amounts of easily erodible sediments. As a consequence processes like rockfalls, landslides and debris flows as well as fluvial processes occur more frequently in pro- and paraglacial areas, often involving catastrophic consequences for humans and infrastructure in the affected valleys. The main objective of the presented work was to map and spatially quantify glacier retreat and geomorphological changes in the Kromer valley, Silvretta Alps (Austria) by applying GIS- and field-based geomorphological mapping. In total six geomorphological maps (1950s, 1970s, 2001, 2006, 2012, and 2016) were produced and analysed in the light of the study aim. The results show a significant decrease of total glaciated area from 96 ha to 53 ha which was accompanied by increased proglacial geomorphic activity (i.e. fluvial processes, rockfalls, debris flows, shallow landslides) in the last 15 years.

Through the retreat of the glaciers not only the relief formation in the mountain regions will change. Also the sediment transport raises with all his consequences.

V. Inhaltsverzeichnis

I.	Kurzfassung.....	V
II.	Abstract	VII
III.	Inhaltsverzeichnis	VIII
IV.	Abbildungsverzeichnis.....	XI
V.	Tabellenverzeichnis	XIII
1.	Einleitung.....	1
2.	Kryosphäre und Gletscher	4
2.1.	Kryosphäre	4
2.2.	Gletscher und Gletschertypen	7
3.	Die Gletscher der Alpen im Wandel der Zeit: Vergletscherung und Reliefgenese.....	17
3.1.	Die Eiszeit	17
3.2.	Rückgang der Gletscher und Einfluss des Klimas	20
4.	Geomorphologische Prozesse in (pro-)glazialen Gebieten	26
4.1.	Paraglaziäle Geomorphologie	26
4.2.	Geomorphologische Prozesse und Formen	29
4.2.1.	Gravitative und denudative Massenbewegungen:	30
4.2.2.	Fluviale Prozesse	37
4.2.3.	Glaziale Prozesse.....	41
4.2.4.	Periglaziäle Prozesse	47
4.2.5.	Anthropogene Einflüsse	48
5.	Geomorphologische Kartierung	50
5.1.	Entwicklung geomorphologischer Karten	50
5.2.	Zweck und Inhalt geomorphologischer Karten	51
5.3.	Darstellungsformen.....	52
6.	Untersuchungsgebiet	54
6.1.	Geologie	55
6.2.	Relief und Geomorphologie	56
6.3.	Klima.....	57
6.4.	Hydrologie und Gletscher.....	60
6.5.	Anthropogene Nutzung.....	62
7.	Methoden	63
7.1.	Daten.....	63
7.2.	Prozessabgrenzung und Legendenkonzept.....	64
7.3.	GIS-basierte Kartierung anhand von Orthofotos (1950 - 2012).....	67

7.4.	Kartierung im Gelände	71
8.	Ergebnisse.....	74
8.1.	Flächenhafte Veränderungen aller geomorphologischer Formen zwischen 1950–2016	74
8.2.	Visualisierung und Beispiele einzelner Formen	81
8.2.1.	Gravitative und denudative Veränderungen	82
8.2.2.	Gletscherveränderungen	88
8.2.3.	Fluviale Veränderungen	93
8.2.4.	Periglaziale Veränderungen	97
8.2.5.	Anthropogen Veränderungen	98
9.	Diskussion und Ausblick	102
9.1.	Diskussion der Ergebnisse	102
9.2.	Diskussion der Methode	109
9.3.	Ausblick	110
10.	Schlussfolgerung.....	113
11.	Literaturverzeichnis	114
VI.	Anhang.....	122

VI. Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Flächen, welche von Schnee (grau) und Eis (blau) bedeckt sind (Quelle: Schönwiese 2013: 157)	5
Abbildung 2: Massenhaushalt eines Gletschers (Quelle: Maisch et al. 1999)	8
Abbildung 3: Verteilung der Fließgeschwindigkeit innerhalb eines Gletschers (Quelle: Maisch et al. 1999).....	11
Abbildung 4: Strukturen eines Gletschers (Bilder von Gletscherspalten, Mittelmoränen, Seracs, Gletschertor) Quelle: (Schwanke et al. 2010: 247)	12
Abbildung 5: der Malaspinagletscher als Beispiel für einen Vorlandgletscher (Quelle: NASA 1994)	14
Abbildung 6: Kargletscher in den Ötztaler Alpen (Quelle: Ahnert 1996: 332).....	15
Abbildung 7: Beispiel eines Talgletschers in der Schweiz: der Große Aletschgletscher (Quelle: Ahnert 1996: 333)	16
Abbildung 8: Beispiel für einen regenerierten Gletscher (Quelle: Stahr und Hartmann 1999: 249)	16
Abbildung 9: Die maximale Gletscherausdehnung während des Höhepunktes der letzten Würm-Eiszeit. (Quelle: Schuster et al. 2013: 67)	19
Abbildung 10: Der Gletscherrückgang in den Alpen seit 1850 bis 200 und einem zukünftigen Szenario (grüne Kurve: optimales Szenario) (Quelle: Haeberli 2007: 102).....	23
Abbildung 11: Entwicklung der Gletscher weltweit (Quelle: Läubli 2013)	23
Abbildung 12: Gletscherveränderungen in Österreich seit 1891 (Quelle: Fischer 2016: 8)	25
Abbildung 13: Gletscherveränderungen des Brandner Gletscher innerhalb 12 Jahre	25
Abbildung 14: Das Model des erhöhten Sedimentaustrages während der paraglazialen Periode (Quelle: Church & Ryder 1972: 3069)	28
Abbildung 15: Grunddisposition, variable Disposition und auslösende Ereignisse (Quelle: BMWFW 2014: 8).....	31
Abbildung 16: Klassifikation der Massenbewegungen nach Carson und Kirkby (Quelle: Zepp 2002: 100)	32
Abbildung 17: Entstehung von Sturzhalden (Quelle: Zepp 2002: 103, Strahler et al. 1999: 335) ...	33
Abbildung 18: Beispiel einer Gerinnemure und einer Hangmure (Quelle: Haeberli et al. 2007: 104, BAFU 2016).....	35
Abbildung 19: Model einer Rotationsrutschung (links) und Translationsrutschung (rechts). (Quelle: Rosenau et al. 2014: 79)	36
Abbildung 20: Rückschreitende Erosion an einem Knickpunkt (Quelle: Ahnert 1996: 225)	38
Abbildung 21: Hjulström-Diagramm (Quelle: Leser 2009: 221).....	39
Abbildung 22: Schwemmkegel in Grund- und Aufriss (Quelle: Zepp 2002: 154).....	40
Abbildung 23: Landformen der alpinen Vergletscherung (Quelle: Strahler et al. 1999: 474)	41
Abbildung 24: Exemplarische Beispiele für Detraktion und Rundhöcker (Quelle: Busche et al. 2005:217).....	43
Abbildung 25: Beispiel eines typischen Kars (Quelle: Ahnert 1996: 336)	43
Abbildung 26: (a): 2 Gletscher wachsen zusammen: Mittelmoräne entsteht, (b): durchbrochener Moränenkranz (Quelle: Busche et al. 2005: 230, Strahler et al. 1999: 475)....	46

Abbildung 27: Das Model der glazialen Serie. (a): Jungmoränenlandschafts Norddeutschlands, (b): glaziale Serie im Alpenvorland (Quelle: Zepp 2002: 202)	47
Abbildung 28: Blockgletscher im Kromertal (Quelle: eigenes Foto)	48
Abbildung 29: Baukastensystem des BUWAL Schweiz (Quelle: Kienholz 2005: Anhang 6).....	53
Abbildung 30: Legendenverzeichnis GMK25 (Quelle: Leser et al. 1980: 97)	53
Abbildung 31: Lage des Untersuchungsgebietes (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015, Geodus 2016; Bearbeitung: Markus Guttman).....	54
Abbildung 32: geologische Karte des Untersuchungsgebietes (Quelle: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT)	56
Abbildung 33: Niederschlagsmengen (Regen und Schnee) für die Station Obervermunt 1971-2000 (Quelle: ZAMG 2016a, Bearbeitung: Markus Guttman)	59
Abbildung 34: Jahrestemperaturen für die Station Obervermunt 1971-2000 (Quelle: ZAMG 2016a, Bearbeitung: Markus Guttman)	60
Abbildung 35: Aufnahmen eines Gletscherrückganges:	
Der Litzner Gletscher in drei verschiedenen Jahren: (a): 1983, (b): 1992, (c): 2012 (Quelle: ÖAV 2016)	61
Abbildung 36: Bearbeitungsschritte im GIS (Bearbeitung: Markus Guttman).....	69
Abbildung 37: Vergleich der 3 verschiedenen Modelle mit welchen gearbeitet wurde.	70
(a): Orthofoto, (b): Schummerungskarte, (c): Neigungskarte (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)	70
Abbildung 38: Einteilung der Arbeitskarte (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)	72
Abbildung 39: geomorphologische Karte des Kromertals 2016 (Bearbeiter: Markus Guttman, ArcMap10.3).....	75
Abbildung 40: Bilderreihe der gravitativen Veränderungen	82
(1950, 1970, 1980, 2001, 2006, 2012, 2016) (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)	82
Abbildung 41: Kleinräumige Rutschung im südwestlichen Untersuchungsgebiet (Aufnahmen: Guttman 2016).....	83
Abbildung 42: Muraktivitäten auf Orthofotos 2012, 2006, 2001, 1980, 1970, 1950 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015).....	84
Abbildung 43: neue Muraktivitäten im Nordwesten des Untersuchungsgebietes (Aufnahmen: Guttman 2016).....	85
Abbildung 44: Sturzprozess am Rande des Kleinlitzners auf Orthofots 2012, 2006, 1980, 1970 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)	87
Abbildung 45: Foto des Ablagerungsgebietes eines Felssturzes (Aufnahmen: Guttman 2016).....	89
Abbildung 46: Im Vordergrund: Schweizer und Kromer Gletscher, im Hintergrund: Litzner Gletscher. Vergleichsaufnahmen aus 1925 (links) und 2015 (rechts) (Quelle: Groß 2016: 23)...	88
Abbildung 47: Bilderreihe der glazialen Veränderungen (1950, 1970, 1980, 2001, 2006, 2012, 2016) (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015).....	89
Abbildung 48: Aufnahmen des Verhupf Gletschers 2016 (Aufnahmen: Guttman 2016)	91
Abbildung 49: Orthofotos des Verhupf Gletschers 2012, 2006, 2001, 1980, 1970, 1950 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)	92
Abbildung 50: Bilderreihe der fluvialen Veränderungen	93
(1950, 1970, 1980, 2001, 2006, 2012, 2016) (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)	93

Abbildung 51 : Angespültes Sediment eines Nebenbaches in den Vermunt Stausee (Aufnahmen: Guttman 2016).....	94
Abbildung 52: Orthofotos vom Mündungsbereich des Vermunt Stausees 2012, 2006, 2001, 1980, 1970, 1950 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015).....	95
Abbildung 53: Der Vermunt Stausee im Jahr 2016 (Aufnahmen: Guttman 2016).....	95
Abbildung 54: fluvial mitgeführtes Material, teilweise vom Mensch ausgehoben (Aufnahmen: Guttman 2016).....	96
Abbildung 55: Bilderreihe der fluvialen Veränderungen (1950, 2001, 2016) (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015).....	97
Abbildung 56: Orthofoto (links) und Aufnahme des Blockgletschers (rechts) im Tal (Quellen: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015, Aufnahme: Markus Guttman).....	97
Abbildung 57: Bilderreihe der fluvialen Veränderungen (1950, 1970, 1980, 2001, 2006, 2012, 2016) (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)	98
Abbildung 58: Böschungsrutschung am Wegesrand (Aufnahme: Guttman 2016).....	99
Abbildung 59: Mure am Wegesrand (Aufnahme: Guttman 2016).....	100
Abbildung 60: Weiterer Verlauf dieser Mure (Aufnahme: Guttman 2016).....	100
Abbildung 61: Murkegel im Auslaufbereich (Aufnahme: Guttman 2016).....	100
Abbildung 62: Eine anthropogen hervorgerufene Mure 2012, 2006, 2001.....	101
Abbildung 63: Mure entlang eines Wanderweges (Aufnahme: Guttman 2016).....	101

VII. Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Flächen- und Volumangaben der globalen Kryosphäre und Chionosphäre (Quelle: Schönwiese 2013: 159)	6
Tabelle 2: Dichte und Porenvolumina verschiedener Schneearten (Quelle: Zepp 2002: 187, Bearbeitung: Markus Guttman)	9
Tabelle 3: Zergliederung des Pleistozäns (Quelle: Ahnert 1996: 348. Bearbeitung: Markus Guttman).....	18
Tabelle 4: Überblick der verwendeten Daten (Quelle: Landesamt für Vermessung und Geoinformation 2015).....	63
Tabelle 5: Flächenveränderung aller Prozesse und Formen 1950 – 2016 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)	63
Tabelle 6: Jährliche Flächenveränderung aller Prozesse und Formen 1950 – 2016 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)	63

1. Einleitung

Unsere Erde ist ständig im Wandel. Diese Veränderungen machen auch vor unseren Alpen nicht Halt und vor allem der Klimawandel und dessen Folgen haben großen Einfluss auf die Landschaft und das Relief der Alpen. Gletscherrückgänge können seit dem Ende der letzten Eiszeit beobachtet werden, doch finden diese heute in einem viel schnelleren Ausmaß statt als beispielsweise noch vor einigen Dekaden (vgl. VAW 2016: 1). Durch dieses immer raschere Abschmelzen der Gletscher werden Gebiete eisfrei, wodurch es zu einer erhöhten Sedimentverfügbarkeit kommt. Besonders kleine Gletscher in den Alpen sind dem Klimawandel stark ausgesetzt und verändern durch ihr Rückschreiten auch die Oberflächenform eines Tales (vgl. Veit 2002: 290). „Erst wenn Gletscher abschmelzen, geben sie das Gelände frei und somit Gelegenheit, die Wirkung des Eises und der Schmelzwässer auf die Erdoberfläche zu studieren“ (vgl. ZEPP 2014: 190).

So treten vermehrt paraglaziale Prozesse wie beispielsweise Rutschungen, Muren, Berg- und Felsstürze, fluviale Prozesse, etc. auf (vgl. BALLANTYNE 2002b: 1937). Genau auf solche Prozesse, welche auch potenzielle Naturgefahren darstellen, soll in dieser Arbeit eingegangen werden. Denn diese geomorphologischen Prozesse haben nicht nur Auswirkungen auf die Landschaft im unmittelbaren Gletscherrückzugsgebiet, sondern durch vor allem fluviale Prozesse wird das freiwerdende Sediment talab. bzw. talauswärts transportiert, wo es zu Schäden, durch Hochwässer, Muren, etc. kommen kann. Des Weiteren kommt es in künstlich geschaffenen Stauseen zu einer Zwischenspeicherung des Sediments. Durch starken Sedimenteintrag kommt es zu einer zunehmenden Verlandung von Staubereichen und einer damit einhergehenden Verringerung des Nutzvolumens dieser Stauanlagen, was wiederum negative ökonomische Konsequenzen mit sich bringt. Dies ist vor allem auch im Kromertal in Vorarlberg der Fall, wo der Kromerbach mit all seiner Sedimentfracht direkt in den Vermuntstausee fließt.

Daher ist es wichtig, die Auswirkungen des Gletscherrückganges und des damit verbunden Eisfreiwerdens des Kromertales auf den Sedimenthaushalt im Gebiet

zu untersuchen, die geomorphologischen Prozesse zu beobachten und deren Formen flächenhaft zu quantifizieren. Das Ziel der Arbeit ist, diesen Zusammenhang, aber vor allem das geomorphologische Prozessgeschehen über den Zeitraum zwischen 1950 und 2016 flächenhaft darzustellen, um so Vergleiche zwischen einzelnen Zeitscheiben und gegebenenfalls Prognosen für die Zukunft anstellen zu können.

Es wurden von Lucia Felbauer (2016, Bachelorarbeit am IfGR) schon einige Vorarbeiten (GIS Kartierung der Gletscherveränderungen, Differenzmodell zwischen 2 Zeitscheiben: 2004, 2011) geleistet, auf welche in dieser Arbeit aufgebaut werden soll. Denn auch Felbauer (2016: 119) schreibt: „Es ist anzumerken, dass rein über die Fernerkundung festgelegte Abgrenzungen kein genaues Bild eines Gletschers liefern. Die Grenzlinien können zwar zum Großteil bestimmt werden. Mittels einer Feldbegehung könnten die Messungen zusätzlich abgesichert und teilweise abgeändert werden.“ Deshalb sollen im Rahmen meiner Diplomarbeit neben GIS-basierten Analysen von Fernerkundungsdaten zwischen 1950 und 2012 nun auch aktuelle Geländekartierungen (Ist-Stand 2016) durchgeführt werden, welche einerseits helfen sollen sich ein genaueres Bild hinsichtlich der Gletscherveränderungen und geomorphologischen Prozesse im Untersuchungsgebiet Kromertal zu machen, andererseits die GIS-basierten Ergebnisse zu überprüfen und notfalls zu korrigieren.

Damit sollen die Veränderungen der Gletscher, sowie geomorphologische Veränderungen im paraglazialen Raum im Kromertal aufgezeigt werden.

Forschungsfragen, welche in dieser Arbeit mit Hilfe von Untersuchungen beantwortet werden sollen, sind daher folgende:

„Wie wirken sich die Gletscherrückgänge und das damit verbundene Eisfreiwerden des Kromertales auf die geomorphologischen Prozesse aus?“

- Wie groß ist die flächenhafte Veränderung der Gletscher im Untersuchungsgebiet zwischen 1950 und heute (August 2016)?
- Wie haben sich die geomorphologischen paraglazialen Phänomene im Untersuchungsgebiet zwischen 1950 und heute (August 2016) verändert?
- Welche geomorphologischen Prozesse sind im paraglazialen Raum besonders dominant?
- Inwiefern decken sich GIS-basierte Kartierungsergebnisse basierend auf Fernerkundungsdaten mit denen einer Geländebegehung vor Ort?

Zunächst soll sich die Arbeit in einem theoretischen Teil mit der Kryosphäre, Gletschern, der Reliefveränderung durch Gletscher und aller relevanten geomorphologischen und paraglazialen Prozessen beschäftigen. Auch die Geschichte und Bedeutung der geomorphologischen Karte, das Untersuchungsgebiet und die im Rahmen dieser Arbeit angewandte Methode werden vorgestellt. Im Ergebnisteil der Arbeit werden dann die Veränderungen im Untersuchungsgebiet zwischen 1950 und 2016 aufgezeigt und verschiedenen Zeitscheiben verglichen und diese Vergleiche auch interpretiert. Im abschließenden Diskussionsteil werden die Forschungsfragen beantwortet sowie die Methodik und Ergebnisse kritisch reflektiert.

2. Kryosphäre und Gletscher

Das Relief unserer Erde wird von verschiedenen Sphären stark beeinflusst. Diese Sphären sind die Atmosphäre, die Hydrosphäre, die Biosphäre, die Lithosphäre, die Pedosphäre sowie auch die Kryosphäre. (vgl. BAUMHAUER et. al. 2011: 2-3) Im nachstehenden Kapitel soll die Kryosphäre und ihre Eismassen, die Gletscher, näher beschrieben werden. Eis ist vor allem für Polarregionen oder Hochgebirge – vor allem im Kontext der globalen Klimaerwärmung - von großer Bedeutung. (vgl. REINWARTH et. al. 1972: 1) So verändert sich bei einem Gletscherrückgang im Hochgebirge nicht nur der Gletscher an sich, sondern auch die eisfreiwerdenden Flächen durch verschiedenste, u.a. auch geomorphologische Prozesse. Eben deshalb, und auch wegen der aktuellen Diskussionen über den globalen Klimawandel, ist es wichtig ein Verständnis über die Kryosphäre zu schaffen. (vgl. GOTTWALD et. al. 2016: 66)

2.1. Kryosphäre

Die Kryosphäre umfasst den gesamten Bestandteil von festem Wasser auf unserem Planeten, dazu zählen neben Schnee, auch Gletschereis, Meereis und Bodeneis (vgl. MARTIN et. al. 2000: 326). Oftmals wird die Eisfläche von der Schneefläche getrennt angesehen und somit eine Unterscheidung zwischen Kryosphäre (Eis) und Chionosphäre (Schnee) getroffen (vgl. SCHÖNWIESE 2013: 156). Ganze 10 Prozent unserer Erdoberfläche sind ganzjährig von Eis und Schnee bedeckt, wodurch die Kryosphäre eine sehr wichtige Rolle für die Erde einnimmt. Der Zyklus der Eis- und Schneedecke des Planeten ist jedoch ein anderer als der rein atmosphärisch hydrologische Zyklus von immer wiederkehrender Verdunstung und Niederschlag. Sie verweilen wesentlich länger und viele Eis- und Schneeflächen überdauern das ganze Jahr hindurch. Hierbei kommt es aber zu großen Unterschieden auf der Nord- und Südhemisphäre. Während die Schneedecke auf der nördlichen Halbkugel deutlich größeren Schwankungen zwischen Winter und Sommer ausgesetzt ist, ist der Unterschied zwischen den Jahreszeiten auf der Südhalbkugel äußerst gering. So können im

(europäischen) Winter bis zu 45 Millionen km² der Erdoberfläche von Schnee bedeckt sein, während es in Sommermonaten oft nur 1,9 Millionen km² sind.

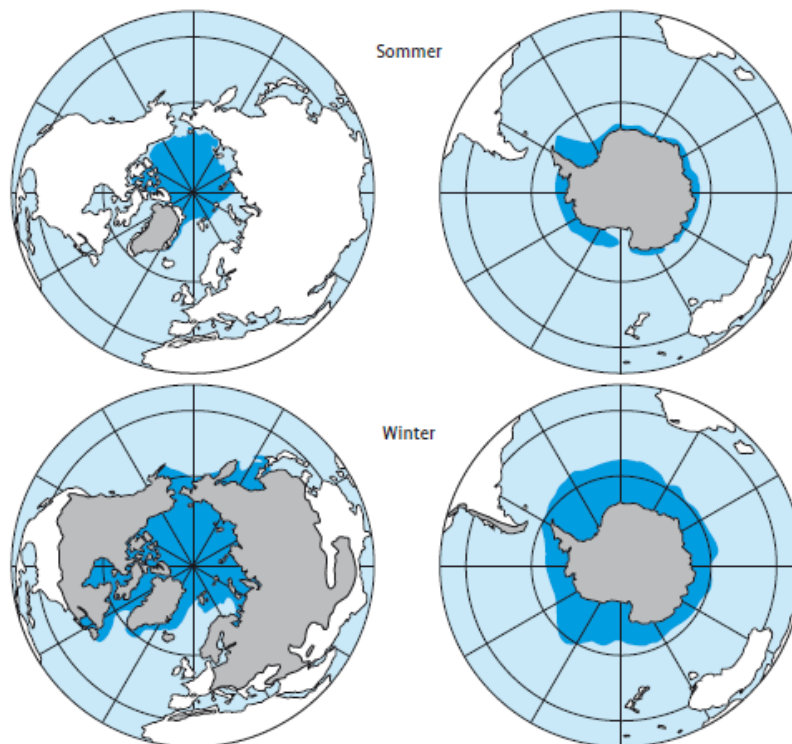


Abbildung 1: Flächen, welche von Schnee (grau) und Eis (blau) bedeckt sind (Quelle: Schönwiese 2013: 157)

Bleibt dieser Schnee aber über einen längeren Zeitraum als 1 Jahr liegen und taut nicht ab, beginnt die langsame Umwandlung zu Eis. (vgl. SCHÖNWIESE 2013: 159) Für rund 1 Meter Eis sind so ca. 10 Meter Neuschnee von Nöten (vgl. WINKLER 2009: 146). Dieses Landeis lässt sich zum Großteil (88 %) in der Antarktis und Grönland finden. Während in anderen Werken von einem geringen Anteil die Rede ist, schreiben Gottwald et. al. (2016: 66), dass sogar bis zu 80 % der gesamten Süßwasservorkommen auf unsere Erde in diesen Regionen gespeichert werden. Der Eisschild der Antarktis ist dabei mit rund 26 Millionen km³ um das fast 10fache mächtiger als das grönländische Inlandseis. Betrachtet man, wie Tabelle 1 zeigt, die Fläche der Gebirgsgletscher, sieht man, dass diese einen weitaus geringeren Anteil des Süßwasser-Landeis ausmachen (rund 3 %), ebenso wie Schelfeisgebiete (rund 10 %). Würde all dieses Eis abschmelzen, würde der Meeresspiegel der Erde bis zu 68 Metern steigen. (vgl. IPCC 2001: 646)

Reinwart et. al. (1972: 29) versuchten bereits im Jahr 1971 eine ungefähre Größenordnung vom irdischen Gletschereis zu geben, mit folgender Veranschaulichung: „Könnte man die rund 31 Millionen km³ Gletschereis der Erde

tonnenweise an die rund 3,5 Milliarden Menschen der Erde verteilen, so würde auf jeden eine Tonne pro Minute entfallen und zwar für die Dauer von 15 Jahren.“

Eine noch mächtigere Eisfläche lässt sich aber in Form von Meereis finden, wobei hier ein Abschmelzen wiederum keine Auswirkung auf den Meeresspiegel hätte, da das Eis aus salzhaltigem Meereswasser besteht und im Schwimmgleichgewicht mit dem Ozean ist.

Beim Meereis verhalten sich die Jahresschwankungen jedoch anders als bei Süßwassereis. Hier kommt es im antarktischen Raum zu größeren Schwankungen ($18,5 - 3,5 \text{ Mi km}^2$) als im arktischen Raum ($14 - 7 \text{ Millionen km}^2$), was auch in Tabelle 1 sichtbar ist. (vgl. SCHÖNWIESE 2013: 156-157)

Eis lässt sich auf unserer Erde aber nicht nur an der Oberfläche finden, sondern kommt in polaren und subnivalen Bereichen oft unterirdisch vor. Dabei gefriert das Wasser im Boden, wodurch sich ein sogenannter „Permafrostboden“ oder Dauerfrostboden bildet. Dabei reicht die Mächtigkeit dieser Böden von 100m bis 1000m in die Tiefe und bedeckt rund 22 Millionen km^2 unserer Erdoberfläche. (vgl. REINWARTH et al. 1972: 5)

Tabelle 1: Flächen- und Volumangaben der globalen Kryosphäre und Chionosphäre (Quelle: Schönwiese 2013: 159)

Tab. 11 Quantitative Übersicht der globalen Kryosphäre und Chionosphäre; Quelle: IPCC (2007).			
Bereich	Fläche in 10^6 km^2	Volumen in 10^6 km^3	Meeres- spiegel- äquivalent in m
Landeis			
Antarktis	12.3	24.7	56.5
Grönland	1.7	2.9	7.3
Schelfeis (Antarktis)	1.5	0.7	–
Gebirgsgletscher, kleine Eiskappen	0.53	0.09	0.26
	(0.51–0.54)	(0.05–0.13)	(0.15–0.37)
Summe	16.0	28.4	64.1
Permafrost (Nordhemisphäre)			
beständig	22.8	0.024	0.07
zeitweise (jahreszeitlich variabel)	5.9–48.1	0.006–0.065	–
Meereis	23	0.022	–
	(19–27)	(0.019–0.025)	
Schnee (Nordhemisphäre, Land)	23.6	0.003	0.006
	(1.9–45.2)	(0.0005–0.005)	(0.001–0.01)
Gesamtsumme (beständig, Mittelwert)	85.40	28.45	64.18

2.2. Gletscher und Gletschertypen

Wie im vorangegangenen Kapitel bereits gehört, spielt die gesamte Kryosphäre mit all seinen Eisformen eine große Rolle für die Erde, jedoch werden in dieser Arbeit rein Prozesse, welche mit Gebirgsgletschern zu tun haben, behandelt, sodass nun näher auf dieses Phänomen eingegangen werden soll, auch wenn es im gesamten Eisvorkommen einen noch so kleinen Prozentteil einnimmt. Dies war beispielsweise im Pleistozän anders, wo es zu einer 3-mal so großen Ausdehnung des Eises in den Alpen als heute kam. Ganze 44,4 Millionen km² unseres Planeten waren damals mit Eis bedeckt. (vgl. ZEPP 2002: 186)

Das Wort Gletscher kommt ursprünglich aus dem Latein und bedeutet so viel wie Eis. Bereits im 12. Jahrhundert wurde eine Eisfläche in der Schweiz zum ersten Mal als „glacies inferior“ bezeichnet, was so viel bedeutet wie „unteres Eis“. (vgl. FRAEDRICH 2016: 9) Gletscher können als Eismassen verstanden werden, welche sich aus festem Niederschlag (Schnee) aufbauen und sich mit dem Gefälle hangabwärts bewegen. Sie entstehen in den Hochgebirgen (und Polarregionen) dieser Erde, überall dort, wo über einen längeren Zeitraum über ein Jahr hinweg mehr Schnee fällt, als abschmilzt. (vgl. ZEPP 2002: 186) Die Massenbilanz von Gletscher hängt dabei von der Akkumulation (Nährgebiet) und der Ablation (Zehrgebiet) ab. Wobei zur Akkumulation nicht nur der Schneefall an sich zählt, sondern auch Windverfrachtung, Schneemengen durch Lawinen, Festfrieren von flüssigem Niederschlag oder auch Reiffrostbildung. Unter Ablation versteht man neben dem Abschmelzen des Eises bzw. des Schnees auch Windabtragung, Kalbung von Eisbergen oder die Verdunstung. (vgl. REINWARTH et. al. 1972: 36) Die orografisch höheren Gebiete eines Gletschers sind tendenziell die, wo sich das Eis aufbauen kann, während bei Flächen unterhalb der Firnlinie (Gleichgewichtslinie) die Ablation überwiegt. Deutlich wird der ganze Massenhaushalt eines Gebirgsgletschers auf Abbildung 2. Im Nährgebiet eines Gletschers ist die Massenbilanz (Eisentstehung – Ablation) steht positiv, im Zehrgebiet – hier tritt im Sommer das blanke Eis zum Vorschein - ist sie negativ. (vgl. SCHÖNWIESE 2013: 203) Bleibt die Massenbilanz eines Gletschers über mehrere Jahre ausgeglichen, geht man davon aus, dass das Nährgebiet circa doppelt so groß ist wie das Zehrgebiet.

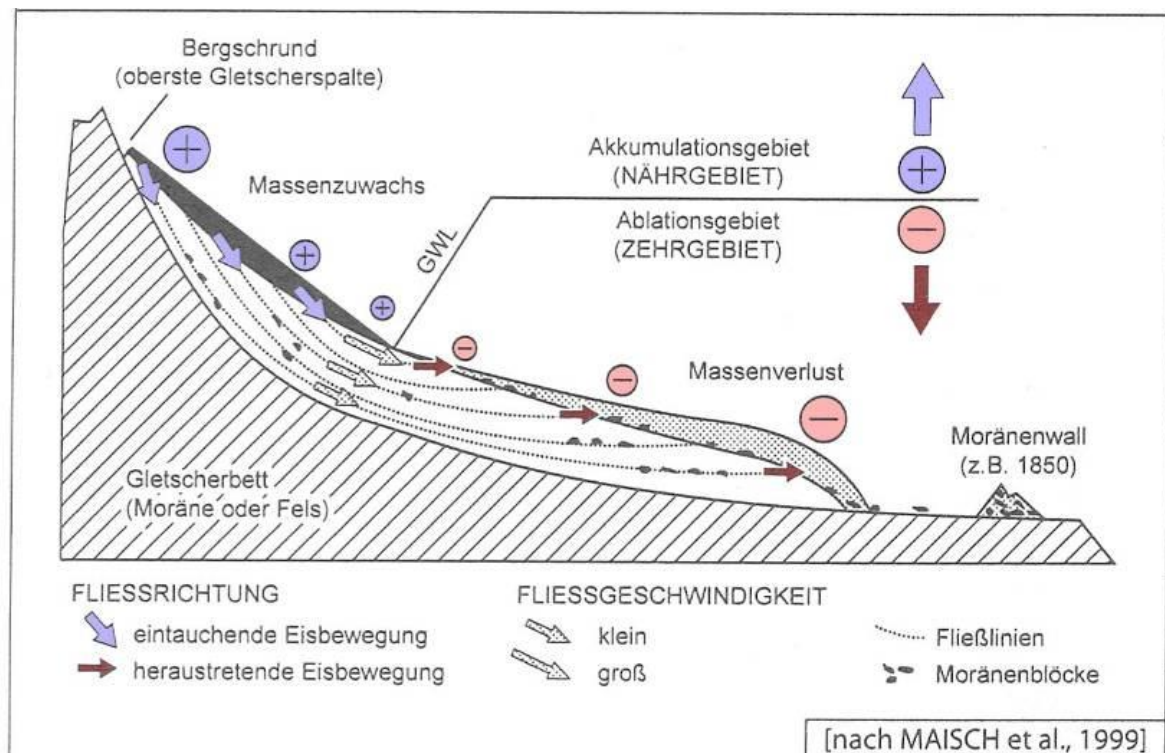


Abbildung 2: Massenhaushalt eines Gletschers (Quelle: Maisch et al. 1999)

Da man davon ausgeht, dass die Lufttemperatur pro 100 Höhenmeter um ca. 0,7 °C abnimmt, ist es klar, dass im höheren Bereich eines Gletschers deutlich mehr Schnee fällt und dort auch die Wärmemenge für das Abschmelzen nicht so hoch ist. Genau umgekehrt verhält es sich am niedrigsten Teil des Gletschers. Ein besonders markantes Beispiel dafür ist der Bossons Gletscher im Mont-Blanc Massiv, welcher von über 4000 m bis auf 1400 m herunterkommt (tiefste Gletscherzunge der Alpen). Hier kommt es natürlich zu enormen Temperaturunterschieden.

Die klimatische Schneegrenze bzw. Firnlinie variiert in ihrer Höhe stark vom Breitengrad, an welchem sie liegt. Sie befindet sich in unseren Alpen ca. auf einer Höhe von 2500-3500 m (Unterschied zwischen niederschlagsreicher Luv Seite und niederschlagsarmen Lee Seite). Im Atlasgebirge bei ungefähr 4200 oder in den Anden, am südlichen Wendekreis, bei bis zu 6750 m.

Die Metamorphose des Schnees zu Eis ist ebenfalls ein komplexer Prozess, der über viele Jahre hinweg andauern kann. In den Alpen geschieht dieser in einigen Jahrzehnten, während er in Polarregionen bis zu 200 Jahre dauernd kann. (vgl. AHNERT 1996: 326ff) Baumhauer (2013: 74) schreibt sogar von

Umwandlungszeiten zwischen 5 Jahren in maritimen Klimaregionen bis hin zu 1000 Jahren in hochkontinentalen Polarregionen!

Neuschnee ist durch seine sperrigen Kristalle besonders locker und weist ein hohes Porenvolumen und relativ geringe Dichte auf (siehe Tabelle 2). Dieser Schnee wird durch Schmelzen und Wiedergefrieren, aber auch durch den Druck von weiterem Neuschnee oder vom Wind zur körnerartigen Form und das Porenvolumen nimmt dadurch deutlich ab. Die Dichte dieses Altschnees erhöht sich aber von rund 50 kg/m^3 auf bis zu 300 kg/m^3 . In weiteren Umwandlungsprozessen wird daraus Firn, welcher ein Porenvolumen von 20-50 % aufweist und eine Dichte von ungefähr $600\text{-}700 \text{ kg/m}^3$. Die Umwandlung von Firn zu Gletschereis dauert nun am längsten, da „der maximale Grad der Pressung ohne weitere Rekristallisation erreicht ist.“ Das Porenvolumen nimmt immer mehr ab, da größere Körner durch Schmelzen und Wiedergefrieren kleinere Körner verdrängen. Sobald die Verbindungen zwischen den Poren nicht mehr verbunden sind, spricht man von Gletschereis und die Umwandlung ist zu Ende. Dieses Eis weist eine Dichte von etwa 900 kg/m^3 auf und ein Porenvolumen von 0%. (vgl. BAUMHAUER 2013: 73-74)

Tabelle 2: Dichte und Porenvolumina verschiedener Schneearten (Quelle: Zepp 2002: 187, Bearbeitung: Markus Guttman)

Schneeart/ Firn/Eis	Dichte in $\text{kg}\cdot\text{m}^3$	Porenvolumina in %
Neuschnee/ Pulverschnee	30 - 60	97 - 93
Neuschnee/ windgepackter Schnee	60-300	93 - 67
Altschnee	200 - 550	78 - 50
Firn	400 - 800	56-20
Eis	917	0

Erreicht ein Gletscher einmal eine bestimmte Masse und befindet er sich an einer geneigten Stelle, so beginnt er sich langsam bergabwärts zu bewegen (vgl. LOUIS 1989: 416). Dabei hängt diese Gletscherbewegung, aber auch die

Fließgeschwindigkeit stark vom Massenhaushalt eines Gletschers ab. Nicht nur Gefälle und Eismächtigkeit spielen hier eine Rolle, sondern auch die physikalischen Eigenschaften des Gletschereises, denn die Bewegung ist an die Verformbarkeit der Eiskristalle gebunden. (vgl. ZEPP 2002: 189)

Bei diesem „Deformationsfließen“ ist der Druck der gesamten Eisdecke auf das einzelne Eiskristall entscheidend. Durch Bewegung innerhalb des Eiskristalls und die Rotation dieser Kristalle kommt es zu einer Deformation der Eiskristalle und zur Bewegung. Dieser Bewegungsmechanismus tritt an polaren (kaltbasalen) Gletschern, welche an ihrem Gletscherbett festgefroren sind, ebenso auf, wie an temperierten (warmen) Gletschern in unseren Alpen. Meist jedoch findet dieser Prozess in sehr großen Tiefen statt, da sehr viel Druck von Nöten ist um die Kristallstruktur zu verändern. (vgl. BAUMHAUER 2013: 74) Zum anderen kann bei warmbasalen Gletschern noch ein anderer Effekt die Bewegung eines Gletschers auslösen, nämlich durch das Entstehen einer Gleitbewegung an der Gletschersohle - das „basale Gleiten“. Hierbei kommt das Eis durch die Druckaufschmelzung in Bewegung, welche dann entsteht, wenn das Eis unter hohen Auflagedruck kommt. Genau am Gletscherboden kommt es durch diese Druckaufschmelzung zu einem geringeren Schmelzpunkt, wodurch ein Schmelzwasserfilm entsteht, der wie ein Schmiermittel wirkt. (vgl. KUTTLER 2013: 116f.)

Auch von der Bewegungsgeschwindigkeit gibt es bei Gletscher große Unterschiede. So kommt es bei unseren Alpengletschern zu Fließgeschwindigkeiten von 30 – 150 m/Jahr, Gletscher im Himalaya erreichen Geschwindigkeiten von bis zu 1500 m/Jahr und im Randgebirge des grönländischen Inlandeises können sie sogar Geschwindigkeiten von 3-10 km jährlich erreichen. (vgl. ZEPP 2002: 189) Bei warm- und kaltbasalen Gletschern kann es vorkommen, dass es periodisch zu großen Gletschervorstößen kommt, sogenannte „glacier surges“. Hierbei kommt es zu einer sehr gleichmäßigen und schnellen Fließgeschwindigkeit, was auch Blockschollenbewegung genannt wird. (vgl. BAUMHAUER 2013: 75) Im Regelfall bewegt sich ein Gletscher in seiner gesamten Masse aber nicht gleichmäßig – es kommt innerhalb des Gletschers zu großen Geschwindigkeitsunterschieden. In der Mitte fließt der Gletscher beispielsweise schneller als an seinen Rändern und auch an der Gletscheroberfläche bewegt sich das Eis schneller fort, als nahe dem

Gletscherbett. Dies wird auch in Abbildung 3 nochmals schematisch abgebildet. (vgl. STRAHLER et al. 2009: 648)

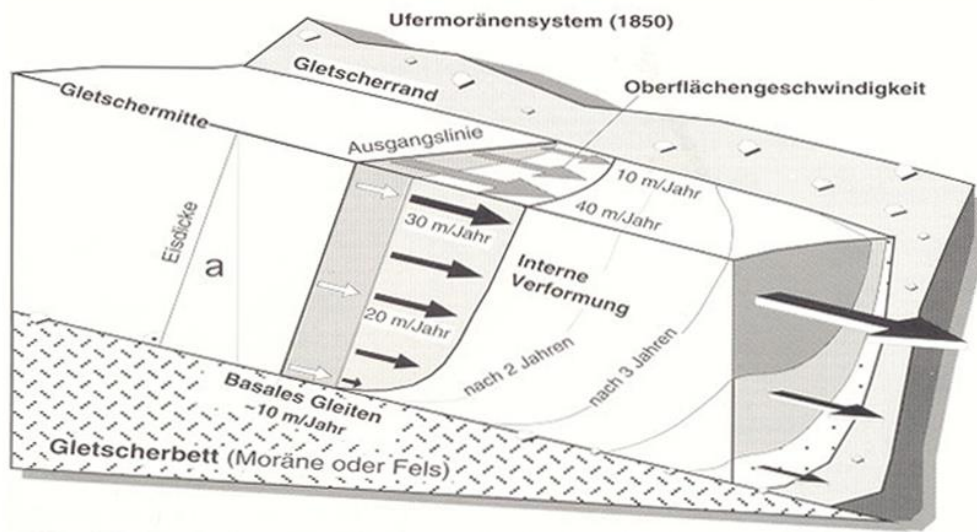


Abbildung 3: Verteilung der Fließgeschwindigkeit innerhalb eines Gletschers (Quelle: Maisch et al. 1999)

Genau durch diese Unterschiede der Fließgeschwindigkeit kommt es zu Zerrungen und Scherspannungen in der Eisdecke, weshalb sich an der Oberfläche von Gletschern Gletscherspalten bilden können. Aber auch durch Geländestufen oder Felserrhebungen unter dem Eis, welche das Gletschereis verformen lassen, können solche Spalten entstehen. Die Tiefe solcher Spalten ist aber auf Grund der Plastizität des Eises im Untergrund beschränkt, können jedoch bei temperierten Gletschern bis zu 40 Meter tief sein und bei kalten Gletschern mit geringerer Plastizität bis zu 80 Meter. (vgl. AHNERT 1996: 327, LOUIS 1979: 433) Es gibt dabei unterschiedliche Formen von Gletscherspalten: Querspalten, Längs- oder Radialspalten, Randspalten und Seracs.

Querspalten öffnen sich meist dort, wo es im Untergrund (am Gletscherbett) zu starken Unterschieden kommt oder aber in steilem Gelände und sind immer quer zur Fließrichtung des Gletscher gerichtet. Nach solchen Gefällestufen werden diese Spalten meist wieder geschlossen. Weitet sich ein Gletscher im unteren Bereich aus, oder kommt es zur sonstigen Zerrungen, könnten sogenannte Radial- oder Längsspalten entstehen. Sie kommen jedoch weit seltener vor als Querspalten. Randspalten finden sich oft beim Übergang von Fels zum Eis. Da das Eis am Rand eines Gletschers langsamer fließt, bleibt dieses oft am Felsen festgefroren, während sich das schneller bewegende, innere Eis vom Randeis

loslöst und so eine Randspalte (oder Randkluft) aufreißt. Kommt es, meist in steilen Gletscherabbrüchen, zu sehr vielen Querspalten und zerklüftet das Eis regelrecht, können auch sogenannte Seracs (Eistürme) entstehen. (vgl. BAUMHAUER 2013: 75)

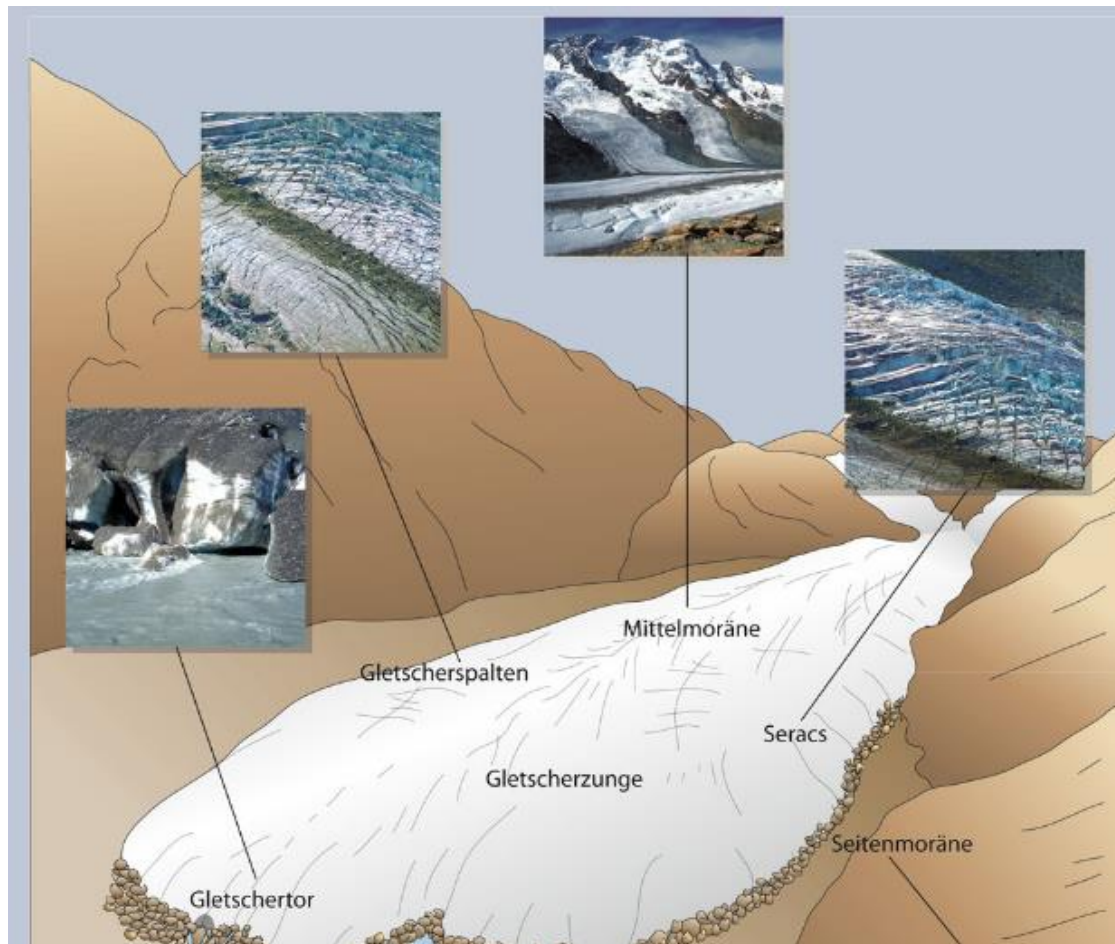


Abbildung 4: Strukturen eines Gletschers (Bilder von Gletscherspalten, Mittelmoränen, Seracs, Gletschertor)
Quelle: (Schwanke et al. 2010: 247)

Erste Unterscheidungen von Gletschern wurden bereits im obigen Kapitel besprochen und basieren auf der Temperatur innerhalb des Eises. Dabei stehen warmbasale (temperierte) Gletscher den kaltbasalen (polare) gegenüber. Polythermale (subpolare) Gletscher können dazwischen angesiedelt werden, da sich hier Teile des Eises unterhalb und andere oberhalb des Druckschmelzpunktes befinden. (vgl. BAUMHAUER 2013: 77f.) Es gibt aber noch weitere Unterteilungen von Gletschern, wobei eine in der Literatur sehr häufig angeführte Typisierung, Gletscher aufgrund ihrer Orographie unterteilt. Passen sich Gletscher den Formen des Reliefs an, spricht man von „dem Relief

untergeordneter Vergletscherung“. Sind Gletscher von der Gestalt und dem Oberflächengefälle des Bodens unabhängig und nimmt das Eis das gesamte Relief ein, spricht man von „dem Relief übergeordneter Vergletscherung“. Dazwischen kann man noch das **Eisstromnetz** ansiedeln, bei welchem Gletscher zusammenwachsen. Die einzelnen Hauptstränge der Gletscher werden zwar durch die Talscheiden und das Gefälle bestimmt, doch beim Eisstromnetz ist es so, dass Talscheiden nicht mehr gleichzeitig auch Eisscheiden sind. Das Eis steigt immer höher an und kann über ganze Pässe und Kämme fließen, wobei die Eisbewegung nicht mehr dem Gefälle folgt. Waren früher große Teile der Alpen ein großes Eisstromnetz, findet man diese heute nur noch in höheren Breitengraden wie in Alaska oder Spitzbergen. (vgl. LOUIS 1979: 432-433)

Die größten Gletscherflächen unserer Erde sind das **Inlandeis** der Antarktis und Grönlands und sie überziehen riesige Flächen des Kontinents mit einer dicken Eisschicht. 95 % der gesamten Gletscherfläche unserer Erde befinden sich in dieser Region. Aus dem Eis herausstehende Gipfel werden hier als Nunatakker bezeichnet, welche durch Gletschererosion an Flanken entstehen können. (vgl. ZEPP 2002: 187) Weitere Eisriesen sind sogenannte **Eisschilde**, zu denen auch der größte Gletscher Europas, der Vatnajökull auf Island, zählt. Sie sind mächtige Deckgletscher, aber nicht mehr ganz so massenhaft wie das Inlandeis. Trotzdem überdecken sie das gesamte Relief und zählen somit genauso zum Typ der „dem Relief übergeordneten Vergletscherung“, wie **Eiskappen**, welche aber eine maximale Fläche von 50.000 km² aufweisen und somit mindestens 20mal so klein sind wie Eisschilde.

Ebenfalls Gletscher dieses Typs sind **Plateaugletscher**, zu denen der größte Gletscher auf Festlandeuropa zählt – der Jostedalbreen in Norwegen mit einer Fläche von 487 km². (vgl. FRAEDRICH 2016: 11) Sie sind noch etwas kleiner als Eisschilde und weniger beweglich, da der Untergrund meist nur wenig geneigt ist. Außerdem beeinflusst ihre Größe neben der Massenbilanz auch die Größe der Hochfläche, auf der sie vorkommen.

Viele dieser Gletscher entsenden kleinere **Auslassgletscher**, welche aber nicht mit großen Auslassgletschern der Inlandseismassen gleichgesetzt werden können. Diese sind eine Art schneller Eisstrom, welcher am Rand eines Inlandeises zungenförmig in Tiefenlinien ausfließt. In ihrer Form ähneln sie

Talgletschern unserer Hochgebirge, doch sind sie viel größer und weisen auch eine schnellere Geschwindigkeit auf, wobei der schnellst gemessene Eisfluss mit 24 m pro Tag bei einem Gletscher in Grönland gemessen wurde. (vgl. AHNERT 1996: 330)

Funk-Salami (2002) schreibt in einem Bericht sogar von einem Vorstoß aus dem Jahr 1953, bei dem sich der Kutikgletscher im Karakorumgebirge in nur 3 Monaten 13 Kilometer bewegte, also 140 Meter pro Tag. Bewegen sich solche Eismassen ins Meer oder in einen See, entsteht ein sogenannter **Eisschelf** – schwimmende Gletscherzungen. Oft friert noch unterseitig Meereis an diesen Gletscherzungen an, was das Eis nochmals verdickt. Große Blöcke dieser Eisschelfe können am Ende abbrechen und als Eisberge ins Meer treiben, man spricht dann von Kalben. (vgl. BAUMHAUER 2013: 77) Dabei ändert sich der Massenhaushalt solcher ins Meer fließenden Gletscher nicht durch das Abschmelzen am Ende, sondern mit der Masse des Eises, welches abbricht und als Eisberge ins Meer abtreibt. Ist das Klima kalt genug, können Gletscher, welche aus dem Gebirge kommen sich im flachen Vorland verbreitern, wobei sich oft Gletscherzungen von mehreren Gletschern zu einer großen Eisfläche verschmelzen – einem **Vorlandgletscher**. Der Malaspinagletscher (siehe Abbildung 5) in Alaska ist dafür ein Paradebeispiel. (vgl. AHNERT 1996: 333-334)



Abbildung 5: der Malaspinagletscher als Beispiel für einen Vorlandgletscher (Quelle: NASA 1994)

In den Hochgebirgen kommt es nur sehr selten zu Hochebenen, auf denen sich Plateaugletscher bilden können, jedoch reicht durch den vielen Niederschlag in

diesen Gegenden oft schon eine kleine Ansammlung von Schnee aus, um große Gletscherzungen zu speisen. Der Umsatz der Massenbilanz ist hier also sehr hoch. Die am häufigsten vorkommenden Gletscher der reliefuntergeordneten Gletscher sind die **Kargletscher**. Dabei sammelt sich Schnee meist in vorhandene Mulden im Hang. Durch die Schneenumwandlung entsteht hier bald Eis, welches hangabwärts fließt, aber gleichzeitig auch die Mulde durch Erosion ausschürft und ein Kar entstehen lässt. Oft bricht das Eis am Rückhang des Kars ab und bildet dort eine Randspalte zwischen Fels und Eis. Das Nährgebiet bei diesem Gletschertyp liegt immer vollständig im Kar, das Zehrgebiet, eine kleine Gletscherzunge, streckt sich oft über dieses Kar hinaus. Natürlich bestimmt die Exposition und Höhe die Ausprägung eines solchen Kargletschers, sodass Gletscher in Nord- und Nordosthängen leichter entstehen können als in tiefer gelegenen Südhängen. (vgl. AHNERT 1996: 332)



Abbildung 6: Kargletscher in den Ötztaler Alpen (Quelle: Ahnert 1996: 332)

Ebenfalls häufig im Hochgebirge anzutreffen sind **Talgletscher**. Sie können sich aus Kargletschern heraus bilden und weisen meist sehr große, lange Gletscherzungen auf. Oft entstehen sie auch durch das Zusammenfließen mehrerer Kargletscher und vergletscherten Seitentälern. Bekannte Beispiele für diesen Gletschertyp sind der Große Aletschgletscher (mit 24 km der längste Gletscher Europas) und der längste Gletschers Österreichs, die Pasterze. (vgl. BAUMHAUSER 2013: 77) In anderen Erdregionen können Talgletscher Längen von

bis zu 100 km (Alaska), 80 km (Patagonien) und 70 km (Pamir) aufweisen (vgl. WILHELMY 1992: 81).

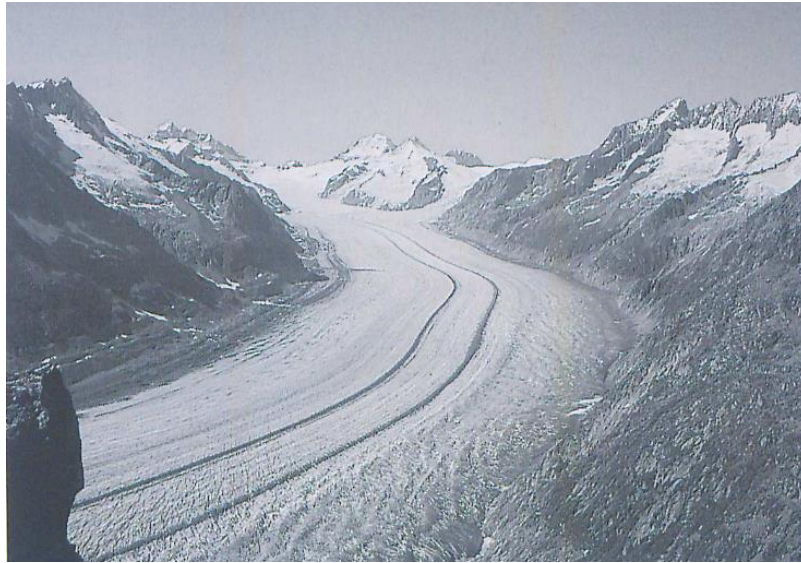


Abbildung 7: Beispiel eines Talgletschers in der Schweiz: der Große Aletschgletscher (Quelle: Ahnert 1996: 333)

Ein spezieller Fall von Gletscher sind die sogenannten **regenerierten Gletscher**. Fallen beispielsweise große Eismassen über eine hohe Geländekante oder gehen immer wieder Lawinen über so eine Kante ab, kann diese Masse am Fuße festfrieren und sich ein neuer Gletscher bilden, ohne ein eigenes Akkumulationsgebiet zu besitzen. Dieser Gletschertyp kann somit auch weit unter der klimatischen Schneegrenze liegen. Besonders viele regenerierte Gletscher befinden sich im Himalayagebirge. (vgl. AHNERT 1996: 333)



Abbildung 8: Beispiel für einen regenerierten Gletscher (Quelle: Stahr und Hartmann 1999: 249)

3. Die Gletscher der Alpen im Wandel der Zeit: Vergletscherung und Reliefgenese

Im Laufe der Erdgeschichte kam es immer wieder zu größeren und kleineren Klimaschwankungen, ein für das Relief und unser Gebirge sehr prägender Wechsel von Kalt- und Warmzeiten fand aber vor ca. 2,5 Millionen Jahren mit dem Beginn des Quartärs statt (vgl. VEIT 2002: 238). Da diese damaligen Temperaturschwankungen, wovon 6 Kaltzeiten mit dazwischenliegenden warmen Perioden nachgewiesen werden können, für das heutige Erscheinungsbild unserer Alpen und somit auch des Untersuchungsgebietes dieser Arbeit, von großer Bedeutung sind, soll in diesem Kapitel kurz auf diese Epoche eingegangen werden (vgl. AHNERT 1996: 347).

Auch der darauffolgenden Wechsel vom Pleistozän zum Holozän, die miteinhergehenden Erderwärmung und dessen Folgen sollen hier nochmals beleuchtet werden.

3.1. Die Eiszeit

Das Quartär, welches der jüngste Zeitabschnitt der Erdgeschichte ist, wird in Pleistozän und Holozän unterteilt. Das Holozän, welches als Warmzeit angesehen wird, begann mit dem Ende der letzten großen Eiszeit, der Würm, vor rund 10.000 Jahren. (vgl. LATIF: 2009: 68)

Das Pleistozän aber war geprägt von kaltem Klima, hier kam es zu Temperaturabsenkungen auf der Erde von bis zu 10 Grad Celsius. Es kam im Laufe des Pleistozäns zu 4 für unsere Alpen entscheidenden Kaltzeiten, Günz-, Mindel-, Riß-, und Würm-Eiszeit, welche auch in Abbildung 9 ersichtlich sind. Die Namen der Eiszeiten, welche sich von vier regionalen Flüssen ableiten, wurden alphabetisch gereiht und gehen einher mit der chronologischen Abfolge. (vgl. WILHELMY 1992: 69) Dazwischen lagen immer wieder warme Perioden – oft wärmer als heute, welche Interglaziale oder Zwischeneiszeiten heißen (vgl. AHNERT 1996: 347). Erst später gab es noch Hinweise auf 2 weitere Eiszeiten nämlich der Biber- und Donau-Kaltzeit, welche jedoch nicht genauestens erforscht

sind. Ahnert (1996, 349) versucht einige Ursachen für dieses Phänomen des mehrfachen Klimawechsel zu nennen:

- Änderungen der empfangenen Sonnenstrahlen, durch die von Vulkanausbrüche verschmutzte Atmosphäre
- Änderungen des Kohlendioxidgehaltes in der Atmosphäre, was zur Änderung des irdischen Wärmespeichers führt
- durch Gebirgshebungen kann es zu anderen Niederschlagsverteilungen kommen, was ebenfalls zur Abkühlung führen kann
- Veränderungen der Meeresströmungen durch Plattendektonik und somit Veränderungen der Lage der Pole

Bubenzler und Radtke (2007: 18) führen noch die Umlaufbahnänderung der Erde zu Sonne als möglichen Grund für Klimaschwankungen an.

Tabelle 3: Zergliederung des Pleistozäns (Quelle: Ahnert 1996: 348. Bearbeitung: Markus Guttman)

Beginn – Jahre vor heute	Alpengliederung
- 10.000	Beginn des Holozäns
- 70.000	Würm Eiszeit
- 180.000	Riß Eiszeit
- 420.000	Mindel Eiszeit
- 1,2 Mio	Günz Eiszeit
- 1,7 Mio	Donau Eiszeit (nicht so bedeutend)
- 2,4 Mio	Biber Eiszeit (nicht so bedeutend)

In jedem Fall regelten diese ständigen weltweiten Klimaschwankungen die Gletscherzu- und abwächse, die Bildung von Permafrost und auch die Vegetation und den Wasserhaushalt unserer Alpen. Vor ca. 900.000 Jahren begann die großflächige Vergletscherung hierzulande einzusetzen, und ab 650.000 vor heute stoßen Gletscher bis ins Alpenvorland vor. (vgl. SCHUSTER et. al. 2013: 66) In Skandinavien führte die schwere Last des Eises dazu, dass Finnland nach dem Wiederabschmelzen unter dem Meeresspiegel lag.

Durch das immer kälter werden Klima begannen sich die Gletscher auszubreiten und die Waldgrenze sank allmählich. Hänge, welche früher noch bewachsen waren, waren nun oft vegetationslos und es kam verstärkt zu Frostsprengungen und Abtragungen sowie Schuttakkumulationen. Diese wurden durch fluviale Prozesse schließlich im Haupttal abgelagert, wohin bald auch schon die Gletscher vorstießen. Während der größten Ausdehnung der letzten Eiszeit war beispielsweise das Inntal und Salzachtal von 1.000 Meter dickem Eis erfüllt – ganze Eistromnetzte bildeten sich. (SCHUSTER et al. 2013: 66-67) Der Umstand, dass nun Wasser in solch großen Mengen in Eis gebunden wurde, führte dazu, dass der Meeresspiegel um bis zu 130 m sank, was beispielsweise die ganze Adria trocken legte – siehe auch Abbildung 9 (vgl. BUBENZER 2007: 23).



19

km². Nord- und Westalpen waren hingegen stärker vergletschert als die südlichen und östlichen Alpen. (vgl. VEIT 2002: 241ff.)

Das Relief wurde nicht nur durch Frostsprengung und Abtrag verändert, sondern vor allem auch durch Eisabschliff, wodurch Oberflächen poliert und aberodiert wurden. Täler wurden durch das Eis ausgeschürft und eingetieft - Trogtäler und U-Täler formten sich. Im Alpenvorland kam es am Ende der großen Gletscherzungen zu großen Ablagerungen von Material durch Moränen, welches durch Schmelzwasserflüsse noch weiter bearbeitet und abtransportiert wurde. Jedoch reichte die Kraft solcher Flüsse oft nicht aus, um das gesamte Material mitzutransportieren, sodass sich großmächtige Schotterflure ablagern konnten. (vgl. PFIFFNER 2015: 349ff.) Aus diesen vegetationslosen Flächen wurde feiner Staub in großen Mengen durch Wind ausgeblasen und in der Umgebung als Löss abgelagert. Durch das sommerliche Auftauen der Permafrostböden kam es schon bei flachgeneigten Hängen zu Bodenfließen. (vgl. SCHUSTER et. al. 2013: 68)

Somit sind die Folgen dieser pleistozänen Eiszeit vor allem für die Geomorphologie eines Alpengebietes von hoher Bedeutung, da Landformen, wie man sie heute kennt, oftmals den Ursprung in dieser Zeitepoche haben (AHNERT 1996: 347).

3.2. Rückgang der Gletscher und Einfluss des Klimas

Vor 20.000 Jahren setzte das Spätglazial ein, und das Eistromnetz der Alpen begann langsam zusammenzubrechen. Nährgebiete wurden zu Zerrgebieten, erste Schmelzwasserseen bildeten sich. Viele davon füllten sich bald mit Sedimenten aus anderen Flüssen, nur dort wo das Einzugsgebiet von Flüssen nicht genug Material lieferte, blieben Seen – bis heute – erhalten. Bekannte Beispiele sind das Salzkammergut oder die Kärntner Seen. Nach bereits 1.000 Jahren sollten die großen Haupttäler der Alpen eisfrei sein. Vegetation setzte rasch wieder ein und stabilisierte die Sedimente, wodurch sich Flüsse in Talverfüllungen der Alpen einschneiden konnten. Terrassenformen, welche die Abfolge von Akkumulation und Erosion sichtbar machten, entstanden. (vgl. SCHUSTER et. al. 2013: 68)

Zwischen 10.800 – 11.650 Jahren vor heute soll der Wechsel vom Pleistozän zum Holozän stattgefunden haben, was Proben von Eisbohrkernen in Grönland rückschließen lassen. Nun wurde es noch rascher wärmer. Ursachen für diesen Umschwung sehen Forscher in der Veränderung der Erdbahnparameter, wodurch es zu einer höheren Sonneneinstrahlung kam. Dadurch setzte auch der umgekehrte Albedo Effekt ein, da immer mehr dunkle Flächen entstanden und die weißen, reflektierenden Flächen weniger wurden. (vgl. BLUBENZER 2007: 25)

Jedoch kam es auch im Holozän nochmals zu einer „kleinen Eiszeit“, welche eine kältere Periode zwischen dem 13. und 19. Jahrhundert war. Die Gletscherhöchststände aus dieser Zeit kennt man heute auch als „1850er Moränen“. Diese zeigen auf, dass die Gletscherfläche damals oft doppelt so groß war wie dies heute der Fall ist. (vgl. SCHUSTER et. al. 2013: 69)

Heutige Gletscherrückgänge:

Die heutige Wissenschaft ist sich oft uneins wie stark der Mensch das Klima beeinflusst bzw. wie stark sich das Klima auf natürliche Weise verändert. Auf jeden Fall wurden viele Ursachen erforscht, welche Auslöser für den natürlichen Klimawandel sind. Darunter fallen extraterrestrische Ursachen, bei denen sich über einen sehr langen Zeitraum Phänomene außerhalb unseres Planeten verändern. Dazu zählen Veränderungen der Solarkonstanten, Rotationen der Milchstraße, Ereignisse durch Meteoriten, Veränderungen der Mondkraft bzw. der Gezeiten.

Aber auch terrestrische (interne) Wechselwirkungen können ausschlaggebend für Klimaänderungen sein: Kontinentaldrift, Orogenese, Vulkanismus, Waldbrände, Zirkulation der Atmosphäre, Salzgehalt des Ozeans oder die Eis- und Schneebedeckung können solche Phänomene sein. (vgl. SCHÖNWIESE 2013: 330)

Immer klarer wird aber auch, dass der anthropogene Klimawandel eine immer tragendere Rolle für unseren Planeten spielt. Mehr und mehr trägt der Mensch zum Anstieg des Kohlendioxidgehaltes in der Atmosphäre bei. Im Vergleich zur vorindustriellen Zeit ist der Anteil um 40 Prozent gestiegen, der Anteil von Methan ist sogar um 150 % gestiegen. (vgl. IPCC 2013: 5f.)

Dies geschah vor allem durch folgende Punkte:

- Umwandlung von Natur- in Kulturlandschaften (Viehwirtschaft)

- Waldrodung
- Bebauung
- Abwärme
- erhöhter Energieverbrauch
- höheres Verkehrsaufkommen
- künstliche Brände
- Rohstoffabbau

(vgl. SCHÖNWIESE 2013: 337)

Doch egal ob die Klimaerwärmung nun natürliche oder anthropogene Ursachen hat, ist es für jedermann zu erkennen, dass dies starke Folgen auf unseren Alpenraum und insbesondere auf die Gletscher hat. Diese schmelzen immer rascher und rascher ab.

Bereits seit den 1850er Jahren werden die Gletscher auf der Erde genauestens untersucht und einem Monitoring unterzogen. Genau also nach dem Ende der letzten kleinen Eiszeit. In den Alpen begann mit dem Schweizer Forscher Forel 1880 das Beobachten und Vermessen der Gletscher. In Österreich wurde ab dem Jahr 1896 intensiv Gletscherforschung betrieben, wo der Wiener Geograf Albrecht Penck am Sonnblick mit seinen Messungen der Vorreiter war. In diesem Gebiet der Alpen gibt es heute rückwirkend bis 1850 eine lückenlose Aufzeichnung der Gletscher in der Längenveränderung. (vgl. FISCHER 2016: 6, HYNEK et al. 2016: 19) In der heutigen Gletscherbeobachtung wird weltweit bei bis zu 100 Gletschern eine detailgenaue Massenbilanzmessung und bei bis zu 1000 Gletschern eine Längenveränderungsmessung, welche deutlich einfacher ist, in 35 verschiedenen Ländern regelmäßig durchgeführt (vgl. HAEBERLI 2007: 102). Laut Michael Zemp vom World Glacier Monitoring Service (WGMS) stehen aber weltweit nur von 37 Gletschern die Daten für einen 30 jährigen durchgehenden Zeitraum zur Verfügung (vgl. LÄUBLI 2013).

Doch all diese Untersuchungen, ob in den Alpen oder weltweit, zeigen dasselbe Bild. Im 20. Jahrhundert verloren alle Gletscher an Länge, Fläche und Volumen. Wie in Abbildung 10 ersichtlich ist, kam es in den europäischen Alpen zu den stärksten Gletscherrückgängen. Zwischen 1850 und 1975 verloren die Alpen ca. die Hälfte ihrer Eismassen. Nach 1975 ist pro Jahr rund 1% des Eises verloren

gegangen. Seit 2000 geht das Eis sogar um 2-3% pro Jahr zurück. (vgl. HAEBERLI 2007: 102)

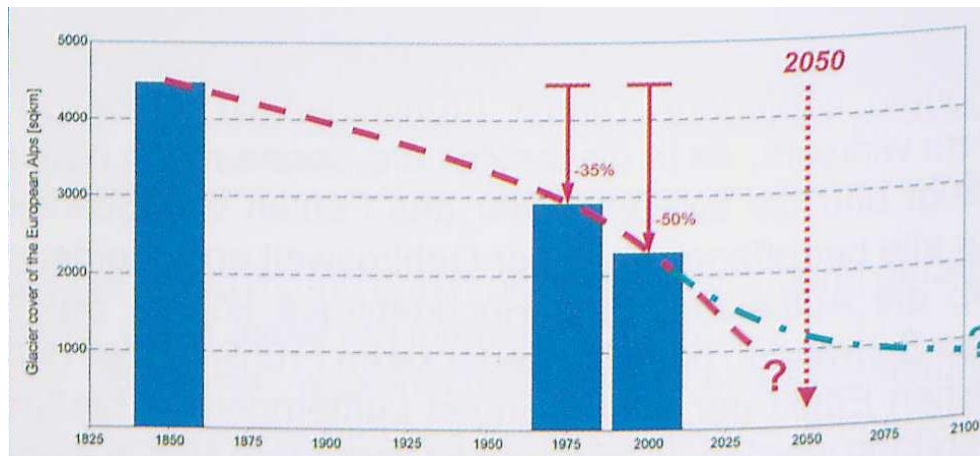


Abbildung 10: Der Gletscherrückgang in den Alpen seit 1850 bis 2000 und einem zukünftigen Szenario (grüne Kurve: optimales Szenario) (Quelle: Haeberli 2007: 102)

Nur wenige Gletscher, vor allem in Skandinavien, konnten zwischen 1987 und 2006 Zuwächse verzeichnen. Am ehesten stabil halten sich noch die Gletscher im Kaukasus und in der kanadischen Arktis (siehe Abbildung 11). (vgl. LÄUBLI 2013)

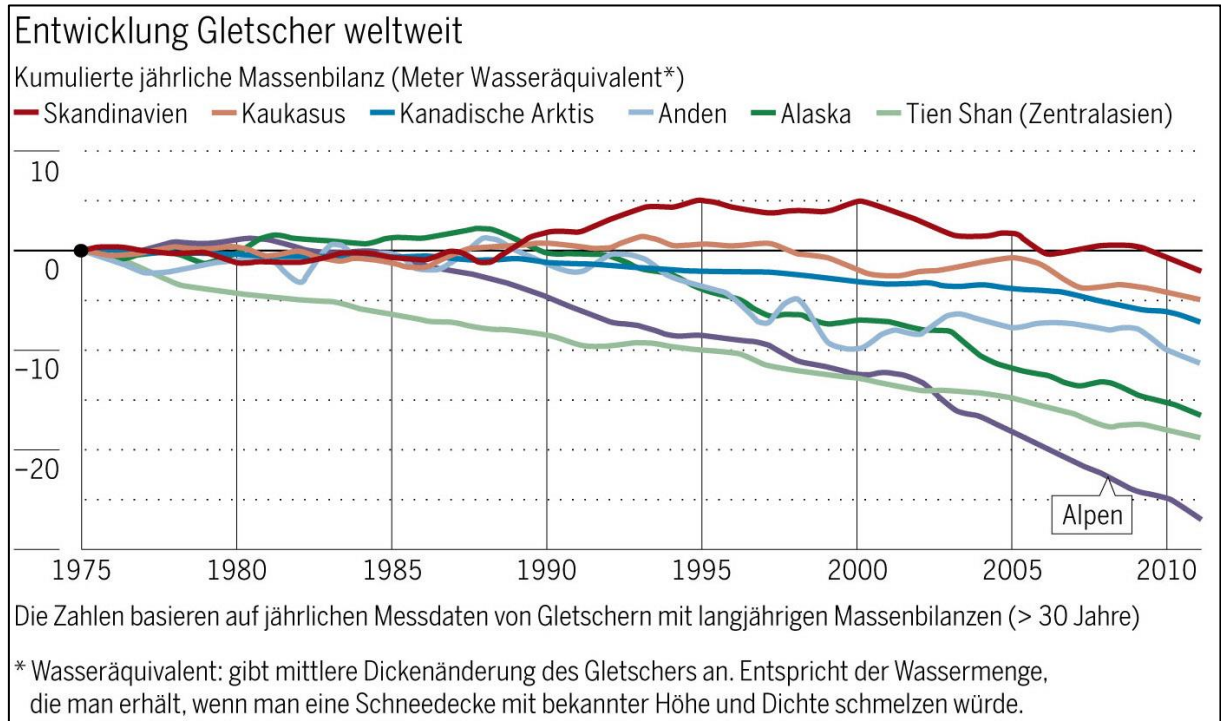


Abbildung 11: Entwicklung der Gletscher weltweit (Quelle: Läubli 2013)

Einig sind sich Forscher auch, dass die Gletscherschmelze die Folge der steigenden Temperaturen ist: „Die weltweite Gletscherschmelze ist auf den Klimawandel zurückzuführen. Das ist unumstritten“, sagt Zemp (SPIEGEL 2015).

Die österreichische Gletscherforscherin Andrea Fischer gibt den warmen Temperaturen, vor allem im Sommer, ebenfalls die Schuld an der Schmelze. Im Jahr 2015 war der Sommer um mehr als 2 °C wärmer als im langjährigen Mittel. Es kam im letzten Jahr zu vielen längeren Hochdrucklagen und sommerlicher Schneefall blieb fast zur Gänze aus. (vgl. MITTELSTAEDT 2016)

Auch der Juni 2016 war einer der wärmsten seit der gesamten Messgeschichte. Durch diese warmen Sommer verschiebt sich auch die Schneefallgrenze und oft regnete es in den warmen Monaten bis ins Hochgebirge hinauf, was den Gletschern ebenfalls stark zusetzte.

Was auch beobachtet wurde ist, dass die Schneemengen auch im Winter abnehmen und die Gletscher nicht mehr so lange vor dem Schmelzen schützen können. An einer Messstelle am Stubacher Sonnblickkees war die Schneedecke am 1. Juli 2016 um 0,35 m niedriger als in Vorjahr und um mehr als 1 Meter niedriger als im langjährigen Durchschnitt. (vgl. SLUPETZKY et al. 2016)

Ende 2015 konnte bei 88 der 92 vermessenen Gletscher in Österreich ein Rückgang verzeichnet werden, bei 3 Gletschern um mehr als 100 Meter in der Länge. Nur 3 Gletscher sind einigermaßen stationär geblieben und nur 1 Gletscher, das Winkelkees in der Ankogel Gruppe, ist um ca. 4,5 Meter sogar vorgestoßen. Im Durchschnitt haben sich die österreichischen Gletscher um fast 23 Meter zurückgezogen. (vgl. MITTELSTAEDT 2016, FISCHER 2016: 8) Abbildung 12 zeigt die Anzahl der seit Beginn des Gletschermessdienstes (1891) untersuchten Gletscher. In blauer Farbe gehalten sind jene Gletscher, welche im jeweiligen Jahr einen Vorstoß verzeichnen konnten, in Weiß, welche stationär geblieben sind und in Rot die zurückschreitenden Gletscher. Man erkennt in dieser Grafik auch den kleinen Gletschervorstoß rund um das Jahr 1980, seit jeher dominieren aber ganz klar die Gletscherrückgänge.

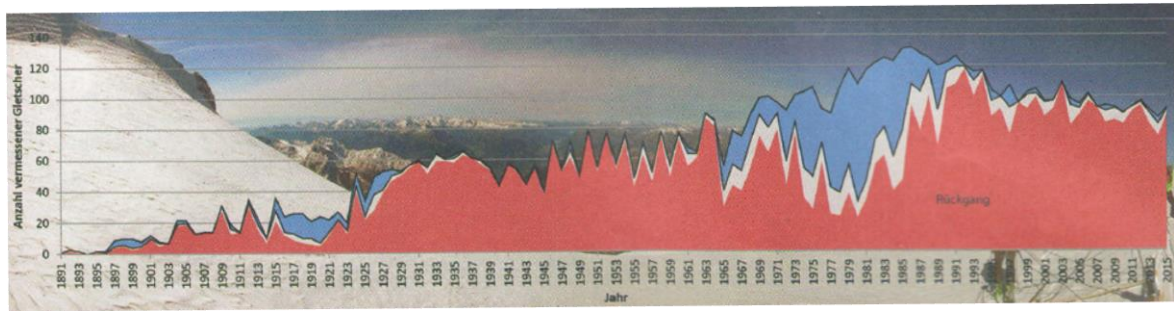


Abbildung 12: Gletscherveränderungen in Österreich seit 1891 (Quelle: Fischer 2016: 8)

Uneins sind sich die Forscher aber, ob es den Gletschern jemals wieder besser gehen wird. Während Fischer sagt, dass in spätestens 90.000 Jahren die nächste Eiszeit kommen wird und wieder alles so wie früher sein wird, sehen Schweizer Forscher die Gletscher für totgeweiht: „«Kleine Eiszeiten» wird es nie mehr geben. Ganz im Gegenteil: Die Gletscher sind jetzt definitiv eine aussterbende Naturscheinung. Und nicht nur hierzulande. Auch in Lateinamerika und Asien etwa oder in Kanada“. (vgl. MITTELSTAEDT 2016, RAMSEYER 2016)

Abbildung 13 zeigt nochmals ein Beispiel für einen sehr raschen Gletscherrückgang in den Alpen. Der Brandner Gletscher, aufgenommen von der Schesaplana, im Jahr 2003 (unten) und im Jahr 2015 (oben).



Abbildung 13: Gletscherveränderungen des Brandner Gletscher innerhalb 12 Jahre (Quelle: Fischer 2016: 10)

4. Geomorphologische Prozesse in (pro-)glazialen Gebieten

Rund 26 % der Erdoberfläche sind nicht vom Weltmeer oder einer dicken Inlandseisdecke bedeckt und werden somit als Reliefsphäre bezeichnet (BUSCHE et al. 2005: 11). Mit dieser festen Landform der Erde beschäftigt sich die Geomorphologie und ist eines der Kerngebiete der Geografie (vgl. LESER 2009: 7). Hiermit sind alle Oberflächenformen gemeint, angefangen von Gebirgen, Hängen und Tälern, Flussbett und Dünen, aber auch der Meeresboden oder Korallenriffe. (vgl. AHNERT 1996: 13) Der Formbildungsprozess steht im Mittelpunkt und soll zurückverfolgt werden bis zu seinem Ursprung. Ein ebenfalls wichtiger Punkt in der Geomorphologie ist aber auch die Formänderungen in der heutigen Zeit – die geomorphologischen Prozesse (LESER 2009: 12). Neben nicht exogenen Ursachen wie Tektonik, Gravitation oder extratellurische Einwirkungen (z.B. Meteoriteneinschläge) beeinflussen vor allem exogene Kräfte unsere Landformen. Dazu zählen unter anderem Wasser, Wind, Eis oder der Mensch. Es können neue Landformen geschaffen oder Altformen überprägt werden bzw. sich diese ebenfalls neu formen. (LESER 2009: 157f.)

4.1. Paraglaziale Geomorphologie

Da sich das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit in einem hochalpinen Gebiet befindet und dieses vor allem durch die Gletscher geprägt wurde und wird, soll in diesem Unterkapitel auch näher auf die paraglaziale Geomorphologie eingegangen werden.

Durch das Abschmelzen der Gletscher wird das Relief, welches lange mit Eis bedeckt war, allmählich frei gelegt. Dieses Material ist nun in keinem stabilen System mehr verankert und ist den exogenen Kräften ausgesetzt – rasche fluviale, gravitative und äolische Veränderungen sind die Folge. In Felswänden, welche durch die Gletscher übersteilt wurden, kann es zu Steinschlag und Hangrutschungen kommen, durch fehlende Vegetation kommt es in steilen Hängen zu Lawinen, Muren und Rutschungen. Durch den nun angreifenden Wind

und der Frostverwitterung wird zusätzlich Material aufbereitet. Durch fluviale Prozesse wird dieses abgetragene Material und auch Moränenmaterial, welches direkt vom Gletscher stammt, schließlich talauswärts transportiert. (vgl. BALLANTYNE 2002b: 1937)

All diese Prozesse stehen eng im Zusammenhang mit dem Gletscher, sind aber nicht reine glaziale sondern vorwiegend Prozesse fluvialer, gravitativer, oder beispielsweise denudativer Herkunft. All diese Prozesse gelten als paraglaziale Prozesse. (vgl. WINKLER 2009: 146)

Den Begriff „paraglazial“ führte June Ryder im Jahr 1971 ein und definierte ihn folgendermaßen: „...nonglacial processes that are directly conditioned by glaciation“. Dazu zählen neben proglazialen Prozessen auch diejenigen, welche im Bereich früherer Gletscher auftreten und direktes Ergebnis der ehemaligen Präsenz von Eis sind. (vgl. CHURCH et al. 1972: 3059)

Das Konzept wurde von Ballantyne (2003: 432) noch erweitert: „...*non-glacial earth-surface processes, sediment accumulations, landforms, landsystems and landscapes that are directly conditioned by glaciation and deglaciation.*“ Somit kann der Terminus „paraglazial“ auch für die Beschreibung eines Resultats dienen.

Beginnt das Eis eines Gletschers zu schmelzen beginnt die paraglaziale Periode. Dabei definieren Church und Ryder (1972: 3059) diese als Zeitspanne in der paraglaziale Prozesse auftreten. Genauer geht darauf Ballantyne ein, der die Definition dahingehend erweitert, dass die paraglaziale Periode so lange andauert bis der Sedimentquelle erschöpft ist bzw. sich das Terrain von einem glazial bestimmten zu einem nicht glazial bestimmten Gebiet verändert. (vgl. BALLANTYNE 2002a: 372) Diese Zeitspanne kann stark variieren und ist von Gebiet zu Gebiet unterschiedlich. Typisch für alle paraglazialen Systeme hingegen sind aber die instabilen Bedingungen des Sedimentspeichers und die meist übersteilten Hänge, welche durch das Schmelzen des Eises entstehen. Direkt nach dem Eisfreiwerden sind die Abtragungsraten am höchsten und nehmen mit fortschreitender Zeit kontinuierlich ab. Die Gründe dafür sind die allmähliche Stabilisation des Systems und die verringernde Materialzufuhr. Sobald sich die Abtragungsraten einem üblichen gletscherfreien Gebiet anpassen spricht man vom Ende der paraglazialen

Periode. (vgl. BENN und EVANS 1998: 261) Church und Ryder stellen das Model der paraglazialen Periode in folgender Abbildung 14 grafisch da:

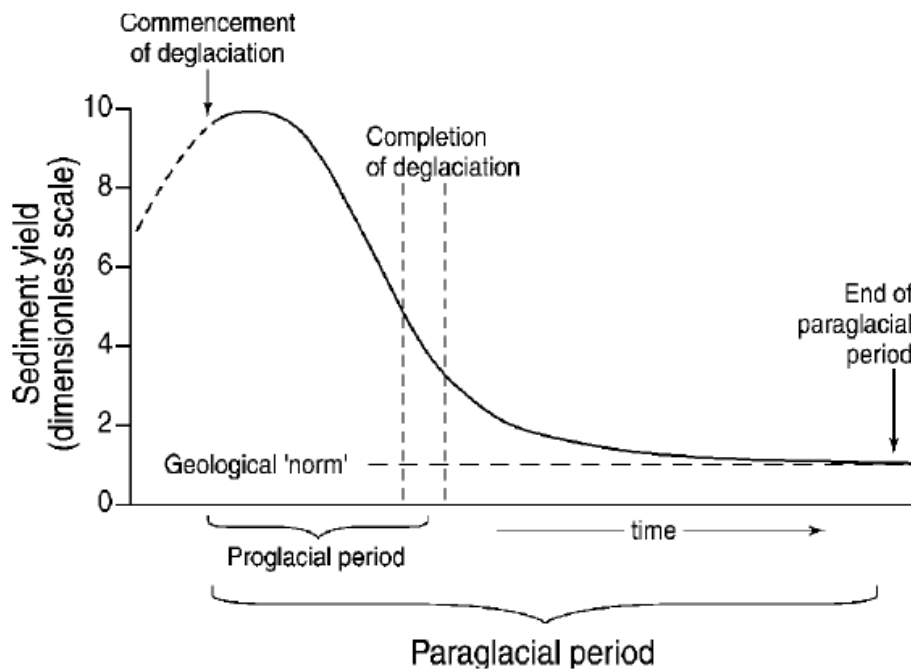


Abbildung 14: Das Model des erhöhten Sedimentaustrages während der paraglazialen Periode (Quelle: Church & Ryder 1972: 3069)

Ballantyne (2003) nennt sechs paraglaziale Subsysteme, wobei nur die ersten vier eine Rolle für das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit spielen.

- Felshänge
- Schutthänge
- Gletschervorfeld
- alluviale Subsysteme
- paraglaziale Sedimentation in Seen
- Küstensubsysteme

Felshänge versteilen durch den Rückzug des Gletschers zum einen, und zum anderen wird auch das Gestein, auf welchem das Eis aufliegt unter Druck gesetzt, der sich beim Eisfreiwerden wieder entlastet und Klüfte im Gestein entstehen lässt. Bergstürze und Steinschlag können die Folge sein.

Schutthänge, welche durch den Gletscherrückzug und oft aus Ablagerungen von Seitenmoränen entstehen, sind besonders anfällig für Muren, Lawinen oder andere Erosionsprozesse. Oftmals verschmelzen Schuttkegeln ineinander.

Innerhalb einer kurzen Zeitspanne von Zehnerjahren bis Jahrhunderten können diese Hänge umgearbeitet werden.

Der neu entstandene Talboden im Gletschervorfeld wird von keiner Vegetation stabilisiert und ist den paraglazialen Veränderungen stark ausgesetzt. Durch Frostprozesse aber auch flächenhafter Erosion durch Regen und Wind gelangt das feine Material in den Vorfluter. Diese Prozesse geschehen innerhalb weniger Dekaden.

Das alluviale Subsystem besteht aus Schuttkegeln, Schwemmfächer und Talbodenfüllung. Diese sind paraglaziale Sedimentspeicher, welche durch eine immer geringer werdende Sedimentzufuhr fluvial bearbeitet werden können. Sie bilden sich innerhalb einigen 100 bis 1000 Jahre.

Das paraglaziale Konzept zeigt, dass Formen in einem Gletscherrückzugsgebiet nach Eisfreiwerden durch paraglaziale Prozesse ständig einer Umformung ausgesetzt sind, wobei manche Formen stärker und andere weniger stark paraglaziale beeinflusst werden (vgl. BALLANTYNE 2003: 460).

4.2. Geomorphologische Prozesse und Formen

Nun soll näher auf alle geomorphologischen bzw. paraglazialen Prozesse, welche im Untersuchungsgebiet eine wichtige Rolle spielen und welche so auch in den Kartierungen vorzufinden sind, eingegangen werden. Die Einteilung dieser Prozesse ist selbst in der Literatur nicht ganz eindeutig geklärt und es gibt viele Kriterien nach denen eine Einteilung getroffen werden kann. Die Klassifizierung in diesem Kapitel soll sich vor allem an den Legendenschlüssel, welcher am Institut der Universität Zürich angewendet wird, halten, wobei nur auf Prozesse eingegangen werden soll, welche für das Untersuchungsgebiet auch relevant sind. (vgl. Zuan 2008: 24)

Folgende Prozessbereiche sollen im Anschluss behandelt werden:

- gravitative und denudative
- fluviale
- glaziale

- periglaziale
- anthropogen

4.2.1. Gravitative und denudative Massenbewegungen:

Hangabwärtsbewegungen, welche dem Einfluss der Schwerkraft (Gravitation) unterliegen werden als gravitative Massenbewegungen zusammengefasst. Die Schwerkraft ist zwar der wichtigste Faktor für diese Prozesse und wirkt unmittelbar, doch können oft Wasser oder andere Einflüsse die eigentlichen Auslöser für solche, oft komplexen Massenbewegungen sein, welche aber nicht direkt als Transportmedium wirken. (vgl. BAUMHAUER 2013: 50)

Auch die Geologie, das Relief und die Exposition spielen eine große Rolle. Solche, im Grunde genommen, über einen sehr langen Zeitraum stabil bleibende Faktoren bestimmen die Grunddisposition eines Hanges. (vgl. LATELTIN 1997: 7) Hinzu kommt noch eine variable Disposition, welche von Hang zu Hang verschieden sein kann und welche sich innerhalb einiger Tage oder Jahrzehnten ändern kann, wie zum Beispiel Frostverwitterung oder der Porenwasserdruck. Ist die Disposition eines Hanges (Grunddisposition und variabel Disposition zusammen) hoch, reicht ein „kleines“ Ereignis aus, um als Auslöser für eine Massenbewegung zu wirken. Bei niedriger Disposition muss der Auslöser umso „größer“ sein.

In Abbildung 15 werden die Zusammenhänge dieses Systems nochmals grafisch dargestellt. Die blauen Balken – die auslösenden Ereignisse – können beispielsweise ein hohes Wasseraufkommen durch starke Niederschläge, große Temperaturunterschiede oder ein kleine Erdbeben, etc. sein. Überschreiten diese Auslöser den Schwellenwert kommt er zur Auslösung der Massenbewegung. (vgl. BMWFW 2014: 8).

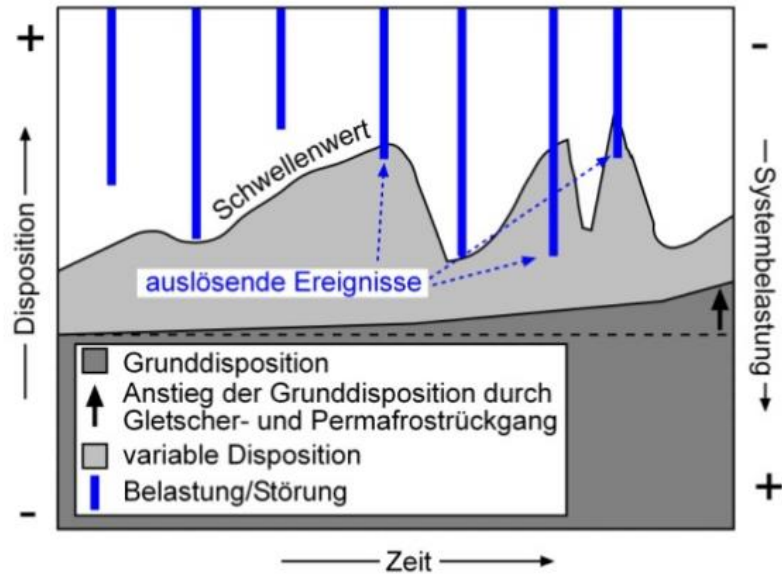


Abbildung 15: Grunddisposition, variable Disposition und auslösende Ereignisse (Quelle: BMWFW 2014: 8)

Dass Wasser eine wichtige Rolle bei gravitativen Massenbewegungen spielt, ist auch in dem Model in Abbildung 16 von Carson und Kirkby (1972: 100) zu sehen. Sie unterscheiden je nach Art der Bewegung zwischen Denudation, Stürzen, Gleiten und Fließen. Je trockenen das Ausgangsmaterial ist, desto mehr ergeben sich Sturzprozesse, je flüssiger, desto mehr kommt Material ins Fließen. Doch auch die Geschwindigkeit spielt in diesem Modell eine Rolle. Diese kann stark variieren und reicht von 1mm pro Tag bis zu 100 m/s. Für das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit sind vor allem Sturzprozesse wie Felsstürze und Steinschlag, Muren und Rutschungen von größerer Bedeutung, weshalb auf diese Prozesse im Folgenden näher eingegangen werden soll. (vgl. ZEPP 2002: 100f)

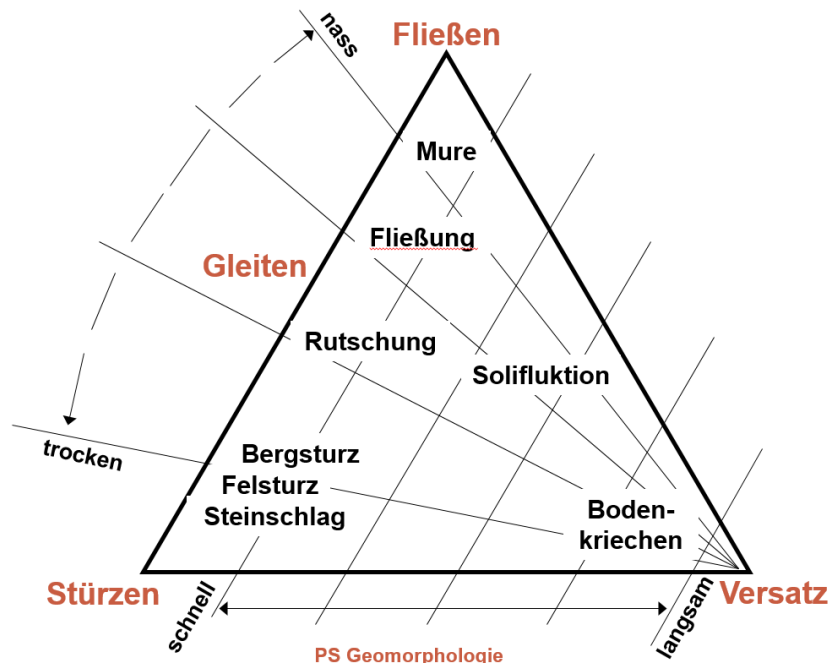


Abbildung 16: Klassifikation der Massenbewegungen nach Carson und Kirkby (Quelle: Zepp 2002: 100)

Sturzprozesse

Zurückgehende Gletscher hinterlassen oft trogförmig ausgeschliffene Täler mit übersteilten und instabilen Bergflanken. Genau in einem solchen Gebiet kommt es daher oft zu Sturzprozessen. (vgl. WEIBOLD 2010: 16) Diese gelten als die schnellsten Massenbewegungen, wobei das Material den Großteil der Strecke freifallend oder springend zurücklegt. Oftmals werden solche Sturzprozesse in ein Abbruchgebiet, Transitgebiet und Ablagerungsgebiet unterteilt. (vgl. LATELTIN 1997: 10) Das ausgebrochene Gestein sammelt sich unterhalb der Felswand bzw. des Hanges in Form einer Schutthalde, welche üblicherweise eine Steilheit von rund 30-36 ° aufweist. Enge, steile Schluchten durchziehen oft die Felswände und dienen als Sturzbahnen für diese Prozesse, wodurch sich die Schutthalden in einzelne Sektoren aufgliedern. Wachsen diese zusammen spricht man von einem Haldenhang (Abbildung 17). Das Material eines solchen Hanges besteht aus völlig unterschiedlichen Korngrößen, wobei sich große Blöcke weiter nach unten bewegen, da sie ein größeres Drehmoment aufweisen. Kleinere Gesteinsbrocken kommen schon weiter oben zu erliegen, wodurch eine „Sortierung des Schuttes nach Korngröße“ von grob an der Kegelbasis zu fein an der Spitze kommt. (vgl. STRAHLER et al. 2009: 336, ZEPP 2002: 103) Diese Sortierung lässt den

Beobachter oftmals auch eine Unterscheidung von Murablagerungen treffen (siehe auch S. 64-65).

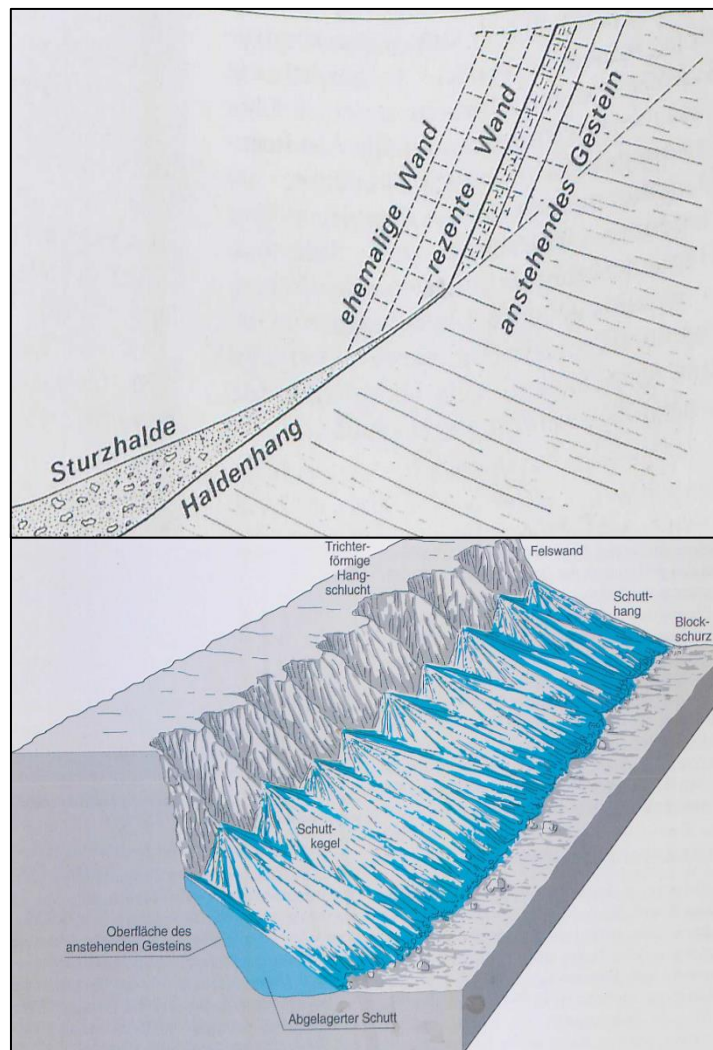


Abbildung 17: Entstehung von Sturzhalden (Quelle: Zepp 2002: 103, Strahler et al. 1999: 335)

Unterschieden werden kann innerhalb der Sturzprozesse nach Sturzvolumen:

- Steinschlag, Blockschlag: Von Steinschlag spricht man bei fallenden Steinen, welche nicht größer als 50 cm im Durchmesser sind, bei Blockschlägen haben die einzelnen Komponenten einen größeren Durchmesser als 50 cm. (vgl. LATELTIN 1997: 10) Andere Quellen (vgl. WICHMANN 2005: 45) ziehen die Grenze aber bei 2 m im Durchmesser.
- Felssturz: Bricht ein ganzes Gesteinspaket aus, spricht man von einem Felssturz, wobei sich das Paket beim Aufprall in viele kleinere Blöcke zerteilen kann. Das Volumen solcher Felsstürze liegt meistens zwischen 100 und 100.000 m³, wobei alle Sturzprozesse mit bewegtem Material unter

1 Millionen km³ noch zu Felsstürzen zählen. (WICHMANN 2005: 45) Oftmals kommt es durch Unterschneidung (z.B. Seitenerosion eines Flusses) und Verstellung einer Wand zu einem solchen Ereignis (vgl. AHNERT 1996: 126).

- Bei einem Bergsturz bewegen sich ganze Hänge und Berge riesigen Ausmaßes (≥ 1 Millionen m³) zu Tale. Da diese Form der Sturzprozesse im Untersuchungsgebiet praktisch nicht vorkommt, wird hier aber auch nicht näher darauf eingegangen.

Muren:

Muren gelten als Übergangsprozesse zwischen Sturzdenudation und Gleitdenudation, welche sich oft in kleinen Hangdellen, Tälchen oder Wildbachstrecken in Bewegung setzen können. Prinzipiell ist eine Mure „ein Strom aus Wasser, Boden, Regolith, Schutt und Blöcken“, in dem der feste Materialanteil ca. 70-90 % beträgt. Dieser Prozess, welcher als Murgang bezeichnet wird, geht sehr schnell von statten und benötigt neben ausreichend Akkumulation von Schutt und Feinmaterial, positiven Porenwasserdruck und ein steileres Ausgangsgelände. Durch immer wiederkehrende Murabgänge vertiefen sich die Rinnen durch die schürfende Wirkung der Mure. Generell sind Murkegel (Ablagerungsgebiet) flacher als Schutthalden von Sturzprozessen und bewegen sich zwischen 8-12 °. (vgl. LESER 2009: 189, AHNERT 131f.)

Außerdem unterscheiden sich Murablagerungen von Sturzablagerungen auch in der Materialsortierung. Murkegel sind nämlich eher unsortiert und umgeschichtet, wobei feinere Partikel weiter nach unten transportiert werden als große Blöcke, da mit abnehmender Fließgeschwindigkeit auch die Transportkraft geringer wird. (ZEPP 2002: 53) Neben Gerinnemuren kann es oftmals auch zu flächenhaften Abschwemmungen (Hangmure) kommen. Dabei handelt es sich um flachgründige Prozesse, welche sich auf Hänge zwischen 20°- 45° beschränken, jedoch aber ein viel geringeres Längen-/Breitenverhältnis als Murgänge in Rinnen aufweisen. (vgl. BMWFW 2014: 21) Natürlich kann auch eine als Hangmure ausgelöste Mure in ein Gerinne einfließen und sich als Gerinnemure fortsetzen.

Die genauen Auslöser für ein Murereignis lassen sich oft nur sehr schwer feststellen, da sie oftmals an sehr ausgesetzten und fast nicht zugänglichen Stellen entstehen. Man weiß aber, dass bei solch einem komplexen Ereignis viele Punkte wie das Relief und die Exposition, die Geologie, der Boden oder auch die

Vegetation eine Rolle spielen. Oft wird der Boden durch Belastungszunahmen, aus welchen Gründen auch immer (Steinschlag, Rutschungen, Erdbeben, Wind, Wasserfluss) – destabilisiert, was zur Auslösung einer Mure führen kann, wobei natürlich nicht jede destabilisierte und rutschende Masse zu einer Mure übergeht. So gibt es beispielsweise auch hier eine Unterscheidung zwischen einer Mure und einer Rutschung, auf welche im Anschluss genauer eingegangen werden soll. Rutschungen bewegen sich im Gegensatz zu Muren eher steif und nicht fluidähnlich und haben nicht diese große Deformation in der ganzen bewegenden Masse wie man es bei Muren oft beobachten kann. (vgl. WICHMAN 2005: 102ff.) Außerdem werden fließende Bewegungen wie Muren es sind, als bruchlose Bewegung charakterisiert.



Abbildung 18: Beispiel einer Gerinnemure und einer Hangmure (Quelle: Haeberli et al. 2007: 104, BAFU 2016)

Rutschungen

Der Begriff Rutschung wird in der Geomorphologie sehr breit gefasst und oft nicht klar von anderen Prozessen abgegrenzt, sodass oft auch von Gleitvorgängen die Rede ist (vgl. LOUIS 1979: 155). Dies hat aber auch seine Berechtigung, da bei Rutschungen die Lagerungsverhältnisse innerhalb der bewegten Masse so gut wie bestehen bleiben und diese sich entlang einer klar ausgeprägten Gleitfläche hangabwärts bewegen. (vgl. ZEPP 2002: 106f.) Meist bestehen solche Gleitschichten im Boden aus wasserundurchlässigen Tonen und Schlufen, in denen bei vollständiger Durchfeuchtung und steigendem Porenwasserdruck die Scherspannung stark gesenkt wird (Grenzscherspannung). Dadurch löst sich auf einer großen Fläche die rutschende Masse vom darunterliegenden Boden ab. Nicht nur durch das zusätzliche Gewicht bei Wassersättigung können Rutschungen ausgelöst werden, sondern auch bei aufwachsendem Wald oder

Bebauungen ist dies möglich. (vgl. BUSCHE et al. 2005: 175) Bei Rutschungen können sich Geschwindigkeiten von wenigen Zentimetern pro Jahr bis hin zu mehreren Metern pro Monat ergeben, auf jeden Fall sind Rutschungen nicht so schnell wie Bergstürze oder Muren. Bei Bewegungsraten von 0-2 cm pro Jahr spricht man von sehr langsamen Rutschungen, bei 10 cm und mehr von eher aktiven Rutschungen. (vgl. LATELTIN 1997: 9)

Unterschieden wird bei Rutschungen in Translationsrutschungen und Rotationsrutschungen.

Translationsrutschungen sind Rutschungen, bei denen es zum Abrutschen einzelner Schichten auf einer bereits bestehenden Schwachzone kommt, man spricht dabei von präformierten Gleitflächen. Die flächenhafte Ausdehnung dieses Rutschungstyps kann von wenige m² bis mehreren km² betragen und oft sind solche Rutschmaßen weit höher als 10 Meter. Vor allem in Flysch- und Schiefergebieten kommen Translationsrutschungen öfters vor. (LATELTIN 1997: 9)

Bei **Rotationsrutschungen** entstehen die Gleitflächen erst durch die Bewegung selbst (NIEDERSCHICK 2007: 29). Sie nehmen meist nicht so große Dimensionen an wie Translationsrutschungen und bilden sich in homogenem, verformbarem Material. Es bilden sich hierbei kreisförmige, zylindrische Gleitflächen und die Rutschung geht mit einer hangparallelen Rotation gegen den Hang einher. Oftmals zerfällt die Masse während der Bewegung und geht in eine schlammige Fließrutschung über. Abbildung 19 zeigt nochmals grafisch die 2 verschiedenen Rutschungstypen. Neben der Oberflächenmorphologie lassen sich Rotationsrutschungen oftmals an Bäumen erkennen, welche oft gegen den Hang verstellt sind („betrunkenen Wald“). (vgl. ZEPP 2002: 107)

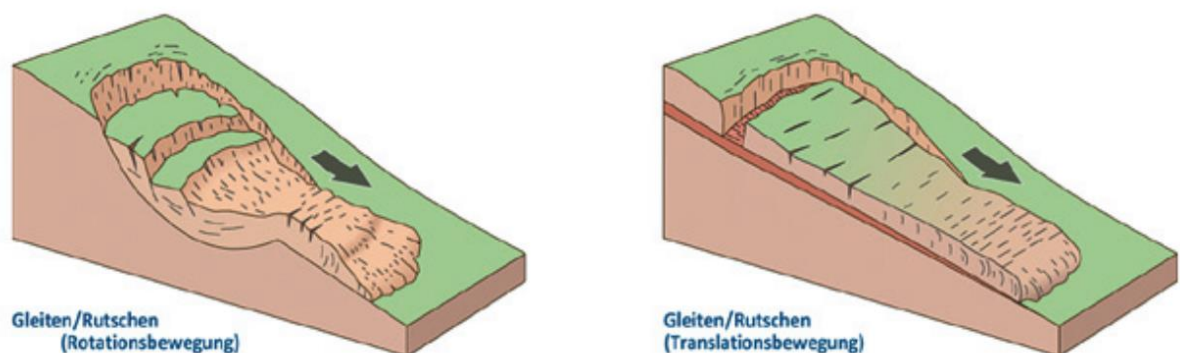


Abbildung 19: Model einer Rotationsrutschung (links) und Translationsrutschung (rechts). (Quelle: Rosenau et al. 2014: 79)

4.2.2. Fluviale Prozesse

Durch Niederschlag, aber vor allem durch die schmelzenden Gletscher und der großen Anzahl an Bächen und Gerinnen spielen fluviale Prozesse im Untersuchungsgebiet eine große Rolle. Sie formen genauso wie andere Prozesse durch Erosion und Akkumulation das Relief eines Gebietes, jedoch haben fluviale Prozesse den größten Einfluss aller geomorphologischen Prozesse auf Landformen unserer Erde.

Es kommt auch bei diesem Prozessbereich zu Abtragungsformen (Formen, wo Erosion stattfinden), Sedimenttransport und Ablagerungsformen (Akkumulationsgebiete, wo Material abgelagert wird). (vgl. STRAHLER et al. 1999: 378)

Im Gegensatz zu Denudation, welche flächenhafte Abtragung meint, bezieht sich die Erosion auf linienhafte Abtragung, vor allem eben durch Flüsse und Talgletscher.

Dabei kommt es zunächst zu einer Tiefenerosion, welche die Flussbettsohle tieferlegt. Dies geschieht bei Lockermaterial durch Abtragung von Schotter und Sanden und bei festem Gestein durch das „Abkratzen“ des Untergrundes durch Geröll. Dabei spielt auch die rückschreitende Erosion eine wichtige Rolle. Diese setzt an der Erosionsbasis an und legt diese tiefer. Dadurch kommt es zu einem größeren Gefälle und die Tiefenerosion wird verstärkt, wodurch sich die Erosion langsam hangrückwärts bewegt. Besonders stark sichtbar ist eine rückschreitende Erosion bei Wasserfällen, welche auch im Untersuchungsgebiet vorkommen. Durch das herabfallende Wasser entstehen sogenannte Kolke, welche das weiche Gestein oft aushöhlen, bis die härtere Schicht am oberen Wasserfallrand einbricht und sich so der Fall immer weiter nach „hinten“ verschiebt. Auch bei der Talentwicklung spielt die rückschreitende Erosion eine tragende Rolle. (vgl. LESER 2009: 224ff.)

Ein weiterer Erosionsprozess bei Flüssen ist die Seitenerosion, welche eine erosive Rückverlegung des Ufers ist. Der Teil des Ufers, welcher über dem Wasserspiegel liegt, wird somit unterschritten, bis er instabil wird und in den Fluss stürzt. Vor allem in kalten Regionen, wie dem Kromertal, wird der über die Wintermonate oftmals gefrorene Uferboden im Frühjahr aufgeweicht und ist so leicht anfällig für Seitenerosion. (vgl. AHNERT 1996: 193ff)



Abbildung 20: Rückschreitende Erosion an einem Knickpunkt (Quelle: Ahnert 1996: 225)

Verschiedenste Sedimente werden dem Fluss „angeliefert“ und dieser befördert diese immer weiter hangabwärts. Wobei zwischen Lösungsfracht, Schwebfracht und Geröllfracht unterschieden wird. Bei der Lösungsfracht gehen die Stoffe in Lösung mit dem Wasser und sind eigentlich unsichtbar. Trotzdem können sie eine große Menge am Gesamtaustrag eines Gebietes darstellen.

Feine Ton-, Schluff- und Sandpartikel werden als schwebender Transport angesehen, da die Feststoffe mit dem Wasser in Gleichgewicht stehen und „schweben“. Es benötigt dabei eine hohe Fließgeschwindigkeit.

Bei der Geröllfracht handelt es sich um Grobsedimente wie Kies, Steine und Blöcke, die sich vor allem an der oberen Schicht der Wassersohle bewegen. Entweder hüpfend, schiebend oder rollend, je nach Fließgeschwindigkeit. Das Material wird dabei durch das fließende Wasser meist zu länglich-rundem Geröll abgeschliffen. (vgl. BAUMHAUER 2013: 58f., LESER 2009: 218ff.)

Hjulström stellte schon 1935 fest, dass ein Zusammenhang zwischen der Korngröße und der mittleren Fließgeschwindigkeit besteht und entwickelte ein Diagramm (Hjulström-Diagramm), welches diese Abhängigkeit grafisch darstellen sollte (siehe Abbildung 21). Das Diagramm ist in 3 Bereiche – Erosion, Transport und Ablagerung unterteilt und die Linien A und E zeigten dabei die Grenzfließgeschwindigkeit an. Für grobe Materialien wie Sand oder Kies gibt es nur eine geringe Fließgeschwindigkeit, wo sie auch transportiert werden, da sie bei zu geringer „Schleppkraft“ abgelagert und bei zu hoher erodiert werden. Feine Partikel können so gut wie kaum abgelagert werden, da sie mit dem Wasser

immer in Lösung gehen bzw. als Suspensionsfracht schweben. (vgl. LESER 2009: 221, BAUMHAUER 2013: 57.)

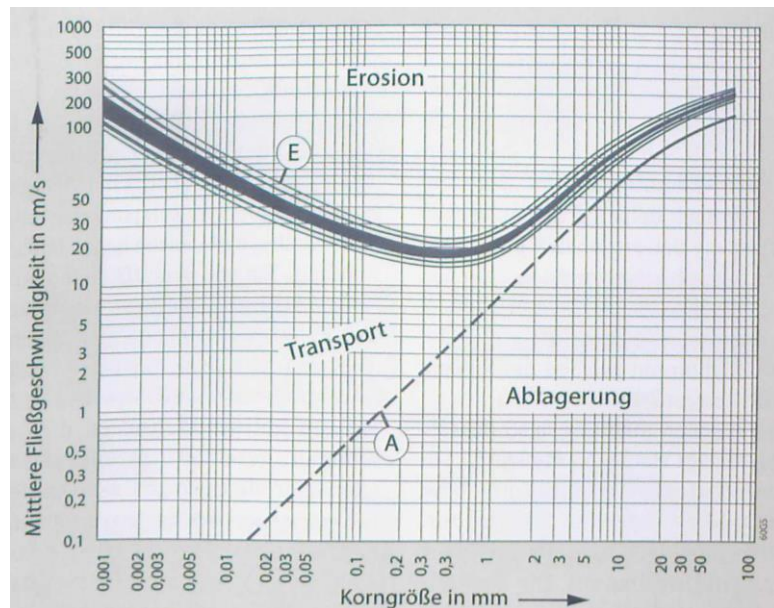


Abbildung 21: Hjulström-Diagramm (Quelle: Leser 2009: 221)

Oft treten auch Rillen und Rinnen auf, welche durch Wassererosion bei beispielsweise Starkregen im Boden entstanden sind. Es schneiden sich dabei viele kleine Gerinne in Boden und Regolith ein, welche immer größer und größer werden können und sich zu sogenannte Runsen entwickeln können. Das sind tiefe Rinnen mit steilen Seitenhängen, in welchen sich auch oft Muren und Bäche einleiten. (vgl. STRAHLER et al. 1999: 382)

Wie Hjulström schon zeigte, kommt es zur Ablagerung von Lockermaterial sobald die Fließgeschwindigkeit abnimmt und das Wasser keine Transportkapazität mehr hat. (vgl. BAUMHAUER 2013: 60) Auch wenn das Gefälle flacher wird oder es zu einer Abnahme der Wassertiefe kommt, setzt die Sedimentation der Bodenfracht ein. Da Flüsse und Bäche vor allem bei Starkniederschlagsereignissen oder starken Schneeschmelzen im Frühjahr oft über die Flussufer treten und große Flächen fluten, setzt die Sedimentation zuerst genau in diesen Überschwemmungsbereichen ein. Hier entstehen oft feinkörnige Auensedimente oder aber der Fluss – wie es bei besonders starkem Hochwasser der Fall sein kann – sucht sich ein neues Flussbett und behält dieses auch nach Rückgang des Hochwassers. So entstehen im Bereich dieser Umlagerungsstrecken oft Schotterflächen zwischen den Flussläufen. Der Flussverlauf und die

Umlagerungsflächen können sich so bei jedem Starkregen, jeder Schneeschmelze oder besonderen geomorphologischen Prozessen, aber auch durch Eingriffe des Menschen immer wieder verändern.

Verlaufen Bäche von kleinen, steileren Seitentälern in ein größeres, flaches Tal entstehen halbkreisförmige „Schwemmfächer“. Durch den plötzlichen Gefällewechsel und der Verbreitung im Haupttal, wo die Fließgeschwindigkeit nachlässt, wird so Material abgelagert, wobei größere Blöcke zuerst zum Erliegen kommen. Dadurch wird der Weg für nachkommendes Material oft verbaut, wodurch sich dieses seitlich einen neuen Weg suchen muss, bis sich eine fast gleichmäßige Aufschotterung des Materials bildet. Besonders im Hochgebirge, wo die Aktivität des Talbodens im Haupttal eher gering ist und ausreichend Material durch physikalische Verwitterung in den Seitentälern, welches transportiert werden kann, vorhanden ist, kommt es zu solchen Erscheinungen. Oft können so kleine Seitenbäche den Hauptfluss an die andere Talseite verschieben, wie dies auch in Abbildung 22 gezeigt wird. Der Begriff Schwemmkegel wird oft für Schwemmfächer, die mit einer Hängeinung von mehr als 20° besonders steil sind, benutzt. (vgl. BAUMHAUER 2013: 664f., ZEPP 2002: 152f.)

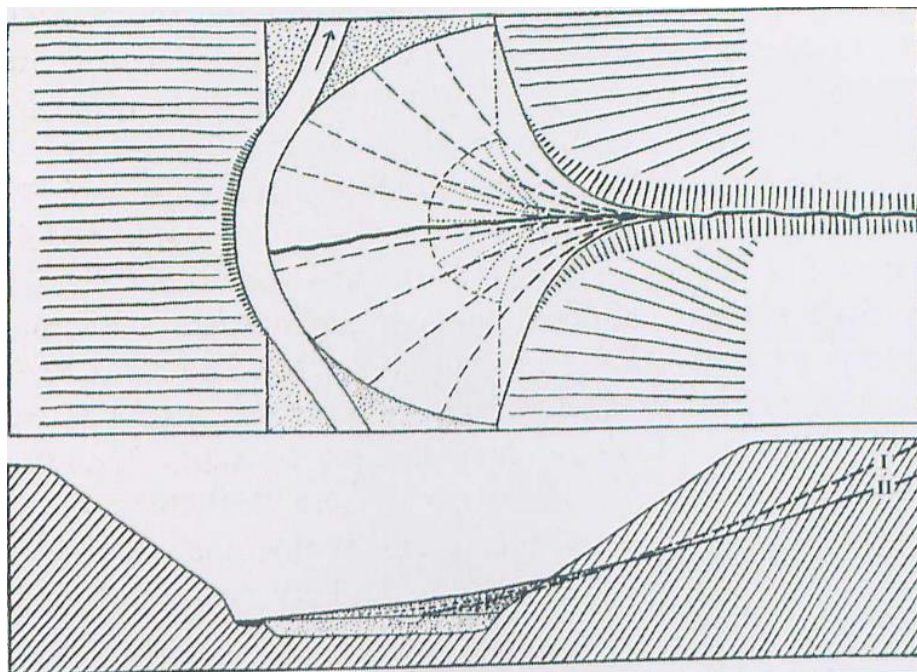


Abbildung 22: Schwemmkegel in Grund- und Aufriss (Quelle: Zepp 2002: 154)

4.2.3. Glaziale Prozesse

Nachdem im Kapitel 2 schon viel über die Entstehung von Gletschern geschrieben wurde, soll nun auf die einzelnen Prozesse und Formen eingegangen werden, welche glazial bestimmt sind. Diese können eine Landschaft nämlich stark beeinflussen, was sich auch auf Abbildung 23 zeigt. Es soll aber im Folgenden besonders auf Formen eingegangen werden, welche auch tatsächlich im Untersuchungsgebiet vorkommen, das heißt eher auf der Mikroebene stattfinden.

Glaziale Formen sind überall dort anzutreffen, wo ein Gletscher deren Gestalt bearbeitet hat. Der Begriff „glazial“ wird aber nicht nur bei vorzeitlichen Bildungen angewandt, sondern kann sich auch auf sehr junge, vor kurzem stattgefundenene, Formen beziehen, wie es auch heute im Hochgebirge durch die starken Gletscherrückgänge häufig vorkommt. (vgl. AHNERT 1996: 326, LESER 2009: 250)

Es werden im Folgenden zwischen 2 Arten von glazialen Prozessen unterschieden und zwar zum einen gibt es glaziale Abtragungsformen (Erosion) und glaziale Aufschüttungsformen (Akkumulation).

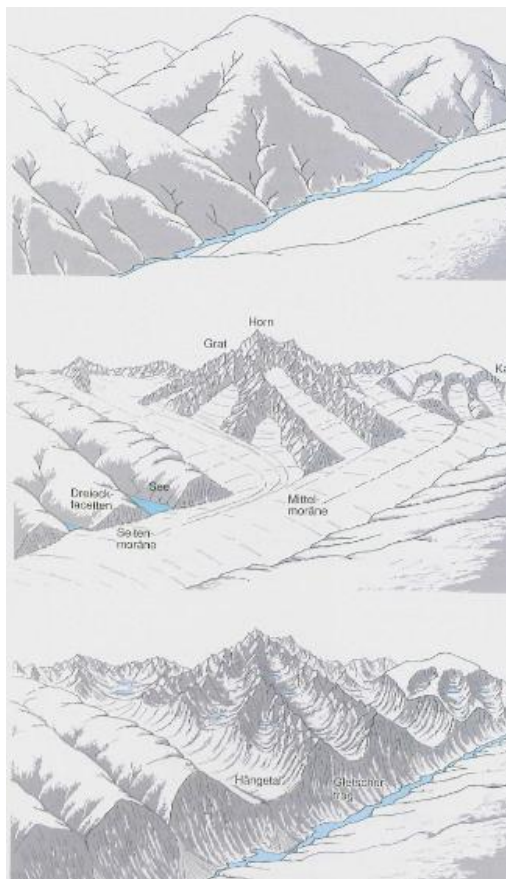


Abbildung 23: Landformen der alpinen Vergletscherung
(Quelle: Strahler et al. 1999: 474)

Bild A: Vor Beginn der Vergletscherung: sanfte
Wasserscheiden, enge Kerbtäler

Bild B: Nach Jahrtausenden der Gletscherexistenz: viele neue
Erosionsformen sind entstanden

Bild C: Gletscher sind verschwunden: Gletschertröge werden
freigelegt

glaziale Abtragungsformen

Da das Eis eines Gletscher in Bewegung ist, kommt es zu Abschürfung und Erosion des Untergrundes. Handelt es sich dabei um Festgestein wird in der Literatur zwischen Detersion und Detraktion unterschieden. Mit **Detersion** ist die abschleifende Wirkung des Eises am Felsuntergrund gemeint. Da sich in Gletschereis Gesteinsblöcke und feines Material wie Sand befindet und mittransportiert wird, wirken diese wie ein Schleifpapier, welches herausragende Felsen abschürft und den Untergrund glättet, man spricht vom Gletscherschliff. (vgl. WILHELMY 1992: 91). Es entstehen oft auch sogenannte Gletscherschrammen, tiefere Kritzer, welche die Fließrichtung des Eises erkennen lassen. Mittransportiertes Gestein sowie auch das abgeschürfte Gestein des Untergrundes werden durch die Reibung abgenutzt und gelangen als Schwebfracht in die Bäche. Dadurch entsteht oft das grünlich, trübe Wasser, welches auch Gletschermilch bezeichnet wird. (vgl. AHNERT 1996: 335). Unter **Detraktion** versteht man das Herausbrechen von Gesteinsblöcken und (durch den Gletscher) gelockertem Material. Das Gestein friert an der Gletscherbasis an und kann so mitgerissen werden, was man auch auf Abbildung 24 sehen kann. Dazu kommt es besonders auf der Leeseite, sprich auf der dem Eisfluss abgewandten Seite, da hier der Druck des Eises niedriger ist und es zu Druckentlastungs-Verwitterung kommen kann. (vgl. WILHELMY 1992: 92, AHNERT 1996: 335)

Die ausräumende und ausschürfende Wirkung eines vorstoßenden Gletschers nennt man **Exaration**. Ähnlich eines Schneepfluges schiebt der Gletscher das gesamte abgetragene Material vor sich her. Somit kommt es zur Exaration vor allem bei Lockersedimenten oder Schwächezonen. (vgl. WILHELMY 1992: 92)

Eine weitere glaziale Abtragungsform, welche auch im Untersuchungsgebiet vorkommt, sind **Rundhöcker** (siehe Abbildung 24). Durch Detersion und Detraktion entstehen am Untergrund oft solche Erscheinungen. Dabei handelt es sich um asymmetrische Felsbuckel mit flacher Stoßseite und steiler, abgesplitteter Leeseite. Rundhöcker kommen vor allem an Stellen vor, wo wenig Eisbewegung herrscht. (vgl. AHNERT 1996: 335f.)



Abbildung 24: Exemplarische Beispiele für Detraktion und Rundhöcker (Quelle: Busche et al. 2005: 217)

Kare gehören zu den Makroformen der Glazialerosion und entstehen, wenn sich in Quellmulden Eis und Firn sammelt. Wird dieses Eis dicker, beginnt ein Kargletscher zu entstehen, welcher sich zu bewegen beginnt und frostgesprengtes Lockermaterial aus der Mulde transportiert. Allmählich versteilen die Wände mehr und mehr und es bildet sich ein immer größer werdendes „Loch“. In der Mitte, wo es zur größten Eisauflast kommt, erodiert auch das Material am schnellsten. Richtung Gletscherzunge nimmt die Erosion ab. Durch die Übertiefung der Mulde und durch rückschreitende Erosion können 2 Kare einen scharfen Grat ausbilden. Schmilzt nun dieser Kargletscher aus, entstehen oft Karseen. (vgl. BAUMHAUER 2013: 79). Kleinere, höher liegende Seen in den Alpen sind meist Karseen. Diese sind durch große Mengen an Schutt aber oft verlandet. (vgl. AHNERT 1996: 336)



Abbildung 25: Beispiel eines typischen Kars (Quelle: Ahnert 1996: 336)

Zungenbecken sind wannenförmige Hohlformen im weichen Gestein und treten im Bereich von alten Gletscherzungen auf, da hier die Exaration am stärksten wirkt. Oft wird die Hohlform durch Moränenwälle noch verstärkt. Nach

Abschmelzen des Eises können sich diese Becken mit Wasser füllen und Zungenbeckenseen entstehen lassen. (vgl. ZEPP 2002: 195)

Glaziale Ablagerungsformen

Ablagerungen des Materials, welches vom Gletscher transportiert wird, können durch das Eis selbst oder durch Schmelzwasser erfolgen. Daher unterscheidet man eigentlich zwischen glazialen und glazifluvialen Akkumulationen.

Moränen sind beispielsweise eine Form der glazialen Akkumulation. Es handelt sich um glazigene Schuttmassen im Gletschereis und auch solche, welche bereits vom Eis abgelagert wurden. Daher kommt es im deutschen Sprachgebrauch auch zu 3 verschiedenen Verwendungen für den Begriff. Auf der einen Seite wird das Material, welches sich im Gletschereis oder auf dem Gletscher befindet und sich mit ihm bewegt als Moräne bezeichnet, auf der anderen Seite auch das abgelagerte Schuttmaterial, welches noch lange nach dem Gletscherrückgang die Oberfläche bedeckt. Außerdem spricht man auch bei verschiedenen Oberflächenformen der Ablagerungen von Moränen. Moränenmaterial besteht im Gegensatz zu fluvialen Ablagerungen aus unsortiertem Lockergestein, Feinmaterial, kleines und großes Geschiebe sind hierbei durchmischt. (vgl. ZEPP 2002: 196, AHNERT 1996: 339)

Je weiter das Material einer Moräne von seinem Herkunftsort transportiert wird, desto zugerundeter ist es, je näher desto kantiger. Findlinge bzw. Erratica sind Gesteinsblöcke, welche durch den langen Transport eines Gletscher in einem Gebiet zum Erliegen kommen, wo es als anstehendes Gestein nicht vorkommt. Dadurch kann man oft das Einzugsgebiet eines Gletschers bestimmen. (vgl. WILHELMY 1992: 98).

Durch Steinschlag oder Lawinen kommt immer wieder neues Material auf den Gletscher, welches durch die Schnee- und Eiszunahme in den Gletscher eingearbeitet wird. Liegt das Material noch auf dem Gletscher bezeichnet man es als Obermoräne, befindet es sich bereits unter der Gletschereisdecke spricht man von einer Innenmoräne. Bei beiden Typen bleiben die Steine und Blöcke kantig, da sie nicht mit dem Unterboden oder dem seitlichen anstehenden Gestein in Berührung kommen. (vgl. WILHELMY 1992: 99)

Die Seitenmoräne – die Moräne am Rand des Gletschers – wird ebenfalls durch Schutt von Seitenhängen und durch das seitlich anstehende Material gespeist. Doch ein noch weit größerer Teil des Materials wird durch die Untermoräne zugeführt. Die Untermoräne entsteht durch das bereits erwähnte Abschürfen des Gesteins am Unterboden. Durch den Transport wird das Material zerkleinert und abgeschliffen, bzw. abgerundet. Außerdem kann Material des Unterbodens auch von unten in den Gletscher gelangen und so zu einer Innenmoräne werden. Kommt es zum Zusammenfluss von zwei ungefähr gleichgroßen Gletschern, entsteht durch die beiden Seitenmoränen eine Mittelmoräne. Diese lässt sich durch die dunklen Schuttbänder im Eis klar erkennen, wie es auch Abbildung 28 zeigt. Durch das Abschmelzen eines Gletschers wird aus der Unter- Ober und Innenmoräne die Grundmoräne. Das Moränenmaterial bedeckt dabei oft meterhoch den Unterboden. Ablationsmoränen entstehen meist im Gletscherzungenbereich, da hier am meisten Eis abschmilzt und viel Schutt und Gesteinsmaterial an die Oberfläche des Gletschers befördert. Dadurch kann der Gletscher oft mit einem Schuttkörper bedeckt sein, wodurch der Gletscher gar nicht mehr als solcher wahrgenommen werden kann. Außerdem kann dadurch das weitere Abschmelzen des Eises verlangsamt werden. (vgl. AHNERT 1996: 339) Zieht sich ein Gletscher weiter zurück und bleiben diese von Schutt bedeckten Eisflächen bestehen, können sich **Toteisblöcke** bilden. Dabei bewegt sich dieses Eis nicht mehr, kann aber durch die „Schutzschicht“ sehr lange überdauern. Schmilzt dann auch dieses Eis aus, entstehen in der Grundmoräne Eintiefungen, sogenannte *Toteislöcher* oder *Sölle*. In diesen können sich auch kleinere Seen bilden. (vgl. LESER 2009: 270f.)

Wenn ein Gletscher längere Zeit stationär bleibt, spricht sich Eisnachschiebung und das Abschmelzen im Gleichgewicht halten, bilden sich Endmoränen an der Gletscherstirn. Das nachschiebende Material staut sich an Ort und Stelle mehr und mehr auf und es bildet sich ein Wall – der Endmoränenwall. Je länger ein Gletscher stationär bleibt, desto höher auch der Endmoränenwall. Er ist im Vergleich zum Gletscher zwar nicht sehr mächtig, doch wenn der Gletscher abgeschmolzen ist, bleibt dieser Wall als landschaftsprägende Form bestehen. (vgl. ZEPP 2002: 197f.) Kommt es zu mehreren Endmoränenwällen hintereinander, bedeutet dies, dass der Gletscher mehrere stationäre Phasen während seines Rückzuges hatte. Auch die Seitenmoränen bilden nach Abschmelzen des Eises

eine Art Schuttrücken auf beiden Seiten des Tales. Je langsamer ein Gletscher fließt, desto mehr Zeit ist gegeben, um höhere Seitenmoränen aufzubauen. Schließen Endmoräne und Seitenmoräne direkt aneinander an, spricht man von einem Moränenkranz, welcher an seiner Stirn durch Gletscherbäche langsam durchbrochen werden kann. Abbildung 26 zeigt dieses Phänomen mit mehreren Moränenwällen und dem durchgebrochenen Gletscherbach. Dies lässt sich auch im Untersuchungsgebiet häufig erkennen. (vgl. Ahnert 1996: 341).



Abbildung 26: (a): 2 Gletscher wachsen zusammen: Mittelmoräne entsteht, (b): durchbrochener Moränenkranz (Quelle: Busche et al. 2005: 230, Strahler et al. 1999: 475)

Glaziale Serie

Glaziale Serie ist ein Überbegriff für eine typische räumliche Anordnung von glazialen und glazifluvialen Oberflächenformen in Regionen, welche in der Vergangenheit durch Eisrandlagen geprägt waren, wie beispielsweise das Alpenvorland. A. Peneck und E. Brückner haben diesen Begriff geprägt. Das Modell beginnt mit der Grundmoränenlandschaft im Zungenbecken, welches mit Endmoränenwällen kranzförmig ausgestattet ist. Zwischen dem Zentrum des Zungenbeckens und dem Moränenwall befinden sich Drumlins, gerundete, stromlinienförmige Hügel aus lockerem Moränenmaterial. Nach der Endmoräne erstrecken sich die Sanderflächen (großflächige Schuttflächen glazifluvialer Herkunft). Abbildung 27 zeigt das Modell der glazialen Serie, mit all seinen Formen. (vgl. ZEPP 2002: 201f.)

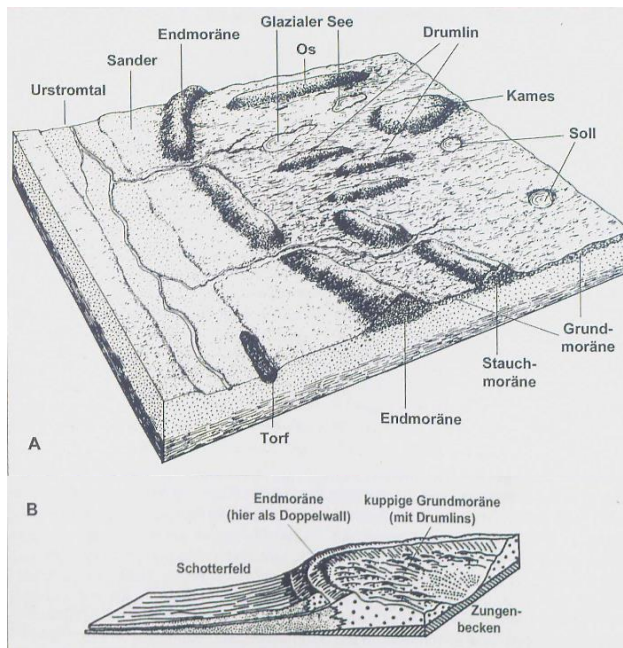


Abbildung 27: Das Model der glazialen Serie.
(a): Jungmoränenlandschafts Norddeutschlands, (b): glaziale Serie im Alpenvorland (Quelle: Zepp 2002: 202)

4.2.4. Periglaziale Prozesse

Da vermutet wird, dass sich im Untersuchungsgebiet auch ein Blockgletscher befindet, soll in diesem Unterkapitel auf diese Form und auch kurz allgemein auf den periglazialen Formenschatz eingegangen werden.

Auch Frost und Bodeneis können eine Landoberfläche prägen und zu dessen Gestalt beitragen. Voraussetzung dafür ist eine mittlere Jahrestemperatur von unter 0°C , ein Gletscher in unmittelbarer Nähe oder eine permanente Schneedecke ist aber nicht notwendig. Es kommt jedoch zu einem jahres- und tageszeitlichen Frostwechsel und zu einem gefrorenen Untergrund, welcher als **Permafrost** bezeichnet wird. In den Alpen kommt es nur in den Wintermonaten zu mehreren Dezimetern gefrorenen Bodens, sehr selten kommt es vor, dass der Oberboden auch im Sommer gefriert. In periglazialen Räumen dieser Erde kann auch der Unterboden gefrieren und das bis zu einer Tiefe von 1,5 Kilometer! (vgl. BAUMHAUER 2013: 85, ZEPP 2002: 204ff.) Laut Zepp (2002: 206) spricht man in den Alpen auch nicht von Permafrost, sondern von jahreszeitlicher Bodengefrorenis, da der Unterboden hier nicht zwei Winter und einen Sommer durchgehende Temperaturen unter 0°C aufweist, mit welchem Zustand er Permafrost definiert.

Die für das alpine Periglazial – und somit auch für das Untersuchungsgebiet – die am relevanteste Form sind **Blockgletscher**. Dabei handelt es sich um ein

Gemisch aus Schutt und Eis, welches sich lavaförmig hangabwärts bewegt. Das Eis bildet sich entweder durch eingeschlossenes Niederschlagswasser, welches gefriert oder es stammt aus terrestrischem Zuschuss (Segregationseis). Oftmals werden Blockgletscher mit stark von Schutt bedeckten Gletschern verwechselt, da sie diesen sehr ähneln. Unterscheiden kann man in aktive (Blockgletscher bewegt sich und gilt als Indikator für diskontinuierlichen Permafrost), inaktive (enthalten noch Eis, zeigen aber keine Bewegung mehr an) und fossile Blockgletscher (Eis ist ausgeschmolzen, die Form ist kollabiert). (vgl. LESER 2009: 206, BAUMHAUER 2013: 91f.)



Abbildung 28: Blockgletscher im Kromertal (Quelle: eigene Aufnahme)

4.2.5. Anthropogene Einflüsse

Veränderungen der Landformen können natürlich auch durch den Menschen passieren, und wegen technologischen Fortschritten spielt dies auch eine immer größere Rolle.

„Anthropogene Formen sind jene Landformen, die an der Erdoberfläche ausschließlich oder überwiegend durch die geotechnische Aktivität des siedelnden und wirtschaftenden Menschen direkt oder indirekt geschaffen wurden.“

Folgende Formen können damit gemeint sein:

- Formen der Kulturlandschaft, wie Ackerterrassen oder Hochbeete
- Vollformen, wie Deponien und Halden

- Hohlformen, wie Tagebaue der Steinbrüche
- geformte Aufschüttungen für Straßen, die aus natürlichem oder anthropogenem Material entstehen

Es können an solchen anthropogenen Formen aber auch natürliche, geomorphologische Prozesse wirken, das heißt, dass es zu Prozessen wie Murereignissen oder Steinschlag kommen kann, welche aber eigentlich vom Menschen ausgelöst werden und ohne dieses Eingreifen in die Natur so nie entstanden wären. Auch die Sedimentation nach einem Staudammbau oder die Tiefenerosion bei Wildbachverbauungen gehören hier dazu. (vgl. LESER 2009: 335ff.)

Massenbewegungen werden dann durch menschliche Einflüsse begünstigt, wenn beispielsweise Hänge durch Verbauungen oder Sprengungen überbelastet werden. Außerdem können Flächen langfristig destabilisiert werden, wenn es zu einer zu starken Entwaldung bzw. Überweidung kommt. (vgl. LATELTIN 1997: 7)

Zu den langfristigen Destabilisierungen durch anthropogene Einflüsse zählen auch z.B. Entwaldung, mangelnde Waldpflege, Überweidung und Intensivnutzung.

5. Geomorphologische Kartierung

Da sich der Methodenteil dieser Arbeit hauptsächlich mit geomorphologischen Karten beschäftigt und diese auch das Endprodukt der empirischen Untersuchungen sein werden, soll in diesem Kapitel kurz auf diese Art der Kartierung eingegangen werden.

5.1. Entwicklung geomorphologischer Karten

Die geomorphologische Karte entwickelte sich erst relativ spät im Gegensatz zu geologischen Karten, welche schon zu Beginn des 19. Jahrhunderts als wichtige Hilfsmittel in der Geografie angesehen wurden. In den Jahren 1912-1914 wurden erste geomorphologische Karten angefertigt, welche die Morphologie, die Vegetation, Hangneigungen oder auch Talformen beschrieben. (vgl. GUSTAVSSON 2006: 10) Richtig an Bedeutung gewann die geomorphologische Karte aber erst nach dem zweiten Weltkrieg. 1952 wurde in der Schweiz eine Karte entworfen, welche auf genauen Vorgaben und Konzepten von der Schweizer Geomorphologischen Gesellschaft beruhte. Mehr und mehr Karten wurden produziert und der Ruf nach einheitlichen und vergleichbaren Zeichenschlüsseln wurde lauter. So wurde 1986 von einer Kommission der IGU (International Geographical Union) ein Modell eines vereinheitlichenden Schlüssels für geomorphologische Detailkarten veröffentlicht. 1972 gingen erste Karten nach diesem Modell in Druck. (vgl. VERSTAPPEN 1970: 85f.)

Genau wegen diesen oft schwierigen Vergleichen und oftmals unterschiedlichen Maßstäben der geomorphologischen Karten, entwickelte sich in den 1970er Jahren auch in Deutschland ein aufsehenerregendes Projekt. Ein Konzept mit genauen Richtlinien zur Erstellung einer geomorphologischen Karte im Maßstab 1:25.000 – die „GMK 25“. Die Legende dieser GMK 25 sollte einheitlich sein, aber trotzdem in gewisser Weise flexibel bleiben – eine Art Baukastensystem war angedacht, um verschiedene Elemente zu kombinieren. (vgl. LESER et al. 1975: 7)

Mit der „Grünen Legende“ sollte in Zukunft gearbeitet werden, welche auch problemlos auf kleinere aber auch größere Maßstäbe umgelegt werden könne.

Eine ausführliche Anleitung mit Richtlinien wurde 1975 herausgegeben. (vgl. LESER et al. 1980: 91)

5.2. Zweck und Inhalt geomorphologischer Karten

Geomorphologische Detailkarten sollen in erste Linie Auskunft über die Oberfläche des festen Erdkörpers geben. Diese setzt sich aus vielen verschiedenen physiognomisch erkennbaren Formen zusammen, deren Untersuchung Teil der Geomorphologie ist. (vgl. DEMEK 1976: 1)

Die Karte dient zunächst als Informationsträger für Fachleute, soll aber auch fachfremden Benützer zugänglich sein. Hier kommt es aber oft zu dem Problem der hohen Datenkonzentration und der einhergehenden erschwerten Lesbarkeit und somit auch Verwendbarkeit der Karte. (Barsch et al. 1980: 31) Oftmals wird versucht, geomorphologische Karten – vor allem für Laien - möglichst einfach darzustellen, doch sollte sie immer einige Informationen beinhalten, welche als wichtig gelten (vgl. LESER et al. 1975: 8):

- Relief (Geomorphographie und Geomorphanstruktur):
die Reliefformen und Eigenschaften sollen aus geomorphologischer Sichtweise beschrieben werden.
- Oberflächennaher Untergrund (Geomorphostruktur): Substrat an der Oberfläche oder auch Ausgangs- und Untergrundgestein
- Geomorphogenese und Geomorphodynamik: es soll Auskunft über die Entstehung der Formen gegeben werden (Erosions- und Akkumulationsformen, fossile und aktuelle Prozesse, Gewässer)

Verstappen (1983: 256) fügte zu dieser Auflistung noch die morphochronikalische Information hinzu, welche Auskunft über die Zeit der Entstehung einzelner Formen geben soll.

Geomorphologische Karten sollen durch Gefahrenkartierungen auch dazu dienen, die Gefahren durch geomorphologische Prozesse wie Muren, Felsstürze und Rutschungen einzuschätzen. Wichtig für solche Karten sind unter anderem Hangneigung, Kanten, Gewässer, Substrat und geomorphologische Prozesse. (vgl. KIENHOLZ 1980: 83) Darin sehen auch das Bundesamt für Umwelt, Wald und

Landschaft (BUWAL) und das Bundesamt für Wasser und Geologie in der Schweiz die wichtigste Grundlage für den Ausbau von geomorphologischen Karten. Durch die wachsende Bevölkerung und immer mehr benötigten Raum, kommt es zur Erweiterung von Naturflächen für Wohn-, Freizeit,- oder Infrastrukturzwecke. Deshalb soll jedes Gelände von einer solche Erweiterung genauen Untersuchgen unterzogen werden, um möglich auftretende Naturgefahren rechtzeitig erkennen können. (vgl. KIENHOLZ et al. 2004: 5)

5.3. Darstellungsformen

Verstappen (1983: 257) schreibt, dass das Hauptproblem der geomorphologischen Karte oft die große Vielfalt verschiedener Darstellungstypen und Informationen ist. Deshalb sollten bei der Erstellung der Karte oft Einsparungen vorgenommen und bestimmte Ausdrucksformen richtig angewendet werden. Diese Formen sind Farbton, Tonwert, Flächensignaturen, Liniensymbole und Ziffern oder Buchstaben.

Die geomorphologischen Formen sollen mit verschiedenen Darstellungsmitteln wiedergegeben werden (vgl. LESER et al. 1975: 10):

- Neigung: Strichaufrasterung
- Prozessbereiche und Gewässer: Flächenfarben
- Wölbung: Linien- und Punktsignaturen
- Kanten und Stufen: Zackensignaturen
- Klein- und Kleinstformen: Einzelsignaturen
- oberflächennaher Untergrund: Signaturmuster mit Linien umrandet
- Prozesse und Datierungen: Symbole und Ziffern

In der Schweiz wurde Anfang der 90er Jahren ein neuer Symbolbaukasten zur Kartierung von geomorphologischen Prozessen entwickelt, welcher nun auch in Farbe gehalten wurde und auf welchem sich die Kartierungsgrundlage in dieser Arbeit anlehnt. Es soll dabei einem Prozesstyp eine bestimmte Farbe zugeordnet werden und je intensiver, jünger, aktiver und tiefgründiger dieser ist, desto kräftiger soll auch die Signatur ausfallen. So werden Steinschlag- und Felssturzprozesse in Rot gehalten und Muren in Violett. Diese Farben wurden

auch bei den Kartierungen in dieser Arbeit angewendet. Bei dem Symbolbaukasten aus der Schweiz werden die Darstellungsmittel immer in ein Anriss-, ein Transit- und ein Ablagerungsgebiet unterteilt, um auch hier klare Strukturen zu schaffen. Außerdem gibt es immer Symbole für eine „Minimal-Legende“ und einer „erweiterte Legende“, falls man in bestimmten Prozessbereichen genauerer Unterscheidungen treffen will. (vgl. KIENHOLZ 2004: 12ff.)

Abbildung 29 zeigt ein Beispiel dieses Baukastens und Abbildung 30 den Vergleich aus der Legende von Lesser und Stäblein aus dem Jahr 1975.

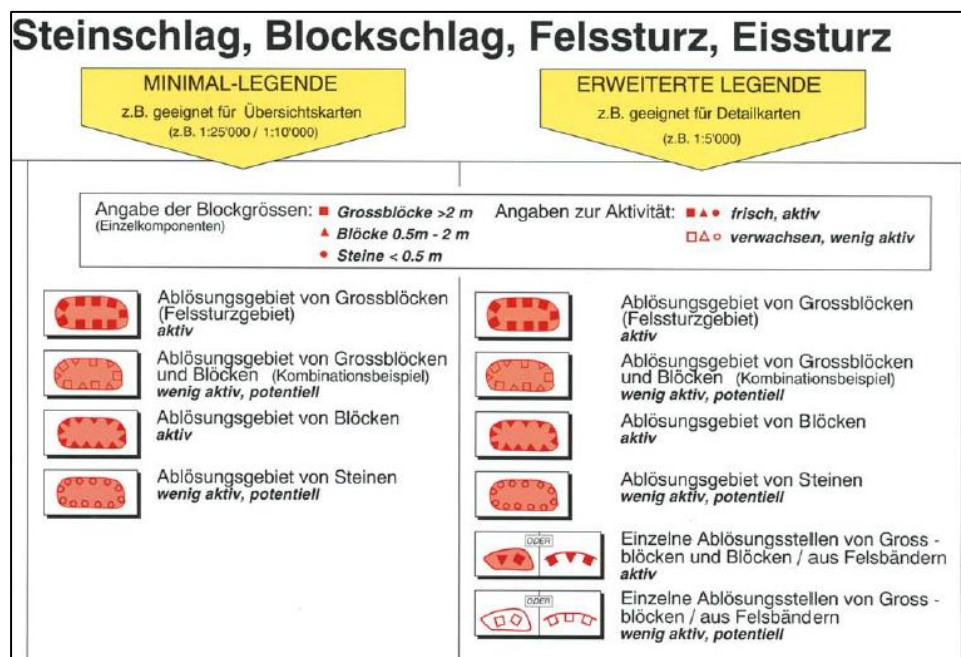


Abbildung 29: Baukastensystem des BUWAL Schweiz (Quelle: Kienholz 2005: Anhang 6)

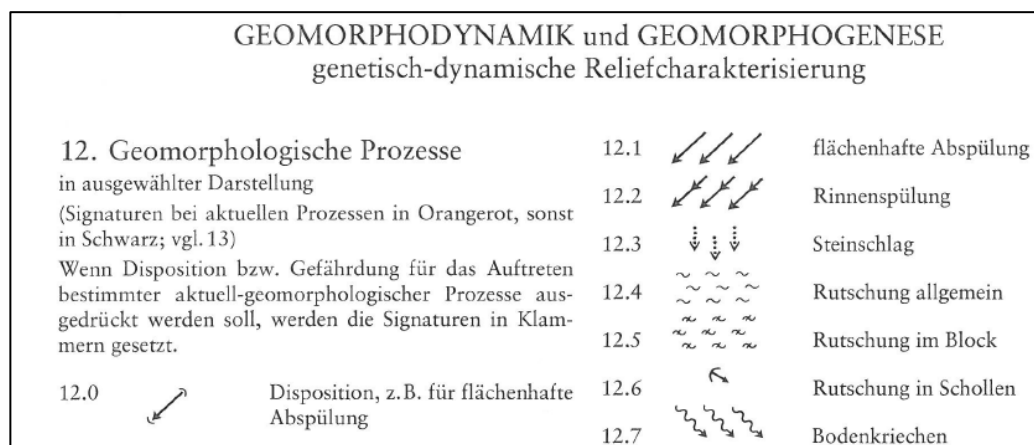


Abbildung 30: Legendenverzeichnis GMK25 (Quelle: Leser et al. 1980: 97)

6. Untersuchungsgebiet

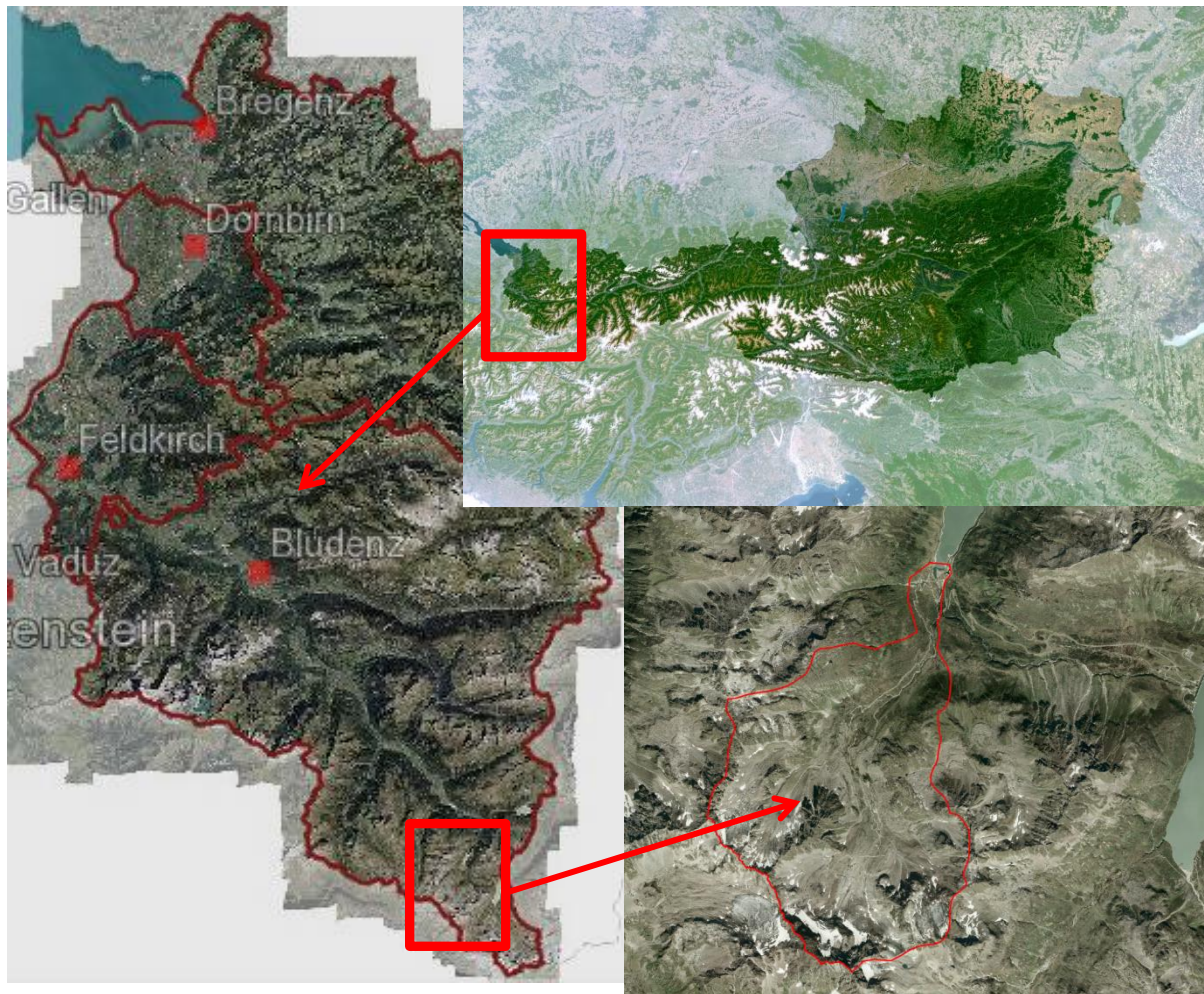


Abbildung 31: Lage des Untersuchungsgebietes (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015, Geodus 2016; Bearbeitung: Markus Guttman)

Das Kromertal, welches Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist, befindet sich im südlichen Landesteil des Bundeslandes Vorarlberg und grenzt im Süden direkt an die Schweiz. Genauer gesagt handelt es sich dabei um die Gebirgsgruppe der Silvretta, das mit Tirol und Vorarlberg zwei Bundesländer Österreichs und mit der Schweiz auch ein grenzübergreifendes Gebirge in den Ostalpen ist. Die Silvretta ist bekannt für ihre schroffen Berggipfel, die auch die 3000 Meter Marke überragen. Einer dieser schroffen Bergpyramiden ist der Pinz Linard, der mit 3411 m zugleich auch die höchste Erhebung des Gebirges ist. Er liegt auf der schweizerischen Seite, im Kanton Graubünden. Österreichs höchster Berg in der Silvretta ist der Piz Buin mit 3.312 m. Hier entspringen die Flüsse Trisanna und Ill,

in welchen auch der Kromerbach mündet – ein Nebenfluss aus dem Kromertal. (vgl. TOLLMANN 1977: 404)

Das Untersuchungsgebiet gehört politisch zu der Gemeinde Gaschurn, zum Ort Partenen, und ist seit 1954 mit der Silvretta Hochalpenstraße bequem von Vorarlberger (Montafon) und Tiroler Seite (Paznaun) erreichbar. Bekannt ist hierbei die Passhöhe Bielerhöhe (2037 m), die ein wenig östlich und höher liegt, als der Talbeginn des Kromertals. Dieses Tal ist im Grunde auch das Untersuchungsgebiet, wobei als Abgrenzung das Wassereinzugsgebiet des Landesamts für Vermessung und Geoinformation Vorarlberg hergenommen wurde. Dies ist eine sinnvolle und vor allem naturräumliche Begrenzung. Erweitert wurde dieses Gebiet um einen kleinen Teil im Norden, da es wichtig war, dass auch der Mündungsbereich des Vermuntstausees im Untersuchungsgebiet liegt. Die gesamte Fläche des Gebietes kommt so auf 8,38 km².

6.1. Geologie

Geologisch gehört die Silvrettagruppe und somit auch das Untersuchungsgebiet zu den Zentralen Ostalpen, welche zwischen den nördlichen Kalkalpen und den Südalpen liegt. Die Zentralen Ostalpen sind ein sehr heterogenes Gebiet und nehmen von Höhe und Relief in Ost-West Richtung stark zu. Von Oberkärnten und Salzburg beginnend erstreckt sich bis ins südliche Vorarlberg mit den Hohen Tauern, den Zillertaler, Öztaler und Stubai Alpen und eben der Silvrettagruppe ein schroffes Hochgebirge, mit teilweise stark vergletscherten Flächen. Gneise, Glimmerschiefer und Amphibolite prägen vor allem den südwestlichen Teil der Zentralen Ostalpen. Tektonisch werden sie vorüberwiegend aus Decken des Ostalpins aufgebaut. (vgl. SCHUSTER 2013: 12f)

Das Ostalpin macht den Großteil der Ostalpen aus und setzt sich aus einem Deckenkomplex aus Sedimentgesteinen des Mesozoikums, aber auch aus Kristallinen zusammen. Nach der Öffnung des Penninischen Ozeans wurden all diese verschiedenen Gesteine zu Decken geformt, wobei das Alter der Gesteine nicht genau bekannt ist. Einzelne Sedimente und Vulkanite müssen aber vor bereits 540 Millionen Jahren abgelagert worden sein. (vgl. PFIFFNER 2015: 28, 275)

Abbildung 32 zeigt die geologische Karte des Untersuchungsgebietes, wo man erkennt, dass man hier vorwiegend Silvrettaaktristalline findet. Orthogneise (rot) überwiegen im Kromertal und Paragneise oder Amphibolite sind im Tal eher gering ausgeprägt. Eine große Fläche wurde in der Karte in gelber Farbe schattiert, welche Moränenmaterial anzeigt. Da Vorarlberg und auch die Silvrettagruppe im Hochglazial sehr stark vergletschert war, kam es hier zu starken glazialen und periglazialen Prozessen, auf welche das Moränenmaterial und auch die Moränenwälle (schwarze Striche) hindeuteten. (vgl. KRIEG et al. 1986: 11)

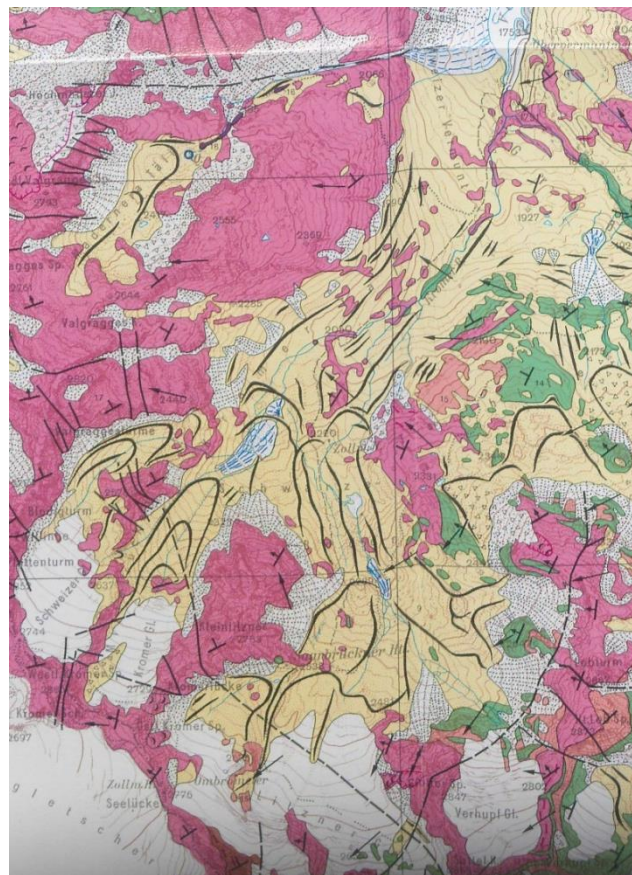


Abbildung 32: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes (Quelle: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT)

6.2. Relief und Geomorphologie

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von einer Höhe von 1.743 m beim Vermuntstausee bis hinauf zum Gipfel des Großen Seehorn auf 3.121 m, was einen Höhenunterschied von fast 1.400 m ausmacht. Von den hochgelegenen Kargletschern, über Schutthänge bis hinunter zu den saftigen Almwiesen lassen

sich hier alle geomorphologischen Prozesse finden, welche für ein Hochgebirge charakteristisch sind. Das Relief im Kromertal wurde und wird aber größtenteils von den Gletschern und deren Rückzug geprägt. In höheren Lagen lassen sich im Untersuchungsgebiet noch sehr viele Moränen finden, aber auch ein versandeter Karssee und ein Blockgletscher wurden bei der Feldbegehung erkannt. Das feine Moränenmaterial wird durch Gletscherabflüsse immer weiter talauswärts transportiert. Auch Muren, welche ebenfalls Material nach unten transportieren, gibt es im Kromertal genügend. Besonders in den steilen Bergflanken am Rande des Untersuchungsgebiets und rund um den Kleinlitzner. Ebenfalls in höheren Lagen lassen sich zahlreiche Felsstürze und Steinschlagaktivität finden, da hier vor allem Frostsprengung und Temperaturverwitterung das Gestein angreifen. Rutschungen konnten, wenn auch nicht viele, eher im unteren Talbereich ausgemacht werden, wo die Vegetation bereits Überhand genommen hat. Da das Kromertal mit seiner Berghütte, der Saarbrücker Hütte ein beliebtes Ausflugsziel von Touristen ist, kommt es im Tal natürlich auch zu anthropogenen Prozessen, allem voran durch den Wegebau.

6.3. Klima

Das Klima in der Silvretta-Gruppe ist alpin geprägt und hängt stark mit seiner inneralpinen Lage innerhalb der Zentralalpen und seinen nach West weit geöffneten Tälern (z.B. Montafon) ab. Denn in diesem Gebiet kommt das schlechtwetter- und schneebringende Wetter meist vom Westen, was zur Folge hat, dass vor allem die Westseite des Gebirges weitaus mehr Niederschlag verzeichnet als die Hänge und Täler, welche südlich und östlich ausgerichtet sind. Sie liegen im Windschatten des ozeanischen Klimas. (vgl. FLAIG 2015: 21)

Außerdem ist das Klima hier auch sehr höhenabhängig, was in gut erschlossenen Regionen, wie den Alpen schnell ersichtlich werden kann, wenn man einzelne Höhengürtel durchquert. Temperatur und Luftdruck nehmen ab, je höher das Gelände steigt, Niederschlag und Frostdauer nehmen hingegen mit der Höhe zu (vgl. HAEBERLI et. al. 2007: 98). Auch die Sonneneinstrahlung auf die Erdoberfläche ist stark vom Relief abhängig und steigt pro 1.000 Höhenmeter etwa um 7-10 % an. Durch die Neigung im Gebirge (beispielsweise in einem

Kerbtal) kommt es aber zu einer deutlich höheren Strahlungsumsatzfläche als in der Ebene. Daraus und aus weiteren Faktoren lässt sich schließen, dass sich die Luft tagsüber im Tal schneller aufwärmt als in der Ebene, sie aber in der Nacht auch wieder schneller abkühlt. (vgl. BENDIX 2004: 99)

Im Durchschnitt wird es in den Alpen pro 100 Höhenmeter um 0,65 °C kälter, wobei dieser Wert im Sommer bei ungefähr 0,7 und im Winter bei nur 0,4 °C liegt. Bei sehr trockener Luft kann dieser Wert sogar 1 °C erreichen. Die Veränderung des Luftdruckes ist nahezu linear mit der zunehmenden Höhe. So kommt es in einer Höhe von 5.000 m über dem Meer nur mehr zu der Hälfte des CO_2 Gehaltes wie auf Meeresniveau, wo der Wert rund 1.000 hPa beträgt. In den höchsten Regionen der Silvretta-Gruppe sinkt der Druck ebenfalls bis auf 700 hPa ab.

Der Niederschlag lässt sich in den Alpen trotz sehr vieler Messstationen nur sehr schwer messen, da es immer wieder zu größeren Messfehlern durch Windeinfluss und reliefbedingt kommt. (vgl. VEIT 2002: 43ff.) Laut der ZAMG (2016a), welche eine Klimamessstation am Rande des Untersuchungsgebietes in Obervermunt auf einer Seehöhe von 2.400 m betreibt, kommt es hier zu einer Niederschlagsmenge von 1.109 l/m², wobei der Juli mit 189 l/m² der niederschlagsreichste Monat ist. Bei festem Niederschlag wie Schnee und Hagel misst die Station einen Jahresgesamtwert von 9,8 Meter Neuschnee – hier ist der Monat März mit 1,67 Meter am stärksten. Dies ist auch in Abbildung 33 zu erkennen, wo die durchschnittliche Regenmengen pro Monat und die durchschnittliche Schneemengen pro Monat dargestellt werden.

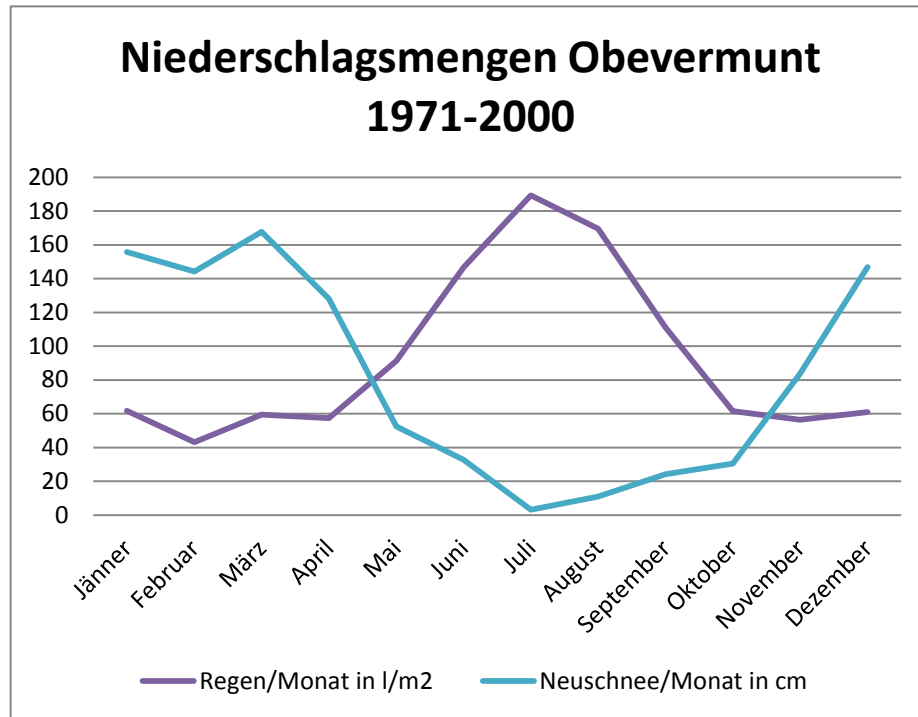


Abbildung 33: Niederschlagsmengen (Regen und Schnee) für die Station Obevermunt 1971-2000 (Quelle: ZAMG 2016a, Bearbeitung: Markus Guttman)

In dieser Höhe kommt es im Jahr außerdem zu 210 Frosttagen (Summe der Tage mit Temperaturtagesminimum $< 0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$), wobei es im Jänner 30,5 Tage solcher Frosttage sind – also im Grunde genommen jeder Tag!

Die Temperaturdaten werden auch nochmals in nachfolgender Abbildung 34 grafisch aufbereitet. Hier sieht man, dass die durchschnittlichen Temperaturunterschiede innerhalb eines Monats in den Wintermonaten deutlich größer sind als im Sommer. So kommt es im Jänner zu einem Unterschied des Tagesmaximums und Tagesminimums von $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ und im Juli nur zu einem Unterschied von $28,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die Tagesmitteltemperaturen des ganzen Jahres bewegen sich innerhalb von $-6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $9,6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

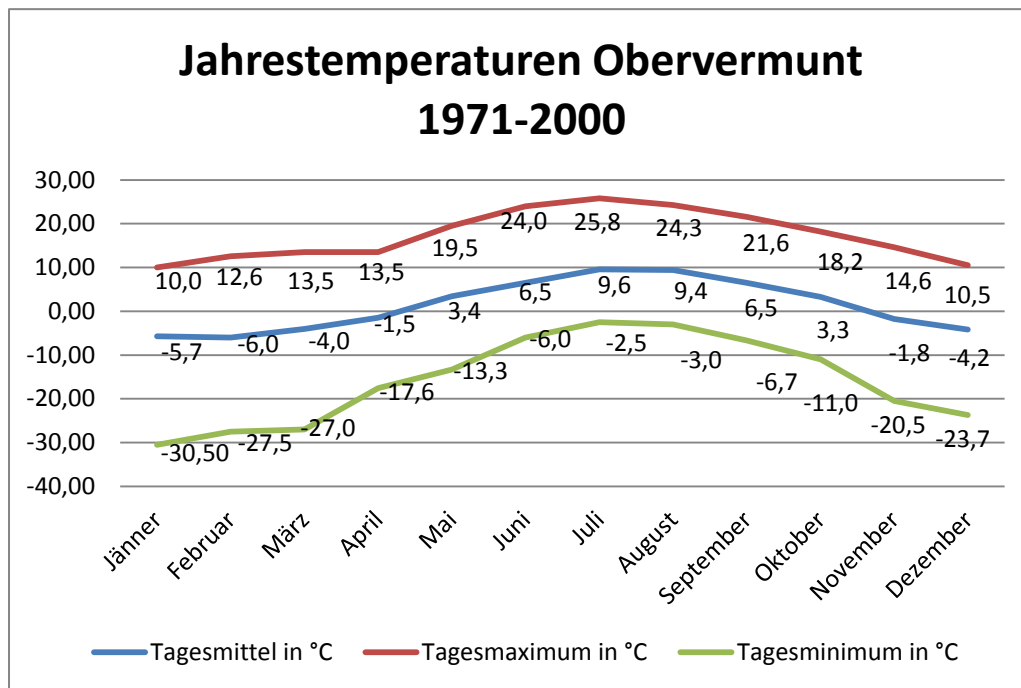


Abbildung 34: Jahrestemperaturen für die Station Obervermunt 1971-2000 (Quelle: ZAMG 2016a, Bearbeitung: Markus Guttman)

6.4. Hydrologie und Gletscher

Das Silvretta Gebirge weist nur einen Anteil von 4,5 % vergletscherter Fläche auf, und ist somit sicherlich nicht ein sehr stark vergletschertes Gebirge in Österreich im Vergleich zu anderen Gebirgsgruppen. Seit Mitte des 19. Jahrhunderts haben die Gletscher in der Silvretta noch dazu ca. 60 % ihrer Fläche verloren. Einzelne Gletscher sind sogar ganz abgeschmolzen, doch trotzdem gibt es seither mehrere Gletscher, aber einfach aus der Tatsache, dass sich große Gletscher wie der Klostertaler Gletscher in kleinere Gletscher aufgeteilt haben. (vgl. GROß 2016: 23) Bereits Richter (1893: 477) schrieb in seinem Gletscherbericht im Jahr 1891, dass sich die Gletscher in der Silvretta mehr und mehr zurückziehen und gab für den Vermuntgletscher im benachbarten Ochsental einen Rückzug von 200-300 m in einigen Jahren an. 1892 sollte laut ihm für die Gletscher dann wieder ein besseres Jahr sein. Auch im Gletscherbericht von 2014/2015 des österreichischen Alpenvereins findet man für die Silvretta-Gruppe nur negative Zahlen. Mit einem Gletscherrückgang von 17,9 m hat sich dieser Wert im Gegensatz zum Vorjahr verdoppelt. Alle Gletscher, bis auf den Ochsentaler Gletscher sind weit stärker zurückgeschmolzen als in dem Jahr davor. Der Vermuntgletscher hat mit 26 m

Längenverlust am meisten eingebüßt. Einige Gletscherzungen im Gebiet wurden durch ausgeaperte Felsstufen auch zu Toteisfeldern. (vgl. FISCHER 2016: 9-10)

Im Untersuchungsgebiet Kromertal selbst gibt es aktuell noch 4 eigenständige Gletscher, nämlich (von Ost nach West): den Verhupf Gletscher, den Litzner Gletscher, den Kromer Gletscher und den Schweizer Gletscher.

Der Litzner Gletscher, welcher der Größte der 4 Gletscher ist, wird vom Alpenverein seit 1932 beobachtet. Im Gletscherbericht vom Jahr 2011/2012 wird geschrieben, dass der Eiskörper am Litzner Gletscher allmählich zerfällt und zunehmend durch Schutt bedeckt wird, wodurch die Abschmelzung ein wenig verlangsamt wird. (vgl. FISCHER 2012: 24) Auch der Gebietsmittelwert wird immer größer und erreicht im Bericht von 2013/2014 einen Wert von -8,3 m. Dies und auch die vermehrte Schuttbedeckung hat zur Folge, dass der Gletscher ab dem Bericht 2014/2015 nicht mehr fachgemäß nachgemessen werden konnte. (vgl. FISCHER 2013: 24) In der gesamten Silvrettagruppe werden heute noch 8 Gletscher vom Gletschermessedienst erfasst und betreut (vgl. GROß 2016: 24).

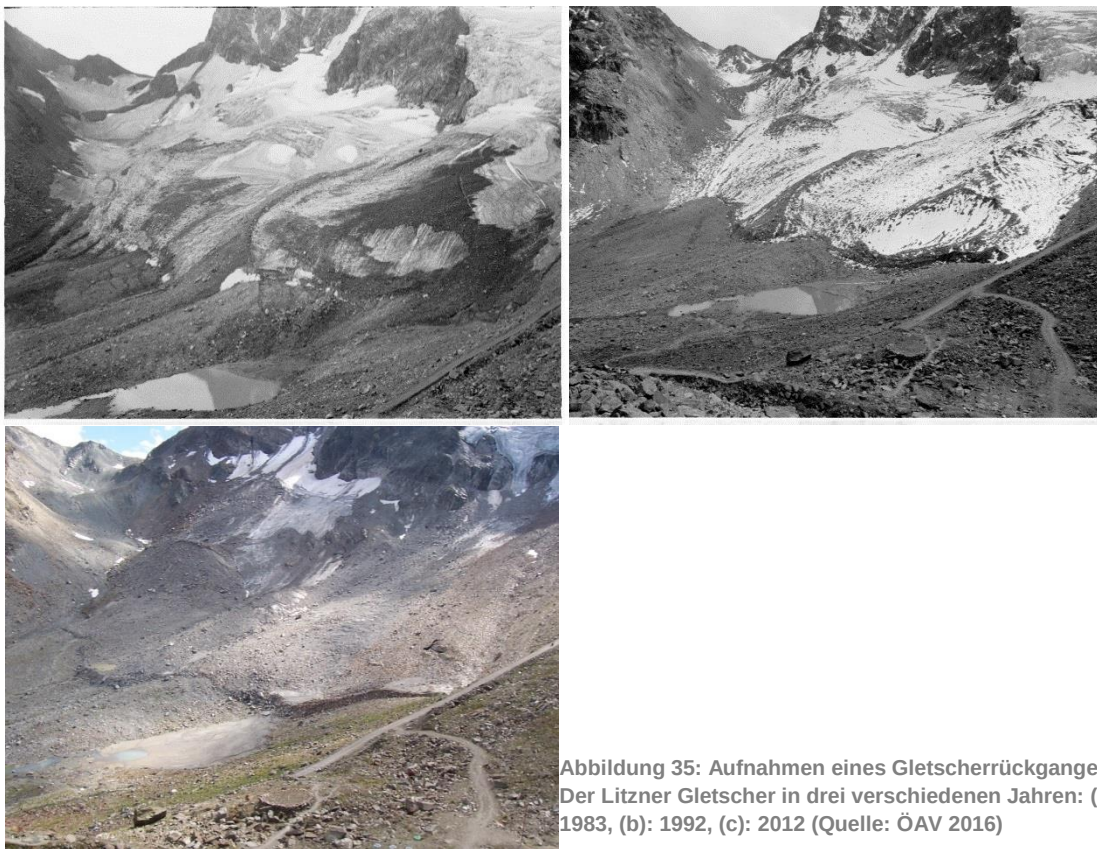


Abbildung 35: Aufnahmen eines Gletscherrückganges:
Der Litzner Gletscher in drei verschiedenen Jahren: (a):
1983, (b): 1992, (c): 2012 (Quelle: ÖAV 2016)

6.5. Anthropogene Nutzung

Wie bereits erwähnt, ist das Silvrettagebirge ein sehr beliebtes Ausflugsziel bei Touristen im Sommer, sowie im Winter. Seit dem Bau der Silvretta Hochalpenstraße (seit 1954 durchgehend befahrbar), mit der bekannten Passhöhe „Bieler Höhe“ lockt die Region immer mehr Besucher. Mehr als 400.000 Touristen sollen jährlich diese Straße benutzen, was sie zur einer der beliebtesten Panoramastraßen der österreichischen Alpen macht. Auch das Kromertal selbst ist dank seines gut ausgebauten Weges bis zur Saarbrücker Hütte ein stark frequentiertes Wandergebiet. Neben der Saarbrücker Hütte, welche mit einer Höhe von 2538 m die höchste Schutzhütte der Silvretta ist, gibt es noch eine Zollhütte weiter unten im Tal. Der Wegebau im Kromertal (bis zur Saarbrücker Hütte auch mit geländetauglichem Auto befahrbar) war natürlich ein starker Eingriff in die Natur und führte somit auch einige geomorphologische Prozesse mit sich, welche eben anthropogen inszeniert waren. Neben kleinräumigen Hangrutschungen am Wegesrand kommen beispielsweise auch Muren vor. Nicht weit von der Saarbrücker Hütte wurde von den Hüttenbetreibern auch ein Speichersee angelegt, welche Gletscherwasser vom Litzner Gletscher entnimmt. Unterirdisch wurden in diesem Bereich auch viele Leitungen und Pumpen verlegt.

7. Methoden

Nun soll sich die Arbeit auf die empirischen Untersuchungen im Kromertal beziehen, welche zum einen aus einer GIS-basierten Kartierung anhand von Orthofotos und zum anderen aus einer Geländekartierung bestehen. Zuvor wird aber noch auf die Datenherkunft und deren Verwendung und auf die Erstellung einer Legende eingegangen.

7.1. Daten

Bei der ersten dieser beiden Methoden handelt es sich um das Verfahren der Fernerkundung, wobei es zunächst wichtig war, alle nötigen Geodaten zu besorgen. Diese werden vom Landesvermessungsamt des Landes Vorarlberg unter deren Plattform VOGIS (<http://vogis.cnv.at/>) gratis zur Verfügung gestellt und beinhalten neben zahlreichen Kartengrundlagen auch Geländemodelle, Nutzungskarten und vieles mehr. In Tabelle 3 ist zu sehen, welche Daten für die Fernerkundung in dieser Arbeit genutzt werden.

Tabelle 4: Überblick der verwendeten Daten (Quelle: Landesamt für Vermessung und Geoinformation 2015)

verwendete Daten		
<i>Bezeichnung</i>	<i>Format</i>	<i>Auflösung</i>
Orthofoto ef2012	Raster-Datei	12 cm
Orthofoto ef2006	Raster-Datei	12 cm
Orthofoto pe2001	Raster-Datei	25 cm
Orthofoto pe198x	Raster-Datei	20 cm
Orthofoto sw197x (Schwarzweiß)	Raster-Datei	25 cm
Orthofoto sw195x (Schwarzweiß)	Raster-Datei	25 cm
Neigungskarte st2011	Raster-Datei	5 m
Neigungskarte st2004	Raster-Datei	5 m
Schummerungskarte ht2011	Raster-Datei	50 cm
Schummerungskarte ht2004	Raster-Datei	2 m
Wassereinzugsgebiete	Shape-Datei	

Es wären auch Luftbildaufnahmen des UGs aus den Jahren 2009 zur Verfügung gestanden, jedoch waren hier viele Flächen schneebedeckt und nicht aussagekräftig genug. Somit haben sich schon alleine auf Basis der

Datengrundlage die Zeitscheiben 1950, 1970, 1980, 2001, 2006 und 2012 von selbst ergeben. Denn es gibt erst ab dem Jahr 1950 Luftbilder für das Untersuchungsgebiet, und die Aufnahmen von 2012 sind die aktuellsten, welche in digitaler Datenform aufliegen, obwohl man online auch schon Aufnahmen aus dem Jahr 2015 ansehen kann. Die zwei aktuellsten Fotos (2012 und 2006) liegen in einer Auflösung von 12cm vor, die vier älteren jedoch nur in 20 bzw. 25 cm. Weiters wurden zur besseren Vorstellung des Geländes digitale Geländemodelle benutzt. Diese gibt es jedoch nur für die Jahre 2004 und 2011, weshalb sie immer nur als Hilfestellung benutzt wurden und nur bei den Kartierungen der 2001er-2012er Karten. Außerdem wurde noch die Fläche aller Wassereinzugsgebiete über die Orthofotos gelegt, um somit das Untersuchungsgebiet klar abzugrenzen.

7.2. Prozessabgrenzung und Legendenkonzept

Dank einiger Vorleistungen von Lucia Felbauer, konnten die Prozesse, welche für das UG relevant sind und welche auch kartiert werden sollten, abgegrenzt werden:

- Muren (Hangmuren, Gerinnemuren, Seitenerosion)
- Sturzprozesse: aktiv (Steinschlag/Blockschlag/Felssturz), inaktiv
 (Schutthalden)
- Rutschungen (flachgründig, stromförmig)
- Gletscher
- Blockgletscher
- anthropogene Veränderungen (z.B. Straßen, Wege, Gebäude)
- Fluss, Umlagerungsbach, fluviale Seitenerosion
- Moränen (Moränenmaterial, Moränenwall)

Im Vorhinein der GIS basierten Kartierungsarbeit mussten klare Richtlinien und Kriterien festgelegt werden, um diese Formen und Prozesse klar voneinander zu trennen und zu bestimmen, was kartiert wird und was nicht:

Ahnert (1996: 132) schreibt, dass Murkegel aus einer unsortierten Mischung aus Grob- und Feinmaterial bestehen, welche oft eine Schichtung im Bereich der Murzungen aufweisen. Dies unterscheidet sie von beispielsweise Sturzprozessen. Außerdem sind auch die Akkumulationsgebiete (Murkegel) deutlich flacher, als

beispielsweise Sturzkegel. Somit werden Prozesse als Mure (Hangmuren und Gerinnemuren) kartiert, wenn die obigen Aussagen zutreffen. Es sollen dabei Abriss-, Transport- und Ablagerungsgebiete gemeinsam als ein Polygon dargestellt werden.

Sturzprozesse und vor allem Sturzablagerungen bestehen aus kantigem Material, welches meist klar und deutlich nach seinem Volumen sortiert ist. Durch weniger Masse kommen kleinere Gesteinsblöcke oft früher zum Erliegen und Größere erst weiter hangabwärts (vgl. BAFU 2015: 1). Da das Abrissgebiet bei Sturzprozessen anhand von Orthofotos oft nur sehr schwer abzugrenzen ist und es oft reine Spekulation ist, aus welchem Teil des obigen Berges/Felsen das Material ausbricht, wird nur das (wenn vorhanden: Transportgebiet und) Akkumulationsgebiet (Schuttkegel) kartiert, welches oft klar und deutlich erkennbar ist. Dabei sollen aber nicht alle einzelnen, lose herumliegenden Gesteinsbrocken in die Karte aufgenommen werden. Als Sturzprozesse werden nur solche kartiert, wo in der Ablagerungszone die Dichte an nebeneinanderliegenden Steinen/Blöcken noch relativ hoch ist (Abstand von maximal 2 Meter) und die Steine im Durchmesser mindestens rund 0,5 Kubikmeter aufweisen. Werden beispielsweise Sturzprozesse erkannt, welche andere Prozesse oder Formen überlagern (Gletscher, Moränen, ...) werden sie als obere Schicht über den anderen Layer darüber gezeichnet.

Verhält sich eine von Schutt bedeckte Fläche über einen längeren Zeitraum stabil oder ist zum Beispiel schon von Vegetation bewachsen, wird diese eher als inaktiv eingestuft und als Schuttfläche ausgewiesen.

Rutschungen werden dann als solche kartiert, wenn anhand der Orthofotos oder der DGMS entweder klare Abrissflächen erkennbar sind oder es auf der Neigungskarte zu kleinräumigen, extremen Höhenunterschieden kommt (Bruchrand – Rutschzunge).

Da sich die Gletscher im UG seit 1950 sehr stark veränderten und eine neuerliche Kartierung den Rahmen dieser Arbeit übersteigen würde, wird hier auf die Daten von Felbauer (2016) zurückgegriffen, da sie im Zuge ihrer Untersuchungen ebenfalls die Gletscherstände im Kromertal kartierte. Felbauer versuchte bei ihrer GIS Kartierung der Gletscher alle Erosions- und Akkumulationsgebiete des Eises zu kartieren. Sie schreibt selbst, dass an den Rändern oft auch anderes Material

miteinbezogen wird, da es vor allem am Randbereich schwer ist, den Gletscher klar abzutrennen. Anders als bei Felbauer aber, wird Schuttmaterial, welches auf dem Gletscher zum Erliegen kommt, als ein Sturzprozess kartiert, der darunter liegende Gletscher wird aber trotzdem als solcher kartiert.

Bei der Kartierung von Blockgletscher soll durch die zusätzliche Analyse von DGMS versucht werden, eine Abgrenzung zu Moränen zu finden.

Umlagerungsstrecken fluvialer Prozesse werden dann als solche kartiert, wenn Material wie Schutt und Kies, welches vom Fluss bestimmt wurde, zu finden ist. Ein Bach selbst wird nur dann kartiert, wenn dort zurzeit auch Wasser fließt.

Unter anthropogenen Prozessen sollen vor allem Hütte und Häuser, Straßen und das Wegenetz im oberen Kromertal kartiert werden. Es kommt aber durch die Errichtung solcher Bauten und Infrastrukturanlagen oft zur Veränderungen des Geländes oder des Wasserhaushaltes, welche oft für Rutschungen oder Muren, etc. verantwortlich gemacht werden können. (vgl. AMT DER NÖ LANDESREGIERUNG: 14) Ist auf den Orthofotos zu erkennen, dass geomorphologische Prozesse direkt oder indirekt von den menschlichen Bauten abhängen, sollen diese mit einer zusätzlichen Markierung vermerkt werden.

Flächen dürfen sich überlagern (beispielsweise: Moränen und Schutthaufen, Wege im Schutthaufen (wenn Weg und Schutt noch sichtbar, wenn nur Schutt sichtbar= kein Weg), Sturzprozesse auf Gletscher, schmaler Fluss durch Schutthalden, Sturzprozesse auf Schutthalden drauf, etc.)

Der Hauptweg im Tal (Hüttenzufahrt) soll mit einem flächenhaften Polygon gezeichnet werden, alle anderen (kleinere Wander-)Wege werden linienartig gezeichnet.

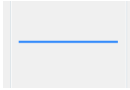
Im Folgenden soll das Legendenkonzept in dieser Arbeit vorgestellt werden. Die Farbgebung der einzelnen Prozesse und Formen lehnt sich dabei stark an den Symbolbaukasten des BUWAL und BWG aus dem Jahr 1995 an.



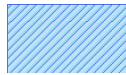
Grenzen des Untersuchungsgebietes



Umlagerungsstrecke



Bach



fluviale Seitenerosion



Rutschung



stehende Gewässer



anthropogene Formen



anthropogen injizierte Prozesse

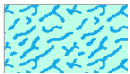


Sturzprozesse



inaktive Sturzprozesse,

Schutthalden



Blockgletscher



Muren



Seitenerosion



Moränenmaterial



Moränenwall



Gletscher



Karsee

7.3. GIS-basierte Kartierung anhand von Orthofotos (1950 - 2012)

Die Fernerkundung ist ein indirektes Beobachtungsverfahren, welches Informationen über die Erdoberfläche liefert, ohne an Ort und Stelle sein zu müssen. Dabei werden zur Gewinnung der Informationen die elektromagnetischen Schallwellen, welche ein Objekt abstrahlt gemessen und interpretiert. Dies

geschieht meist mit der Aufnahme von photographischen Bildern aus einem Flugzeug, welches in einer bestimmten Höhe einen Teil der Erdoberfläche überfliegt. (vgl. ALBERTZ 2007: 1f.) So lassen sich damit Reliefformen, Vegetationsmuster, Landnutzungsstrukturen oder auch geomorphologische Phänomene beleuchten. Im Bereich der Geomorphologie sind besonders die stereoskopische Betrachtung der Oberflächenformen und deren Veränderungen von Bedeutung. (vgl. ALBERTZ 2007: 183) Das Produkt der Fernerkundung sind Luft- und Satellitenbilder, wobei in dieser Arbeit im empirischen Teil mit Orthofotos gearbeitet wird. Luftbilder sollen so umgeformt werden damit geometrisch die Eigenschaft einer Karte entsteht. Die ist nötig, da die Erde keine ebene Fläche ist und es bei Luftbildern zu Verzerrungen kommen kann. Durch eine aufwendige Differenzialentzerrung kann dieses Problem behoben werden und Luftbilder verzerrungsfrei und maßstabsgetreu darstellen. Das Produkt dieser Modifizierung der Luftbilder nennt man Orthofotos. Der große Vorteil dabei ist, dass Messungen (Flächen und Längsmessungen) im Orthofoto durchgeführt werden können. (vgl. ALBERTZ 2007: 152)

Bei der GIS-basierten Kartierung sollen jeweils die 6 Orthofotos der verschiedenen Jahre herangezogen werden und mittels einer GIS-Software bearbeitet werden. Geographische Informationssysteme sind rechnergeschützte Systeme, welche raumbezogenen Daten erfassen und verarbeiten können. Dabei kann es sich um Raster- oder Vektordaten handeln. Alle Arbeitsschritte können in einem solchen Programm durchgeführt werden. (vgl. EHLERS et al. 2012: 82)

In dieser Arbeit wurde dazu das Teilprogramm ArcMap 10.3 der Software ArcGIS (ESRI) benutzt, mit welchem alle Bearbeitungsschritte durchgeführt und alle Kartendarstellungen erzeugt wurden. Zunächst war wichtig, sich eine geordnete Struktur beim Arbeiten mit ArcMap anzulegen, weshalb zu Beginn ein Ordner „gis“ angelegt wurde, in welchem die ganze Struktur abgelegt werden sollte.

Dann wurde eine Geodatabase mit dem Namen „SILVRETTA.gdb“ erstellt. Innerhalb dieser sollten nun alle Feature Datasets angelegt werden. Jeder Zeitscheibe, welche kartiert werden sollte, wurde ein eigenes Dataset angelegt, welche den Namen „ug_Jahreszahl“ tragen. Nun konnten in jeder dieser Datasets dieselben Features Classes erstellt werden, wobei immer darauf zu achten war, ob es sich um eine linienförmige oder flächenförmige Darstellung handeln sollte.

So wurden zum Beispiele schmale Wanderwege als line feature angelegt, wiederum Flächen wie Gletscher oder Rutschungen als polygon feature. Durch Import aller Wassereinzugsgebiete und einigen Anpassungen konnte das Untersuchungsgebiet mit einer deutlich sichtbaren roten Linie abgegrenzt werden (siehe auch Abbildung 31).

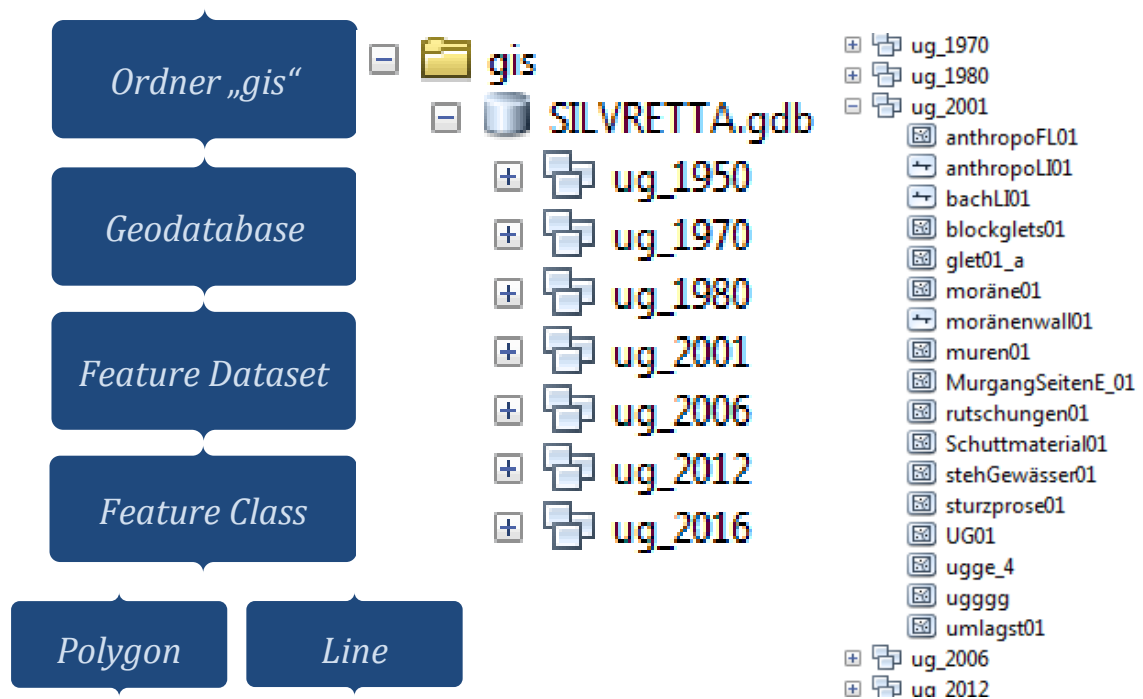


Abbildung 36: Bearbeitungsschritte im GIS (Bearbeitung: Markus Guttman)

Wichtig war nun, geomorphologische Prozesse auf den Orthofotos erkennen zu können, wozu, zusätzlich zum bestehenden Wissen, in Fachliteratur genaue Definitionen und Abgrenzungen der verschiedensten geomorphologischen Prozesse studiert wurden. Auch Löffler (1985: 118) schreibt, dass vor allem Oberflächenformen auf Luftbildern die markantesten Erscheinungen sind und daher für jede Luftbildinterpretation ein gewisses geomorphologisches Grundwissen von Nöten ist.

Zusätzlich zu den Luftbildern wurden noch, wie bereits erwähnt, digitale Geländemodelle zur geomorphologischen Analyse herangezogen, allen voran eine Schummerungskarte, sowie eine färbige Neigungskarte, womit vor allem oft Rutschungen besser erkennbar sind. Das DGM entsteht durch eine Laserscanaufnahme und beschreibt dabei die Geländeoberfläche anhand der Topografie. (vgl. ALBERTZ 2007: 53f.) Es handelt sich um eine computergestützte

Darstellung des Geländes, welche X und Y Koordinaten gespeichert hat, aber auch Z Koordinaten, um ebenfalls eine Höheninformation geben zu können. (vgl. LESER et al. 2011: 168) Bei der Schummerung entsteht ein Graustufenbild, welches die Geländeform auf plastische Weise darstellen soll. Dabei wird das Relief mit einer imaginären Lichtquelle schräg aus Nordwest beleuchtet. Dies bedeutet, dass bei einer Erhöhung des Reliefs Nordwesthänge heller und Südosthänge dunkler erscheinen. Mit diesen Modellen können Vegetation und Gebäude aus dem Bild herausgerechnet werden. Auch Gruber und Kritz (1998: 76) schreiben, dass bei der Untersuchung von geomorphologischen Prozessspuren, die Zuhilfenahme von DGM durchaus sehr nützlich sein kann, wobei es sehr auf die Qualität der Modelle drauf ankommt.

Bei den vorhandenen Neigungskarten werden Flächen, je nach ihrer Steilheit mit Farbe eingefärbt. Von dunkelgrau (0 Grad), über Grün (10 Grad), gelb (30 Grad), orange (35 Grad), rot (40 Grad) hin zu Blau- und Violetttönen (welche steiler als 45).

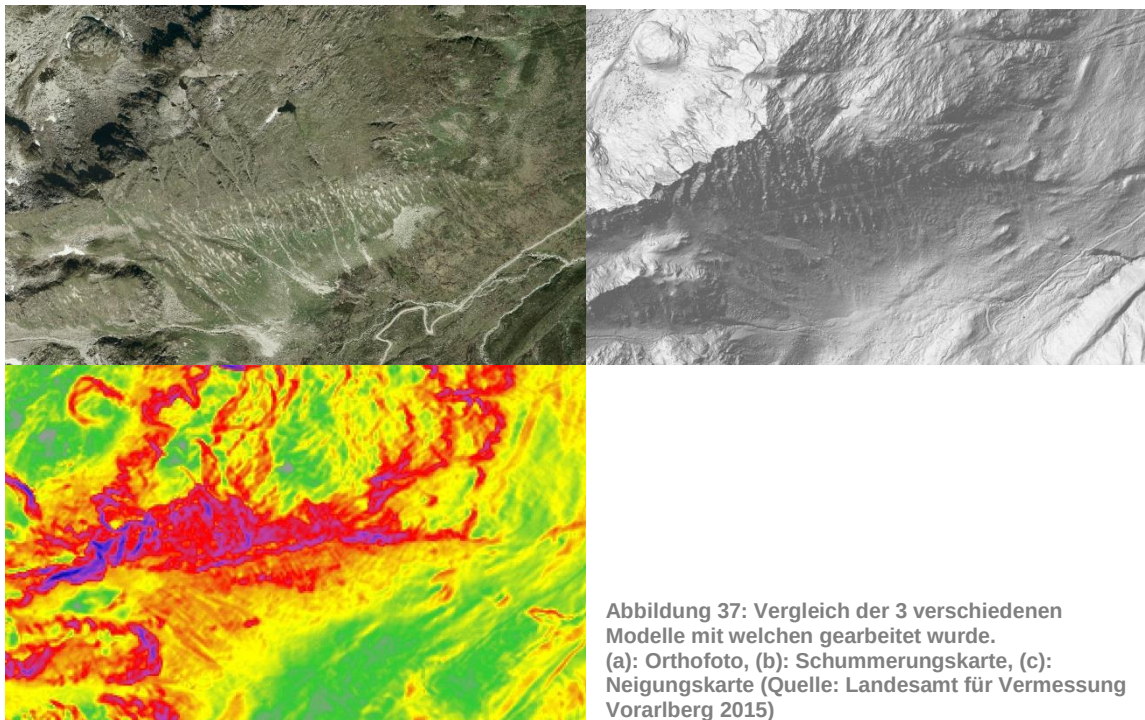


Abbildung 37: Vergleich der 3 verschiedenen Modelle mit welchen gearbeitet wurde. (a): Orthofoto, (b): Schummerungskarte, (c): Neigungskarte (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)

Viele Formen und geomorphologischen Prozesse hängen stark vom Untergrund ab bzw. mit dem darunter liegendes Gestein zusammen. Daher war es auch wichtig mit der, von der geologischen Bundesanstalt (1984) zur Verfügung gestellten, geologischen Karte des Gebietes zu arbeiten, wo versucht wurde,

Rückschlüsse auf das Relief und auf möglich Prozesse zu ziehen. Besonders im Bereich der Moränen und Moränenwälle konnte mit dieser Karte viel ergänzt werden, da diese in der geologischen Karte genau eingezeichnet sind und sich Moränenwälle grundsätzlich nicht mehr bewegen, sondern über große Zeiträume stabil bleiben.

7.4. Kartierung im Gelände

Im zweiten Empirieteil sollen mittels einer Geländebegehung vor Ort zum einen die gewonnen Erkenntnisse aus der GIS-basierten Kartierung kontrolliert werden, zum anderen auch der Ist-Stand der geomorphologischen Prozesse und Phänomene erhoben werden. Fernerkundungsmethoden entwickeln sich immer weiter und werden moderner, doch trotzdem sind Geländearbeiten ein wesentlicher Bestandteil in geomorphologischen Studien. (vgl. PFEFFER 2006: 4)

Auch Albertz (2007: 140) schreibt, dass es wichtig ist, die Auswertungen und Interpretationen der Luftbilder bei einer anschließenden Geländeerkundung mit der Realität abzugleichen. Dabei sollen besonders Ergebnisse kontrolliert werden, welche bei der GIS Kartierung nicht oder nur schwer beurteilt werden konnten. Somit sollen offengebliebenen Fragen geklärt werden und etwaige Ergänzungen zu den GIS-basierten Kartierungen bzw. eine neue Karte gefertigt werden. Denn eine aktuelle geomorphologische Karte ohne Geländebegehung anzufertigen, ist trotz moderne Technik und besseren Satellitenaufnahmen nur sehr schwer realisierbar.

Vorbereitungen

Zunächst war es wichtig die Geländearbeit gut und genau vorzubereiten, da Versäumnisse im Nachhinein nur mehr sehr schwer korrigiert werden können (vgl. PFEFFER 2006: 5).

Die Topografie, aber auch die Geologie wurde im Vorfeld der Geländearbeit genau studiert um sich ein erstes Bild der Umgebung zu machen. Dazu wurden auch die Geodaten vom Landesvermessungsamt des Landes Vorarlberg und auch die Software Google Earth zur Hilfe genommen. Nachdem die GIS-basierten

Kartierungen teilweise vor der Geländebegehung erstellt wurden, sollte mit der aktuellsten Karte (2012) als Arbeitskarte im Gelände gearbeitet werden.

Das gesamte Untersuchungsgebiet wurde so in 11 Abschnitte gegliedert, wie es Abbildung 38 zeigt. Mit diesen kleineren Teilkarten konnte im Gelände weit besser und genauer gearbeitet werden. Diese 11 Teilkarten wurden jeweils zweimal in der „originalen“ Karte 2012, einmal mit den bereits vorgenommenen Kartierungen auf der Karte 2012 und einmal als Schummerungskarte in Graustufe ausgedruckt. Außerdem wurde das gesamte Untersuchungsgebiet nochmals auf einem A3 Papier einmal mit und einmal ohne Kartierungen ausgedruckt. Formen, welche schon bei der Kartierung für das Jahr 2012 nicht ganz eindeutig zugeordnet werden konnten, wurden auf diesen Ausdrucken mit Bleistift markiert, damit diese vor Ort untersucht werden konnten.

Organisatorisch musste sich noch über die Anreise, Beschaffung von zusätzlichen Karten, wie der Alpenvereinskarte, Überlegungen über ein Quartier vor Ort, die Dauer des Aufenthaltes, etc. Gedanken gemacht werden. Da es direkt im Kromertal die Möglichkeit gibt, auf der Saarbrücker Hütte zu übernächtigen, war die Quartiersfrage schnell beantwortet. Es sollten ca. 10-14 Tage für die Dauer der Geländearbeit veranschlagt werden, worin auch etwaige Schlechtwettertage miteingerechnet wurden, an welchem keine Begehung stattfinden kann.



Abbildung 38: Einteilung der Arbeitskarte (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)

Geländearbeit

Nach einer langen Anreise wurde die erste Nacht noch im Tal verbracht, bevor es nächsten Morgen auf die Bieler Höhe hinaufging, wo schon erste Fernblicke ins Untersuchungsgebiet möglich waren und somit auch gleich erste Notizen zu einigen geomorphologischen Formen gemacht wurden. Im Tal selbst wurde nach dem Hüttenzustieg der erste Tag nur dafür genutzt, um das Gebiet einmal grob entlang seiner Wanderwege abzugehen, um sich einen Überblick zu verschaffen.

Die Tage darauf sollte dann das Gebiet systematisch und genau abgegangen werden um alle Prozessspuren und Formen zum einen mit den Kartierungen aus der Karte 2012 zu vergleichen, zum anderen auch neue Formen zu entdecken. Um diese auch alle genau zu dokumentieren, wurden im gesamten Tal unzählige Fotos aufgenommen, die auch in diese Arbeit miteinfließen sollen.

Postgeländearbeit

Natürlich wurden die gemachten Kartierungen schon während des Geländeaufenthaltes am Abend immer wieder von der Arbeitskarte in eine neue Reinkarte genau umgezeichnet, um eine schöne, klar sortierte Karte zu erhalten. Nach Beendigung der Geländearbeit erfolgte dann aber die Digitalisierung der erhobenen Daten mittels GIS auf dieselbe Weise, wie bei den Kartierungen früherer Zeitscheiben. Dabei sollten alte Kartierungsfehler, welche bei der Begehung aufgedeckt wurden, in der aktuellen Karte 2016 korrigiert werden und eben neue Prozesse eingezeichnet werden.

8. Ergebnisse

Nun sollen im Kapitel 8 alle Ergebnisse der Untersuchungen präsentiert werden. Zunächst wird sich der Ergebnisteil den quantitativen Veränderungen aller im Untersuchungsgebiet erhobenen Prozessspuren und Formen widmen. In einem weiteren Schritt wird auf einzelne Prozesse näher eingegangen und deren Verlauf in den letzten 66 Jahren mit gezielten Beispielen und Fotos dokumentiert.

8.1. flächenhafte Veränderungen aller geomorphologischer Formen zwischen 1950 und 2016

Abbildung 39 zeigt zum Beginn die geomorphologische Karte des Untersuchungsgebietes aus dem Jahr 2016. Hier sind alle kartierten Formen eingezeichnet, wobei sich ein typisches paraglaziales Gebiet erkennen lässt. Am Talschluss befinden sich die Gletscher, welche die Flüsse des Tales speisen und Moränenmaterial vor sich ablagern. Auch einzelne Moränenwälle konnten mittels der Orthofotos, aber vor allem dank der Feldbegehung, kartiert werden. Anhand der Zeitscheiben und dank Gesprächen mit dem Hüttenwirt konnten zwei Moränenwällen auch Jahreszahlen zugeordnet werden, sodass die 1850er und die 1980er Moräne gut dargestellt werden konnten. Gravitative und denudative Prozesse lassen sich im ganzen Untersuchungsgebiet erkennen, wobei es vor allem zu Sturzprozessen und Murabgängen an den steilen Seitenhängen kommt. Rutschungen lassen sich bis auf einige Flächen am Talanfang nahe dem Weg generell weniger erkennen. Bei der Feldbegehung wurden noch weitere kleinräumig, frischere Rutschungen im Bereich nördlich des Kromer Gletscher kartiert. Im östlichen Bereich des Untersuchungsgebietes, südlich des erkannten Blockgletschers, wurde während der Feldforschung ein möglicher Karsee, welcher bereits zusedimentiert wurde, erkannt und ebenfalls in die Karte mitaufgenommen. Die geomorphologischen Karten aller anderen Zeitscheiben (1950-2012) befinden sich im Anhang dieser Arbeit.

geomorphologische Karte des Kromertals 2016

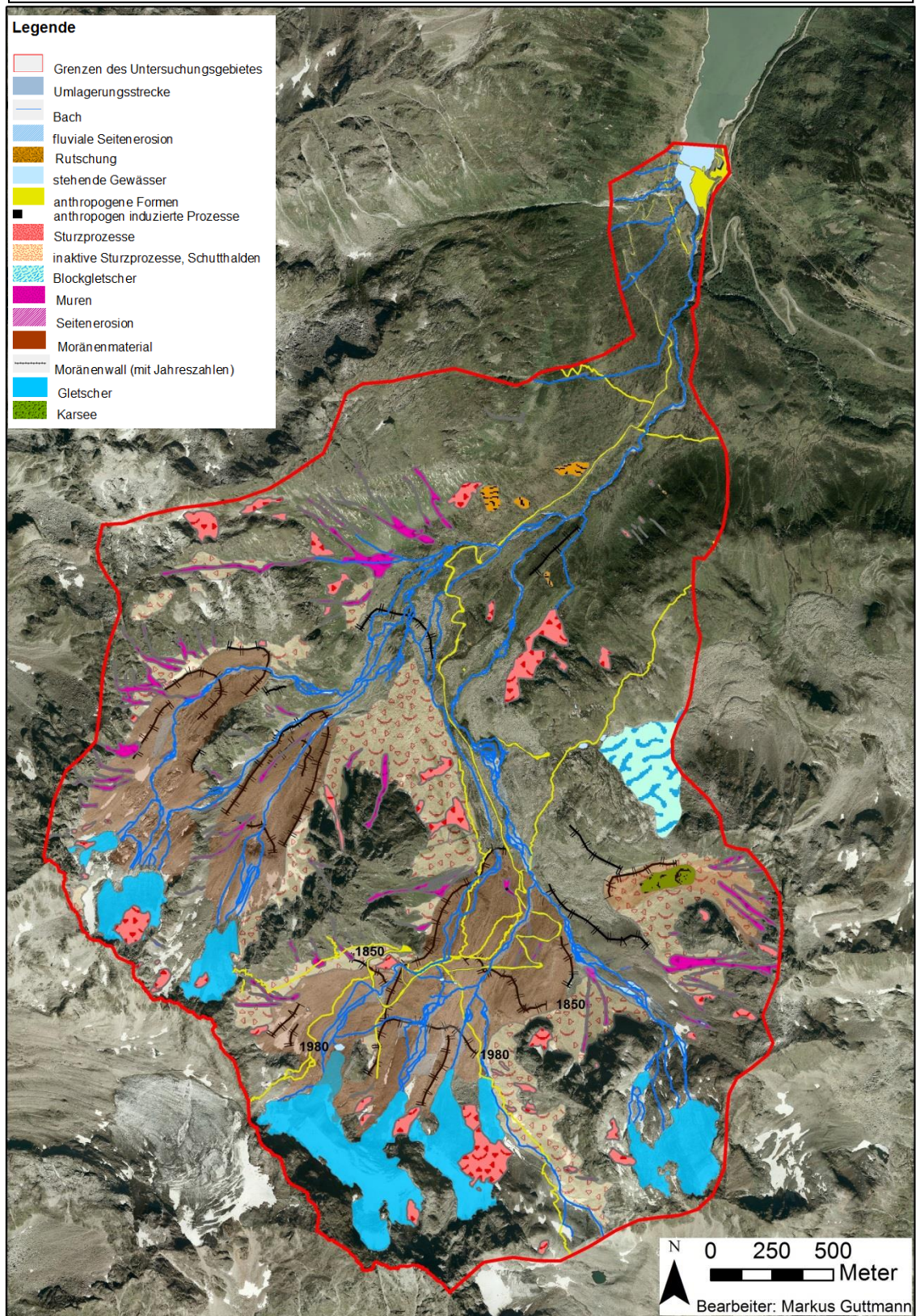


Abbildung 39: Geomorphologische Karte des Kromertals 2016 (Bearbeiter: Markus Guttman, ArcMap10.3)

Tabelle 5: Flächenveränderung aller Prozesse und Formen 1950 – 2016 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)

Flächenveränderung aller Prozesse und Formen 1950 - 2016 in ha													
	Prozesse	Umlagerungsstrecke	Bach (km)	stehende Gewässer	anthropogene Formen (¹ Meter Angaben, kleine Wege wurden als linienartige Polygone angelegt)	Sturzprozesse	inaktive Sturzprozesse, Sturzhalden	Muren (+ Seitenerosion) (² davon anthropogen induziert)	Rutschungen (² davon anthropogen induziert)	Gletscher	Blockgletscher	Moränenmaterial	Karssee
Jahr													
1950		14,73	17,61	0,19	1,17 (+ 5 820 m)	7,38	81,25	9,37	1,22	150,41	9,16	94,59	
1970		17,61	19,33	2,54	6,42 (+ 6 295 m)	8,37	85,13	9,24	1,22	139,11	9,16	106,85	-
1980		18,41	22,15	2,41	6,27 (+6 983 m)	9,76	88,58	12,43	1,22	112,64	9,16	119,06	-
2001		18,92	19,01	2,15	5,97 (+ 5 895 m)	11,26	90,47	12,78	1,22	95,63	9,16	125,25	-
2006		21,39	22,01	2,31	5,97 (+ 6 123 m)	12,51	91,74	14,37 (*0,09)	1,59	80,52	9,16	138,59	-
2012		28,61	24,91	1,16	6,35 (+ 6 172 m)	18,68	92,44	19,21 (*0,13)	1,73	58,29	9,16	139,15	-
2016		34,52	35,18	2,16	7,08 (+ 8 926 m)	21,77	92,44	21,15 (*0,25)	1,91 (*0,03)	52,54	9,16	139,78	1,61

Tabelle 6: Jährliche Flächenveränderung aller Prozesse und Formen 1950 – 2016 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)

jährliche Flächenveränderung aller Prozesse und Formen 1950 - 2016 in ha												
Zeitraum: Prozesse:	Umlagerungsstrecke	Bach (km)	stehende Gewässer	anthropogene Formen (* Meter Angaben: kleine Wege wurden als linienartige Polygone angelegt)	Sturzprozesse	inaktive Sturzprozesse, Sturzhalden	Muren (+ Seitenerosion) (* davon anthropogen induziert)	Rutschungen (* davon anthropogen induziert)	Gletscher	Blockgletscher	Moränenmaterial	Karssee
1950-1970	0,14	0,09	0,12	0,26 (+ 23,75 m)	0,05	0,19	-0,01	0,00	-0,56	0,00	0,61	-
1970-1980	0,08	0,28	-0,01	-0,02 (+ 68,80 m)	0,14	0,35	0,32	0,00	-2,65	0,00	1,22	-
1980-2001	0,05	-0,29	-0,02	-0,03 (- 98,91 m)	0,14	0,17	0,03	0,00	-1,55	0,00	0,56	-
2001-2006	0,49	0,60	0,03	0 (+ 45,60 m)	0,25	0,25	0,32 (*0,02)	0,07	-3,02	0,00	2,67	-
2006-2012	1,20	0,48	-0,19	0,06 (+ 8,17 m)	1,03	0,12	0,81 (* 0,01)	0,02	-3,71	0,00	0,09	-
2012-2016	1,48	2,57	0,25	0,18 (+ 688,50 m)	0,77	0,00	0,49 (* 0,03)	0,05 (*0,01)	-1,44	0,00	0,16	0,40

Um einen Überblick über alle geomorphologischen Veränderungen im Kromertal im Laufe der letzten 66 Jahre zu bekommen, wurden die Tabellen 5 und 6 erstellt, auf welche im Folgenden auch näher eingegangen werden soll. Tabelle 5 weist für alle sieben Zeitscheiben die absoluten Flächenwerte in ha aus, wobei diese Zahlen die Summe aller kartierten Polygone einer Prozessspur darstellen. Auf Tabelle 6 hingegen sieht man die jährlichen Veränderungsraten innerhalb des vorgegebenen Zeitraumes. So lassen sich Ergebnisse, welche mittels ArcMap 10.3 berechnet wurden, besser vergleichen. Um die Lesbarkeit der Tabelle zu gewährleisten, werden die einzelnen Prozesse in derselben Farbe, wie sie auch in der Karte vorkommen, gehalten.

Bei den **fluvialen Umlagerungsstrecken** erkennt man, dass sich diese Fläche zwischen 1950 und 2012 fast verdoppelte und in den letzten 4 Jahren nochmals um etwa 6 ha zunahm. Die Fläche stieg von Zeitscheibe zu Zeitscheibe kontinuierlich an, wobei die größte Steigerung mit 7,2 ha zwischen den Zeitscheiben 2006 und 2012 lag. Hingegen blieb diese Fläche innerhalb von 20 Jahren zwischen 1980 und 2001 fast stabil und erhöhte sich nur um 0,51 ha. Auch bei den jährlichen Veränderungen erkennt man, dass in den Zeiträumen 2006 - 2012 und 2012 - 2016 die größten Steigerungsraten zu verzeichnen waren.

Bei den **Bächen** im Tal, also allen Abflüssen, welche zur jeweiligen Zeitscheibe sichtbar bzw. erkennbar waren, ergibt sich ein ähnliches Bild. Es gab auch hier einen kontinuierlichen Anstieg der gesamten Bachlängen seit 1950. Nur im Zeitraum zwischen 1980 und 2001 kam es zu einem Rückgang um mehr als 3 km. In den letzten 4 Jahren kam es sogar zu einem Anstieg von fast 10 km, was eine Steigerung von 2,54 km pro Jahr bedeute (siehe Tabelle 6). Dabei muss man aber auch sagen, dass es sich bei den Kartierungen dieses Prozesstyps besonders um eine Momentaufnahme handelt, und sich diese von Tag zu Tag ändern kann. Nichts desto trotz ist ein klarer Anstieg der Umlagerungsflächen, aber auch der Bäche innerhalb der letzten 66 Jahren klar zu erkennen.

Typisch für ein paraglazial geprägtes Tal, hängen besonders die fluvialen Prozessspuren stark mit den Gletschern im Tal und deren Zurückschreiten zusammen. Alleine schon durch das Abschmelzen der Gletscher werden im unmittelbaren Gletschervorfeld neue Flächen frei, welche sich oft sehr rasch in fluviale Umlagerungsflächen verwandeln. Gleichzeitig mit dem Schmelzen des Eises ziehen sich natürlich auch die Bäche weiter zurück und gewinnen somit an Länge.

Zu den **stehenden Gewässern** im Tal zählen neben kleine Bergseen und Gletscherendseen auch künstlich angelegte Seen, wie ein Speichersee für die Saarbrücker Hütte oder eben der große Vermunt Stausee am Ende des Tales. Die Zahlen blieben bei diesem Prozesstyp nach 1950 relativ stabil und bewegten sich zwischen 2,15 und 2,54 ha, nur 2012 sank der Wert auf 1,16 ha, was einerseits mit dem damals vorherrschenden Wasserstand zu tun haben könnte oder auch

mit dem Mündungsbereich des Vermunt Stausees. Dieser war während dieses Jahres stark zusedimentiert, sodass hier eine größere Fläche noch zum Fluss zugezählt wurde (siehe auch Abbildung 52). Eine weitere Ausnahme beim Wert der stehenden Gewässer machte das Jahr 1950 aus. Der Vermunt Stausee war zur diese Zeit zwar schon gebaut, doch noch bei weitem nicht so flächenmäßig aufgestaut, wie dies ab der Zeitscheibe 1970 der Fall war. Da der Stausee natürlich den größten Anteil dieses Prozesstyps aufweist und er in der Zeitscheibe 1950 aber praktisch nicht vorkommt, ergibt sich hier nur ein Wert von 0,19 ha, welcher auf kleinere Bergseen im hinteren Tal zurückzuführen ist.

Bei den **anthropogenen Formen** zeigt sich ein ähnliches Bild wie bei den stehenden Gewässern. 1950 gab es den gesamten ausgebauten Wanderweg zur Saarbrücker Hütte noch nicht, weshalb der Wert im Jahr 1950 nur 1,17 ha beträgt. Dieser beläuft sich auf die Bebauungen beim Obervermuntwerk, sowie auf die Saarbrücker Hütte und die kleinere Zollhütte weiter unten. Erst ab der Zeitscheibe 1970 war der breite Wanderweg bis zur Berghütte zu erkennen, sodass der Wert in diesem Jahr 6,42 ha beträgt. Dieser blieb auch über einen längeren Zeitraum ziemlich gleich und ist im Jahr 2016 mit 7,08 ha am höchsten. Die Angaben innerhalb der Klammer in der Tabelle beschreiben schmale Wanderwege, welche nur linienförmig dargestellt wurden und somit nur als Längeneinheit ausgegeben werden. Diese betragen zwischen den Jahren 1950 und 2012 zwischen 5,8 und 7 km. Zwischen 2012 und 2016 kam es zu einer jährlichen Steigerung dieses Wertes von rund 688 m, sodass er im Jahr 2016 fast 9 km beträgt. Dies kann aber auch auf die Methode der Kartierung zurückzuführen sein. Bei der Kartierung vor Ort ist es natürlich leichter möglich auch kleinere Wanderwege zu erkennen und diese auch in die Karte aufzunehmen. So wurden während des Feldaufenthaltes 3 Wege kartiert, welche auf den Orthofotos aus dem Jahr 2012 nicht sichtbar gewesen wären, da diese auf den Fotos zu schwach ausgeprägt waren.

Bei den **Sturzprozessen** lässt sich ein klares Bild erkennen. Seit 1950 kommt es zu einem stetigen Anstieg dieser Fläche. Besonders die Zunahme von Sturzprozessen ist ein Indikator für das Eisfreiwerden eines Tales. Hält das Eis eines Gletschers bzw. ein verkitteter Permafrostboden viel Material zusammen, wird dieses nach dem Auftauen oder dem Schmelzen des Eises der Schwerkraft

stärker ausgesetzt. So kommt es vermehrt zu Steinschlägen oder Felsstürzen. (Zimmerl 2001: 49). Die Fläche aller Sturzprozesse betrug im Jahr 1950 noch 7,38 ha und verdreifachte sich bis heute! Der größte Unterschied zwischen den sieben Zeitscheiben konnte zwischen 2006 und 2012 verzeichnet werden. Hier nahm die Fläche innerhalb von nur sechs Jahren um mehr als 6 ha zu. Auch die jährlichen Veränderungen sind mit 1,03 ha pro Jahr zwischen 2006 und 2012 am höchsten. Auffallend ist, dass die Zunahme vor allem im oberen Tal, unmittelbar rund um die Gletscher, stattfindet und sich Sturzprozesse im unteren Tal nur geringfügig vergrößern bzw. neue hinzukommen.

Auch die Fläche der inaktiven Sturzprozessen und Schutthalden nahm im Laufe der letzten 66 Jahren stetig zu, jedoch fielen diese Zunahmen wesentlich geringer aus. Vor allem durch das Abschmelzen des Gletschers wurden Flächen frei, welche direkt an bestehenden Schuttflächen angrenzten und nun zu diesen zugerechnet wurden.

Bei den **Muren** im Kromertal kam es zu einer ähnlichen Entwicklung wie bei den Sturzprozessen. War im Jahr 1950 noch eine Fläche von 9,37 ha von Muren beeinflusst, wuchs diese Fläche bis zum Jahr 2016 auf 21,15 ha an. In den Jahren 1980 und 2001 betrug diese Fläche rund 12,5 ha. Ab dem Jahr 2001 kam es bei diesem Prozesstyp aber zu einer starken Flächenzunahme. So erhöhten sich die jährlichen Veränderungsraten von 0,03 ha auf 0,32 ha, also fast das 10-fache. Zwischen 2006 und 2012 kam es sogar zu einem Anstieg von 0,81 ha pro Jahr. Ab 2001 wurde auch eine Mure kartiert, welche vermutlich anthropogen induziert wurde. Diese erreichte bis 2016 eine Gesamtfläche von 300 m².

Rutschungen wurden im gesamten Untersuchungsgebiet generell wenige gefunden. Diese sind auf den Orthofotos aber auch schwer zu erkennen und besonders ältere Rutschungen lassen sich so fast nicht feststellen. In den Zeitscheiben 1950, 1970, 1980 und 2001 konnten daher nur 3 Rutschungen im unteren Talbereich kartiert werden, welche sich innerhalb dieser Jahre auch nicht änderten. Die Fläche dieser drei Rutschungen beträgt 1,22 ha. Erst im Jahr 2006 und 2012 konnten neue, kleinflächige Rutschungen in Höheren Lagen gefunden werden. Im Laufe der Geländearbeit konnten weitere kleinere Rutschungen gefunden werden, welche in die Karte mitaufgenommen wurden. Eine dieser

Rutschungen konnte direkt am Wegesrand am Böschungshang festgestellt werden. Diese ist somit anthropogen induziert und würde es ohne den Weg nicht geben. Die Fläche dieser Rutschung beträgt 0,03 ha. Alle Rutschungen der Zeitscheibe 2016 gemeinsam weisen eine Fläche von 1,91 ha auf.

Die Daten der **Gletscher** wurden, wie bereits erwähnt, von einer früheren Abschlussarbeit (Felbauer 2016) übernommen. Dieser Prozesstyp ist auch der einzige, bei welchem die Fläche im Laufe der Zeit abnimmt und das sogar sehr stark. So betrug die gesamte Gletscherfläche im Kromertal im Jahr 1950 noch 150,41 ha, im Jahr 1970 nur mehr 139,11 und im Jahr 1980 noch 112,64 ha. Im Jahr 2001 war die Gletscherfläche bereits unter 100 ha und reduzierte sich in den kommenden 15 Jahren nochmals fast um die Hälfte. 2016 wurde der Gletscher vor Ort selbst vermessen und kartiert und es konnte eine Gesamtfläche des Eises von 52,54 ha festgestellt werden. Vor allem zwischen den Jahren 2006 und 2012 war das Abschmelzen der Gletscher mit einer jährlichen Verringerung der Eisfläche von 3,71 ha besonders drastisch.

Während des Geländeaufenthalts wurde durch eine Begehung und auch dank Gesprächen mit dem Hüttenwirt der Saarbrücker Hütte ein **Blockgletscher** am östlichen Rand des Untersuchungsgebiets erkannt. Diese Fläche wurde danach nochmals auf den Orthofotos der früheren Zeitscheiben untersucht und es konnten keine Veränderungen festgestellt werden. Daher wurde der Blockgletscher auch für alle vorangegangenen Zeitscheiben angenommen und in die jeweiligen Karten eingetragen. Es wird vermutet, dass es sich dabei um einen inaktiven Blockgletscher handelt. Die Fläche dieses Blockgletschers beträgt 9,16 ha.

Die Fläche des **Moränenmaterials** ist natürlich ebenfalls stark vom Gletscher und dessen Zurückschreitens abhängig. So wird durch den Rückgang des Gletschers frisches Moränenmaterial direkt vor der Gletscherzunge und am Rand des Gletschers freigelegt. Die Fläche des Moränenmaterials betrug 1950 94,59 ha, 2001 125,25 ha und 2016 139,78 ha.

Bei der Geländekartierung im Sommer 2016 konnte südlich des Blockgletschers innerhalb des Schutt- und Moränenmaterials ein versandeter **Karsee** entdeckt

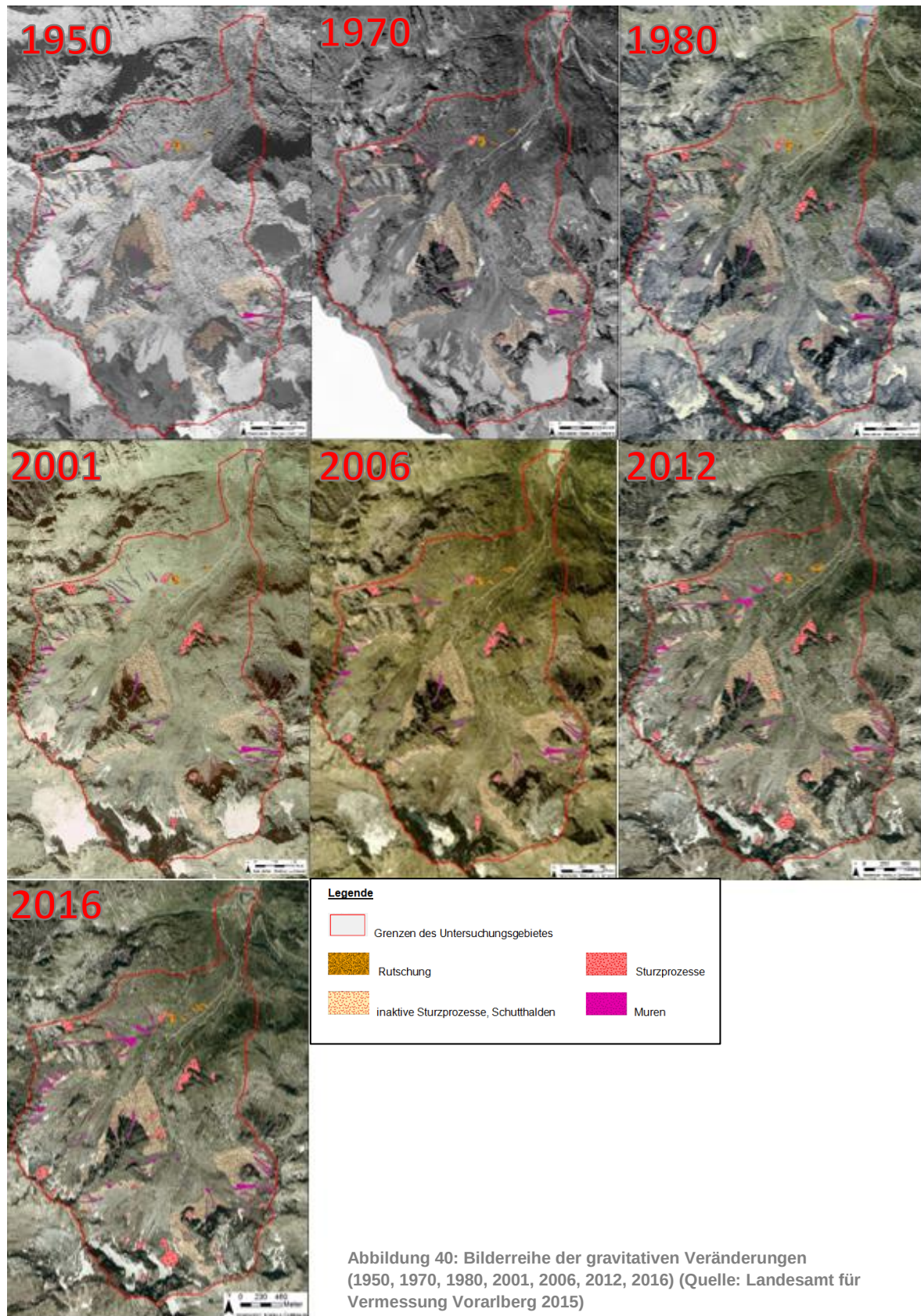
werden. Auch die Orthofotos deuten auf eine solche Form hin. Die Fläche beträgt 1,61 ha.

8.2 Visualisierung und Beispiele einzelner Formen

In diesem Kapitel soll nun auf die einzelnen Formbereiche näher eingegangen werden. Dazu werden zunächst die Veränderungen über den Zeitraum 1950 – 2016 in Karten von jeder Zeitscheibe zur Übersicht dargestellt und so auf einen Blick sichtbar gemacht. Da es durch die vorhandenen Daten zwischen den Zeitscheiben keine regelmäßigen Abstände gibt, wurden im vorhergehenden Kapitel ebenfalls die jährlichen Veränderungsraten aller Formen berechnet. Bei der Interpretation der Veränderungen auf rein visueller Ebene muss dieser Umstand der unregelmäßigen Orthofotos aber berücksichtigt werden. So kann es sein, dass es zwischen Zeitscheiben mit größeren Abständen auch zu größeren geomorphologischen Veränderungen kommt und bei Zeitscheiben, welche nah beieinander liegen, es nur geringe Veränderungen gibt.

Als weiterer Schritt soll in jedem Unterkapitel ein Ausschnitt aus dem Untersuchungsgebiet, dargestellt werden. Diese Bilderreihe soll als exemplarisches Beispiel für eine besonders markante Veränderung der jeweiligen Formbereiche dienen.

8.2.1 Gravitative und denudative Veränderungen



Die gravitativen und denudativen Formen setzten sich aus Muren, Rutschungen und Sturzprozessen zusammen. In Abbildung 40 sind diese für jede Zeitscheibe zu erkennen.

Bei den **Rutschungen** kommt es auf den ersten Blick zu fast keiner Veränderung, was auch mit den statistischen Beschreibungen aus Kapitel 8.1 zusammenpasst. Erst ab dem Jahr 2006 kamen neben den 3 altbestehenden Rutschungen im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes kleinräumige, neue Rutschungen nahe des zurückschreitenden Kromer Gletschers hinzu. Diese sind für die obigen Übersichtskarten allerdings zu klein um sie erkennen zu können. Ein Beispiel davon ist aber auf folgender Abbildung 41 zu sehen.



Abbildung 41: kleinräumige Rutschung im südwestlichen Untersuchungsgebiet (Aufnahmen: Guttman 2016)

Betrachtet man die **Muren** genauer, so erkennt man hier doch interessante Unterschiede, wie auch Abbildung 40 zeigt. Am östlichsten Rand des Untersuchungsgebietes kam es zu einer starken Veränderung. So entstanden auch hier neue Muren und kleine, altbestehende Murgerinne weiteten sich stark aus. Auch im Bereich des Kleinlitzner, welcher sich ca. in der Mitte des Untersuchungsgebietes befindet, kam es im Laufe der Jahre immer wieder zu Veränderungen der Muraktivitäten. Es verschwand eine Mure beispielsweise auf der Zeitscheibe 1970, während diese 1950 noch klar zu erkennen war. Ab der Zeitscheibe 1980 war diese wieder aktiv und wurde bis zum Jahr 2016 auch noch etwas größer. Im südlichen Teil des Kleinlitzners kam es vor allem ab dem Jahr 2012 verstärkt zu neuen Muren, was ebenfalls auf Abbildung 40 zu erkennen ist. Nördlich des Verhupf Gletschers befindet sich heute ein größeres Murgerinne,

bestehend aus zwei Murströmen, welches 1950 nur sehr klein ausgeprägt war. Im Laufe der letzten Jahre vergrößerte sich dieser Polygon immer mehr und auf Zeitscheibe 2001 kann man erkennen, dass die beiden Murströme bereits zusammenflossen. Außerdem nehmen vor allem im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes die violetten Polygone von Zeitscheibe zu Zeitscheibe zu.

Hier kam es ebenfalls oft dazu, dass sich bereits bestehende Muren und Murrinnen erweiterten und an Fläche gewonnen haben, aber es konnten oft auch ganz neue Muren kartiert werden. Ein Murerinne wiederum verschwand zwischen den Zeitscheiben 2001 und 2006 fast zur Gänze, und war erst wieder auf der Zeitscheibe 2012 ausgeprägter sichtbar. Genau dieser Bereich des Untersuchungsgebietes soll nun herausgenommen werden und mittels einer weiteren Reihe von Orthofotos aus verschiedenen Zeitscheiben und eigenen Fotoaufnahmen dargestellt werden.

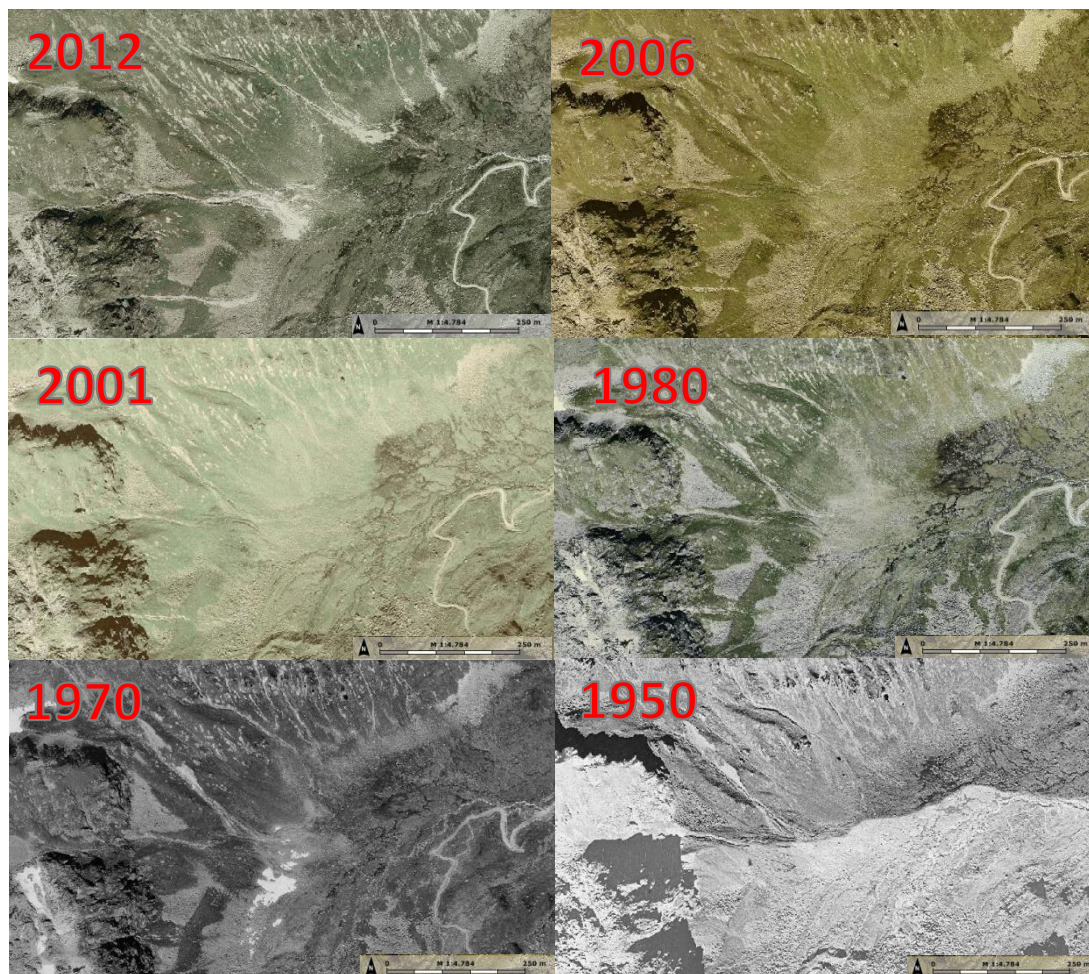


Abbildung 42: Muraktivitäten auf Orthofotos 2012, 2006, 2001, 1980, 1970, 1950 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)

Wie auf den Orthofotos auf Abbildung 42 zu erkennen, veränderte sich im ausgewählten Bereich des Untersuchungsgebietes das Relief vor allem durch Muraktivität besonders. Während auf dem letzten Foto aus 1950 wegen der schlechten Bildqualität nur sehr wenig zu erkennen ist, kann man zwischen den Bild aus 1970 und 1980 erste Rückschlüsse ziehen. Hier scheint es nämlich so, dass es innerhalb dieser 10 Jahre zu einem Rückgang von Muraktivität geführt hat, was im nördlichen Bereich der Bilder deutlich wird. Sieht man weiters auf das Bild aus dem Jahr 2001, bemerkt man wieder tiefere Einschnitte und längere Murgerinne, was auf eine größere Aktivität innerhalb dieser 21 Jahre hindeutet.

2006 scheint es so, als ob wieder einige dieser Flächen mit leichter Vegetation bedeckt waren. Auf dem Foto 2012 sieht man große Veränderungen. Die Mure im südwestlichen Bildbereich reicht nun viel weiter ins Tal hinunter, und auch die größere Mure in der Bildmitte musste zwischen 2006 und 2012 immer wieder aktiv gewesen sein und so viel Material nach unten befördert haben, was man am jungen Murkegel erkennen kann.

Auch die Rinnen aus nördlicher Richtung sehen auf diesem Foto wesentlich aktiver aus und haben sich in ihrer Länge erweitert. 2016 gibt es leider kein Orthofoto mehr, doch kann man auf folgender Abbildung 43 weitere neue Muren und Muraktivität erkennen. Der Murkegel im mittleren Bild ist beispielsweise ein ganz junger Kegel, der 2012 so noch nicht existierte. Alle anderen Kegeln und Gerinne verbreiterten bzw. verlängerten sich im Vergleich zu 2012 um einige Meter.



Abbildung 43: Neue Muraktivitäten im Nordwesten des Untersuchungsgebietes (Aufnahmen: Guttman 2016)

Bei den **Sturzprozessen** fällt auf Abbildung 40 zunächst ein großes rotes Polygon in der Bildmitte auf, der sich im Verlauf der letzten 66 Jahre fast nicht verändert hat. Doch zwischen 1950 und 1970 kam es hier zu einem größeren Felssturz, welcher auch kartiert wurde, weshalb auch dieser Polygon nicht zu den inaktiven Sturzprozessen zählt. Auch im Jahr 2016 konnten noch kleinräumige, neue Steinschläge an dieser Stelle kartiert werden. Des Weiteren kam es am westlichsten Rand des Untersuchungsgebietes immer wieder zu neuen Steinschlägen und Felsstürzen.

So kann man in diesem Bereich einen neuen Felssturz auf der Zeitscheibe 2001 klar erkennen. Auf der Zeitscheibe 2012 kam es ebenfalls zu einem neuen Sturzprozess auf der Erhebung rund um den Schutthaufen. 2016 kamen hier noch weitere Sturzmassen hinzu. Große Veränderungen gab es bei den Sturzprozessen aber vor allem an den Rändern aller vier Gletscher im Untersuchungsgebiet. Hier kam es durch das Eisfreiwerden bzw. das Auftauen des Permafrostbodens zu einer erhöhten Sedimentaktivität, welche sich in neuen Steinschlägen und Felsstürzen ausdrückte. Außerdem wurden durch das Schmelzen des Eises alte Sturzprozesse und Schuttmaterial freigelegt, welches zuvor noch unter dem Eis begraben war.

Eine interessante Veränderung ergab sich auch bei den Sturzprozessen im Bereich des Kleinlitzners, wo bis zur Zeitscheibe 2006 keine nennenswerten Prozesse kartiert werden konnten. Zwischen 2006 und 2012 müssen sich hier aber einige Sturzprozesse ereignet haben, einer davon ist besonders gut auf den Orthofotos zu erkennen und soll nachstehend auch nochmals genauer behandelt werden.

Abbildung 44 zeigt den Bereich, in dem sich dieser Sturzprozess zwischen 2006 und 2012 ereignet haben muss. Auf dem Foto aus dem Jahr 2012 erkennt man den Felssturz ganz deutlich, wobei hier auch die Materialsortierung typisch für einen Sturzprozess ist. Größere Blöcke liegen weiter unten als kleinere, leichtere Steine. Auf dem Bild aus dem Jahr 2006 sieht man von diesem Felssturz noch gar nichts. Vergleicht man die zwei älteren Orthofotos miteinander, lassen sich hier aber ebenfalls Unterschiede erkennen. Kann man 1970 noch fast kein Schuttmaterial am Auslauf der Rinne erkennen, mussten sich hier innerhalb der nächsten 10 Jahre immer wieder kleinere Sturzprozesse ereignet haben. Auf dem

Orthofoto aus dem Jahr 1980 konnten durchwegs mehr lose Blöcke und Steine an dieser Stelle kartiert werden. Abbildung 45 zeigt noch eine Aufnahme vom Ablagerungsgebiet dieses Felssturzes während der Geländebegehung im Sommer 2016.

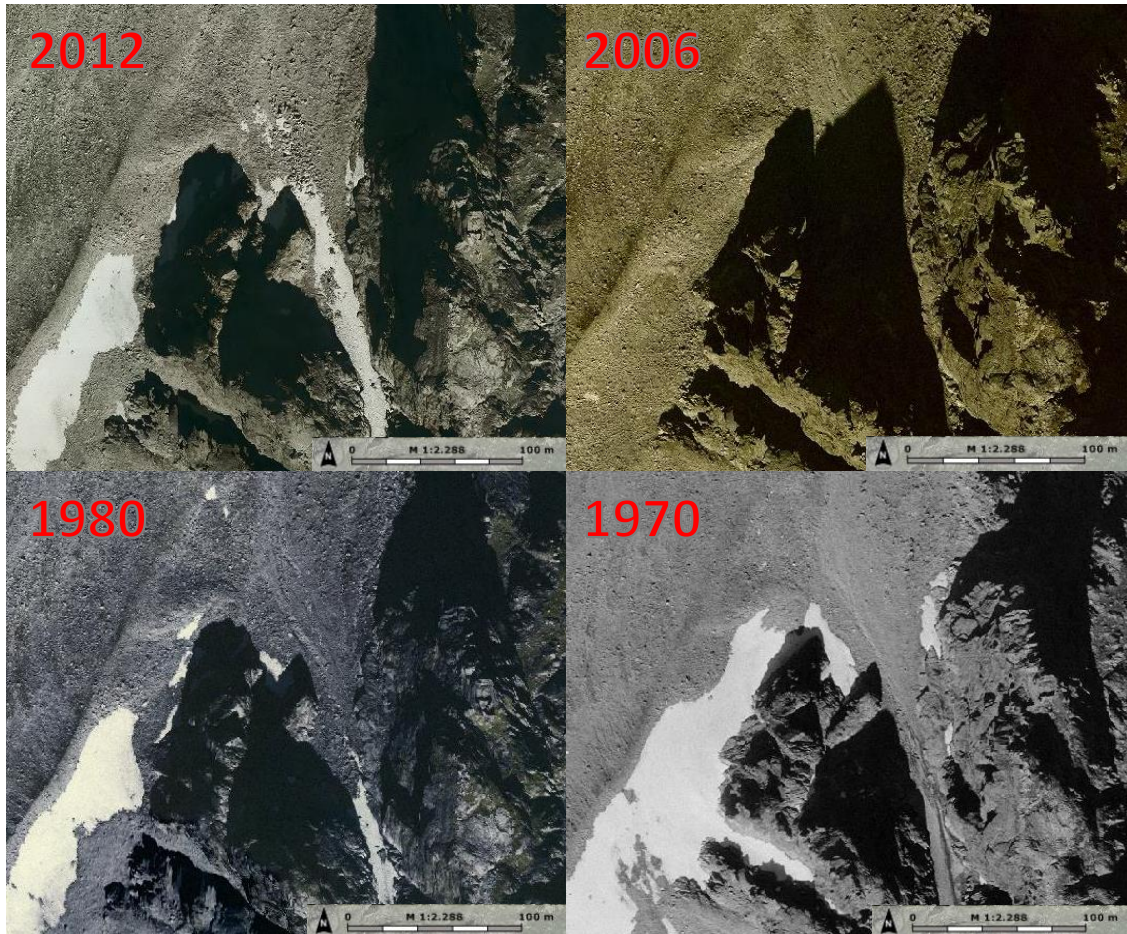


Abbildung 44: Sturzprozess am Rande des Kleinlitzners auf Orthofots 2012, 2006, 1980, 1970 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)



Abbildung 45: Foto des Ablagerungsgebietes eines Felssturzes (Aufnahmen: Guttman 2016)

8.2.2 Gletscherveränderungen



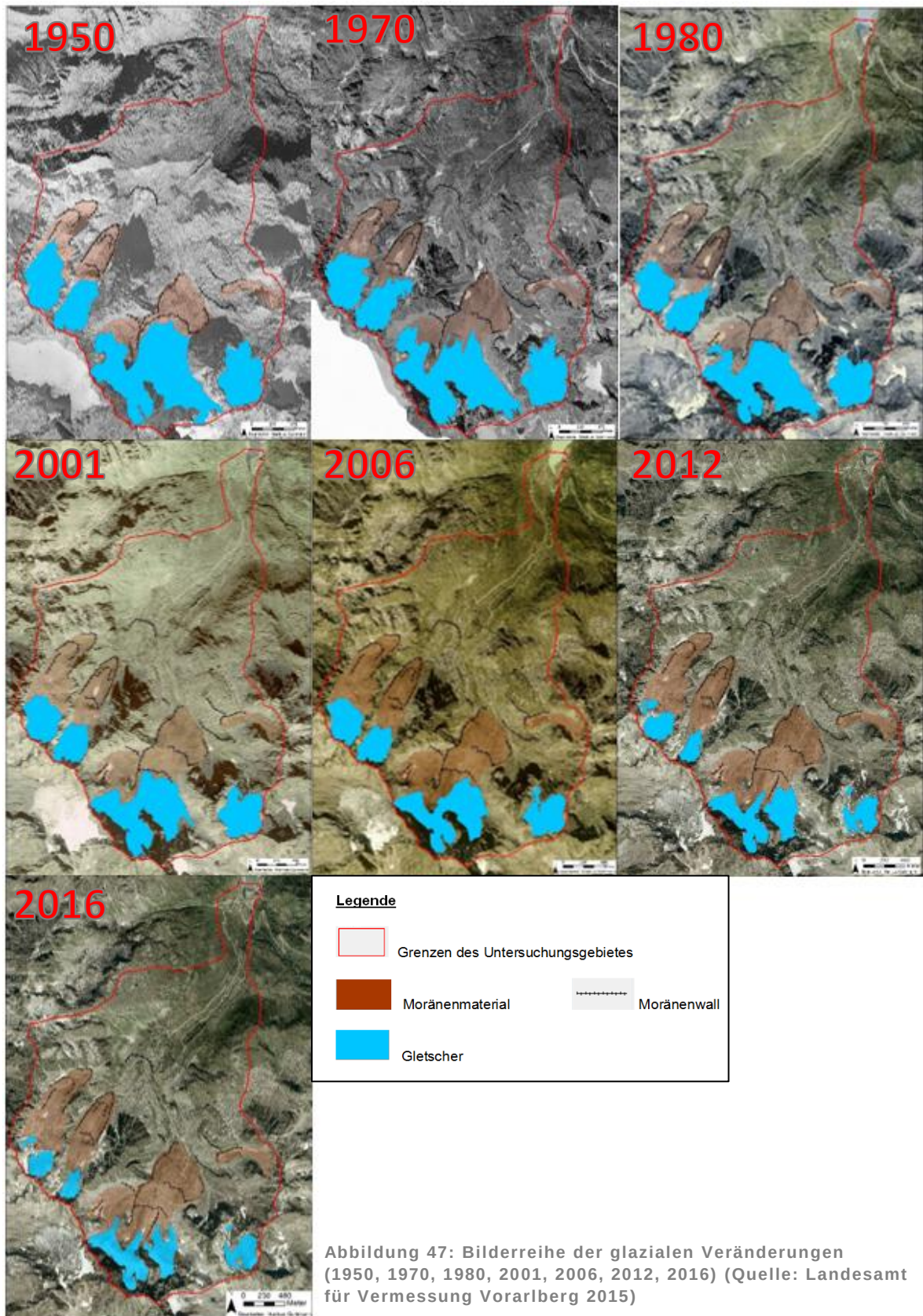
Abbildung 46: Im Vordergrund: Schweizer und Kromer Gletscher, im Hintergrund: Litzner Gletscher.
Vergleichsaufnahmen aus 1925 (links) und 2015 (rechts) (Quelle: Groß 2016: 23)

Die obige Abbildung 46 zeigt besonders gut, wie sehr die Gletscher das Relief des Kromertals geprägt hatten und dies noch immer tun und wie sehr die Gletscher Veränderungen ausgesetzt sind. In nur 90 Jahren verschwand das Eis der vier großen Gletscher im Tal zum großen Teil und es blieben nur mehr einzelne „Eisfelder“ übrig. In diesem Unterkapitel soll daher nochmals auf die Veränderung der Gletscher im Untersuchungsgebiet eingegangen werden und sie sollen auch visuell dargestellt werden.

In Abbildung 47 werden Polygone für die Gletscher (blau) selbst, aber auch für die Moränen im Gletschervorfeld (braun) ausgewiesen. Außerdem werden mit schwarzen Linien noch alle Moränenwälle, welche auf den Orthofotos bzw. im Gelände erkennbar waren, kartiert.

Die Polygone für die Gletscher wurden bis auf die Zeitscheibe 2016 von Felbauer (2016) übernommen. Felbauer (2016: 80) schreibt aber, dass sich die Digitalisierung der Gletscherflächen oft nicht leicht gestalten hat, da diese einerseits (bei Schwarz-Weiß Darstellungen) durch den fehlenden Kontrast bzw. durch die ungenaue Auflösung der Fotos erschwert wurde, andererseits war das Eis durch die unterschiedliche Schneebedeckung nicht immer gleich leicht zu erkennen. Die ausfransenden Gletscherzungen des Litzner und des Kromer Gletschers auf der Zeitscheibe 1970 lassen genau dieses Problem erkennen.

Vergleicht man auf Abbildung 47 die ersten beiden Zeitscheiben (1950 und 1970) fällt auf, dass der Schweizer Gletscher und der Litzner Gletscher, dieser an seiner nördlicheren Zunge besonders stark, zurückschritten, der Verhupf und Kromer Gletscher wiederum in ihrer Fläche zunahmen.



Auf der Zeitscheibe 1980 erkennt man nun einen durchgehenden Rückzug aller vier Gletscher, lediglich im Vorfeld des Litzner Gletscher, im Bereich des Gletschersees, ist ein kleinerer Vorstoß zu erkennen. Beim Verhupf Gletscher bleibt von der östlichen Zunge nur mehr dort ein schmaler Streifen übrig, wo sie etwas geschützt liegt.

Bis 2001 kam es zu einem weiteren Gletscherrückzug und vor allem die Gletscherzunge des Kromer Gletschers und der westliche Ausläufer des Litzner Gletschers mussten große Eisflächen einbüßen. Auch die südwestlichen Eismassen des Litzner Gletscher, welche hinauf zum Litzner Sattel führen, verloren erheblich an Eisfläche. Hier erkennt man auch, dass sich der Gletscher leicht von den Felswänden entfernt hat, was auch auf einen Verlust der Eisdicke hindeutet.

Innerhalb der nächsten 5 Jahre kam es nur beim Litzner Gletscher zu größeren Veränderungen, wobei sich diese vor allem auf die Gletscherzunge und die südwestlichen Ausläufe beschränkten. Die anderen drei Gletscher im Untersuchungsgebiet blieben in diesem Zeitraum fast stabil.

Die Karte aus dem Jahr 2006 zeigt nun doch wieder größere Unterschiede. Der Schweizer, der Verhupf und der Litzner Gletscher teilen sich allesamt in zwei Teile auf, welche nicht mehr durchgängig durch Eis verbunden sind. Beim Verhupf Gletscher handelt es sich bei dem kleineren Teil des Gletschers vermutlich nur mehr um ein Toteisfeld. Die Fläche des Vermunt Gletschers halbierte sich im Zeitraum 2006 – 2012 fast.

Die Zeitscheibe 2016 wurde selbst vor Ort kartiert, weshalb diese Ergebnisse vielleicht auch genauer sind als die Kartierungen rein basierend auf Orthofotos. Man erkennt auf den zwei westlichen Gletschern nur geringe Abnahmen der Eisfläche, wobei diese beiden Gletscher schon sehr stark mit Schutt bedeckt sind, was ihr Abschmelzen sicherlich verlangsamt. Der Verhupf Gletscher im Osten des Untersuchungsgebietes veränderte sich ebenfalls nur gering. Beim Litzner Gletscher lässt sich erkennen, dass der östliche Teil in der Mitte der Gletscherzunge starke Eisrückgänge zu verzeichnen hatte, und nur zwei schmale, stark mit Schutt bedeckte Zungen, übrig bleiben. Bei dem östlichen Teil nahm die Gletscherzunge nur geringfügig ab. Bei diesem Teilstück des Gletschers ist aber etwas anderes interessant. Der Gletscher nahm hier im Bereich der westlichsten

Gletscherzunge stark zu, und zwar um rund 120 Meter. Da aber nicht davon ausgegangen werden kann, dass der Gletscher hier tatsächlich an Eisfläche gewonnen hatte, wird vermutet, dass die GIS-Kartierung von Felbauer (2016) falsch gewesen ist, was aber auf Grund der starken Schuttbedeckung durchaus verständlich ist. Diese Fehlkartierung wurde in der Karte 2016 korrigiert und somit reicht die Gletscherzunge doch noch um einiges weiter ins Tal hinunter als zunächst angenommen.

Der Verhupf Gletscher soll nun als Beispiel dienen, um nochmals klar zu verdeutlichen, wie sehr die Gletscher im Kromertal der Veränderung ausgesetzt sind. Betrachtet man Abbildung 49 auf der nächsten Seite, kann man den Gletscherrückgang von Zeitscheibe zu Zeitscheibe ganz klar erkennen, wobei bedacht werden muss, dass auf den Orthofotos der Jahre 2001, 1970 und 1950 der Gletscher von Schnee bedeckt ist, was oftmals das Ergebnis ein wenig verzerrt.

Abbildung 48 zeigt den Gletscher auf einem Foto, welches während der Feldbegehung gemacht wurde. Man erkennt darauf wie stark der Gletscher stellenweise von Schutt bedeckt ist. Es kann davon ausgegangen werden, dass ein großer Teil des Gletschers, welcher 2012 noch bestand, nun nur mehr Firnfelder sind und somit eisfrei ist. Das bestätigte auch der Hüttenwirt der Saarbrücker Hütte.



Abbildung 48: Aufnahmen des Verhupf Gletschers 2016 (Aufnahmen: Guttman 2016)

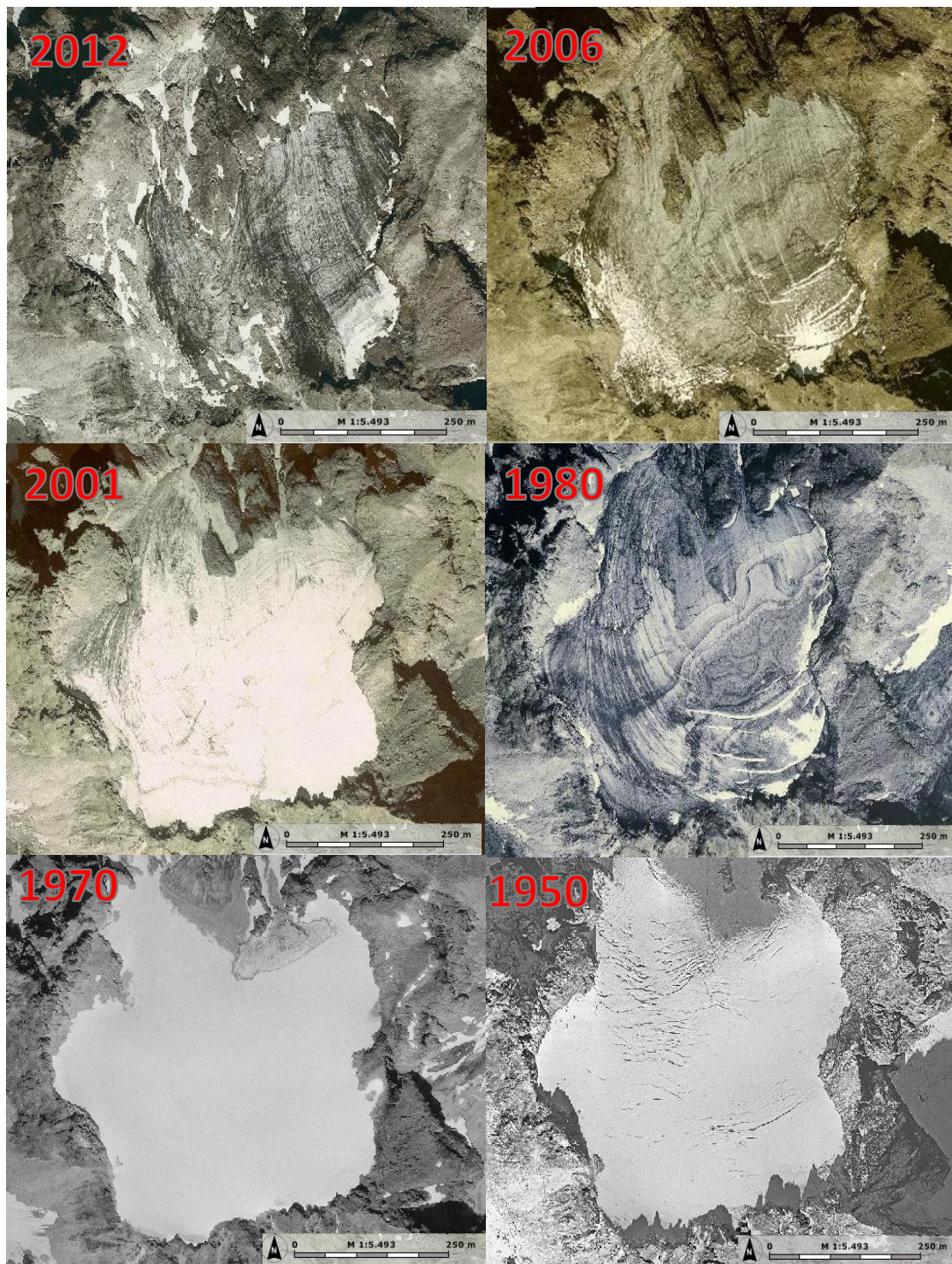
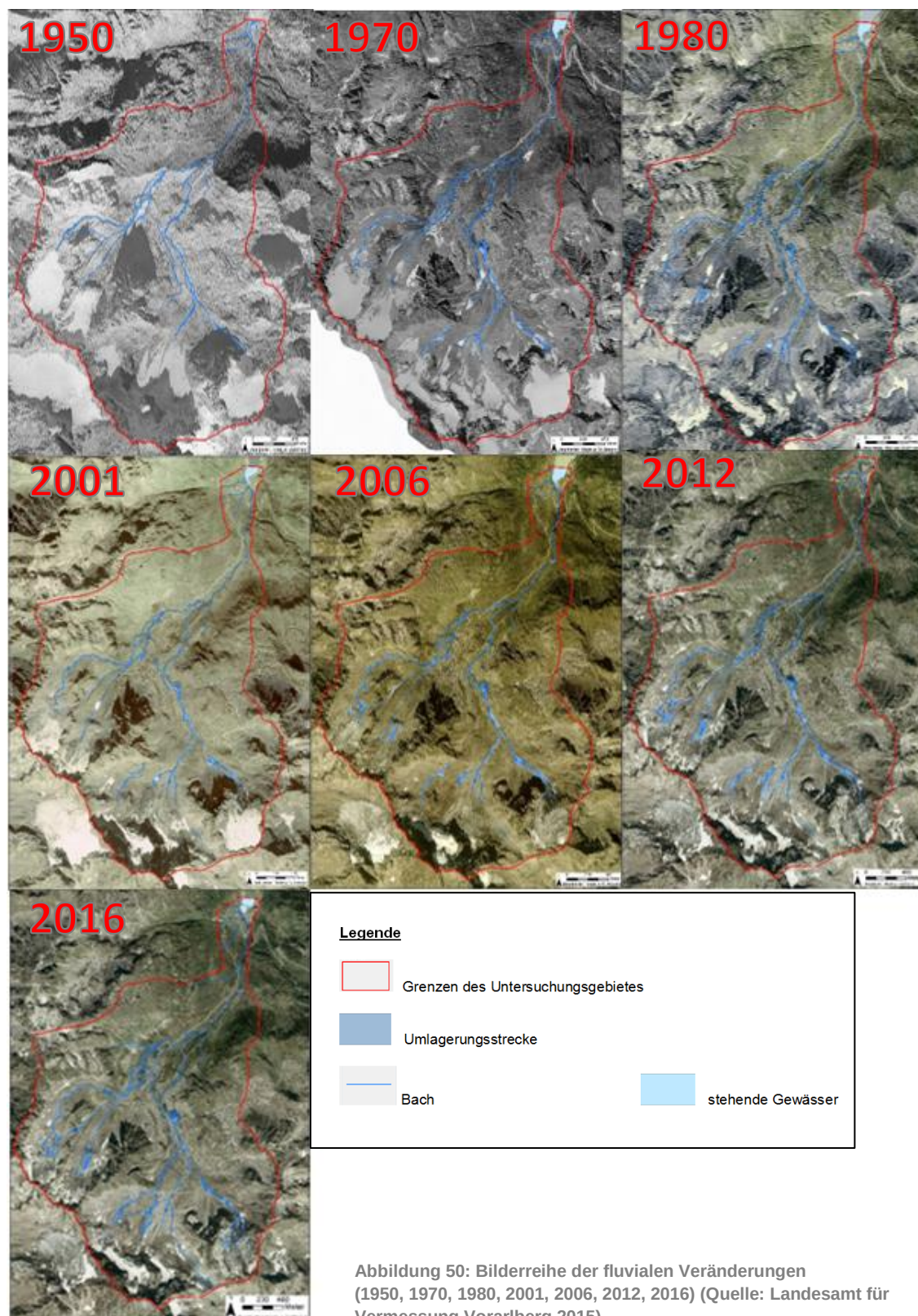


Abbildung 49: Orthofotos des Verhupf Gletschers 2012, 2006, 2001, 1980, 1970, 1950 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)

8.2.3 Fluviale Veränderungen



Bei der Zonierung der fluvialen Prozessspuren und der Umlagerungsstrecken an den Bächen, wurden alle Bachläufe kartiert, welche auf den Orthofotos bzw. im Gelände gut zu erkennen waren.

Generell ist zu sagen, dass sich der Flusslauf am Talende nur wenig verändert hat, wodurch man aber nicht auf einen geringen Materialtransport schließen kann. Denn vor allem im Bereich des Vermunt Stausees kommt es immer wieder zur Veränderung des Mündungsbereiches, was auch durch das angespülte Material bedingt ist, wie dies beispielsweise Abbildung 51 zeigt.



Abbildung 51 : Angespültes Sediment eines Nebenbaches in den Vermunt Stausee (Aufnahmen: Guttman 2016)

Diese Veränderung des Mündungsbeckens lässt sich gut auf Abbildung 52 darstellen. Auf dem Orthofoto aus dem Jahr 2012 erkennt man eine große Schuttfläche, welche auch zur Schottergewinnung dient. Auch im Fluss selbst wurde 2012 viel mehr Schutt abgelagert, als dies noch 2006 der Fall war. Höchstwahrscheinlich wurde der Stausee zwischen 2001 und 2006 ausgebaggert, da sich bereits zu viel Material abgelagert hatte, was 2012 schon wieder der Fall war. Auch der Zufluss zum Stausee war 2006 wesentlich breiter als dies noch 2001 der Fall war.

In den Jahren 1970 bis 2001 hingegen veränderte sich das Mündungsbecken nur wenig, was entweder auf einen geringeren Materialtransport während dieser Zeitspanne schließen lässt oder es ist in der Zwischenzeit wieder zu Ausbaggerungen gekommen, welche auf den Orthofotos so nicht direkt sichtbar sind. Eine große Veränderung lässt sich wiederum auf dem Orthofoto aus dem Jahr 1950 erkennen. Damals wurde erst begonnen den Fluss aufzustauen, womit es einen eigentlichen Stausee noch gar nicht gegeben hatte und das heutige Mündungsbecken noch eher eine größere Umlagerungsfläche des Flusses war.

Abbildung 53 zeigt den Stausee im Sommer 2016, wo es wieder zu größeren Umbauarbeiten im Bereich der Flussmündung kam. Es wurde hier ein kleiner Vordamm gebaut, welcher vermutlich angeschwemmtes Material im hinteren Bereich des Stausees halten soll, sodass dieses nicht in den Hauptstausee gelangt und diesen allmählich verlandet.

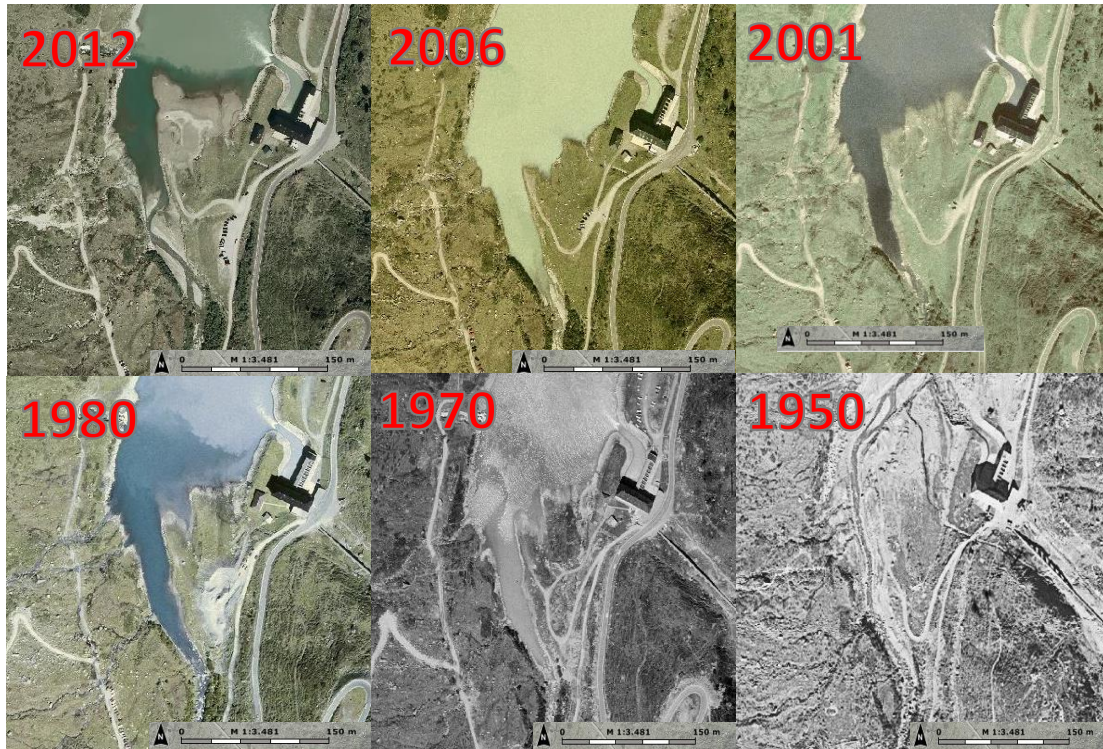


Abbildung 52: Orthofotos vom Mündungsbereich des Vermunt Stausees 2012, 2006, 2001, 1980, 1970, 1950
(Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)



Abbildung 53: Der Vermunt Stausee im Jahr 2016 (Aufnahmen: Guttman 2016)

Natürlich kommt es im gesamten Untersuchungsgebiet aber auch zu kleinräumigen Veränderungen der Umlagerungsstrecken, diese sind jedoch auf der Übersichtskarte so gut wie nicht zu erkennen. Hingegen erkennt man, dass im Bereich der Gletscherenden und an Stellen wo sich Eis zurückzieht, immer wieder neue Flussläufe entstehen. Dies ist sicherlich auch ein Hauptfaktor, warum die fluvialen Prozessspuren im Untersuchungsgebiet pro Zeitscheibe tendenziell immer zunehmen – siehe Kapitel 8.1. Abbildung 54 zeigt beispielsweise wieviel Material der Fluss teilweise transportiert. Hier mussten bereits Schotterbänke abgetragen werden, damit der Fluss nicht verlandet und bei Hochwasser über die Ufer tritt.

Durch den Gletscherrückgang entstanden auch kleine Gletscherseen im Vorfeld der Gletscherzungen. So konnte in der Zeitscheibe 1950 noch kein solcher See kartiert werden, jedoch entstand ein solcher im Zeitraum bis 1970 unter dem Litzner Gletscher. Durch Sedimentierung an Uferseite nähert sich dieser See aber wieder, bis er auf der Zeitscheibe 2006 gar nicht mehr zu erkennen ist. Die kleinen Seen und Tümpel am Rande des Blockgletschers, im Osten des Untersuchungsgebietes bleiben hingegen über die letzten 66 Jahre ziemlich stabil.

Es fällt außerdem auf, dass auf der Zeitscheibe 2016 besonders viele Flüsse und Umlagerungsstrecken kartiert werden konnten. Dies hat einerseits damit zu tun, dass diese Zeitscheibe vor Ort kartiert wurde, wodurch es natürlich leichter zu erkennen ist, wo Wasser fließt.



Abbildung 54: Fluvial mitgeführtes Material, teilweise vom Mensch ausgehoben (Aufnahmen: Guttman 2016)

8.2.4 Periglaziale Veränderungen

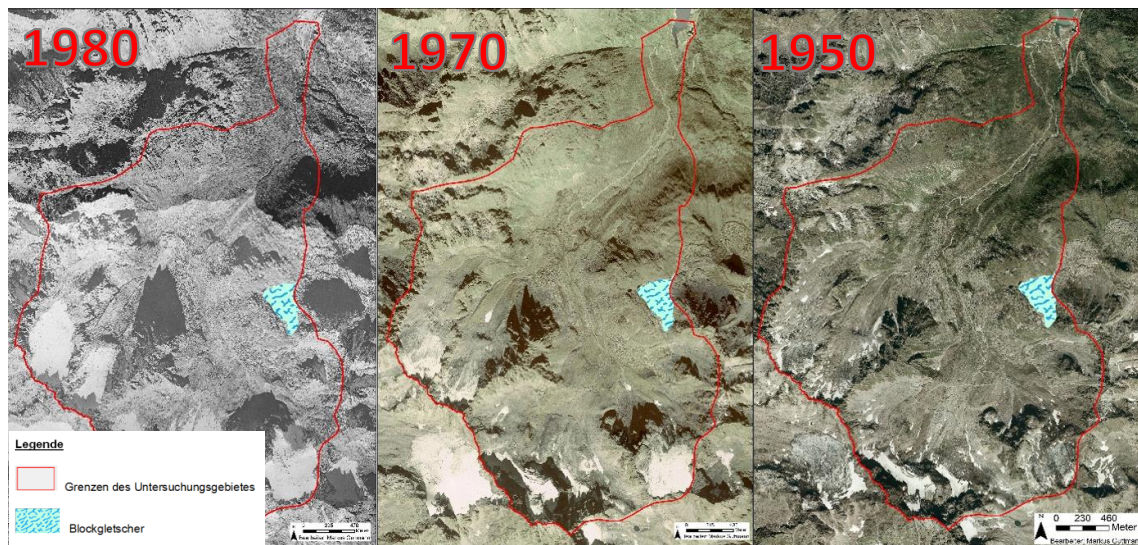


Abbildung 55: Bilderreihe der fluvialen Veränderungen (1950, 2001, 2016) (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)

Bei den periglazialen Formen im Untersuchungsgebiet konnte nur ein Blockgletscher am westlichen Rand kartiert werden. Dieser Blockgletscher blieb mit einer Fläche von 1,61 ha auch über den gesamten Untersuchungszeitraum stabil, womit es sich hier um einen inaktiven Blockgletscher handelt. Deshalb werden in der Übersichtskarte auf Abbildung 55 auch nur 3 Zeitscheiben angeführt. Auf Abbildung 56 wird der Blockgletscher am Orthofoto und auf einem Foto dargestellt. Man erkennt besonders am Orthofoto die typischen Zungen eines (Block-)Gletschers, welche sich in den Vorstoßphasen immer wieder ablagerten.

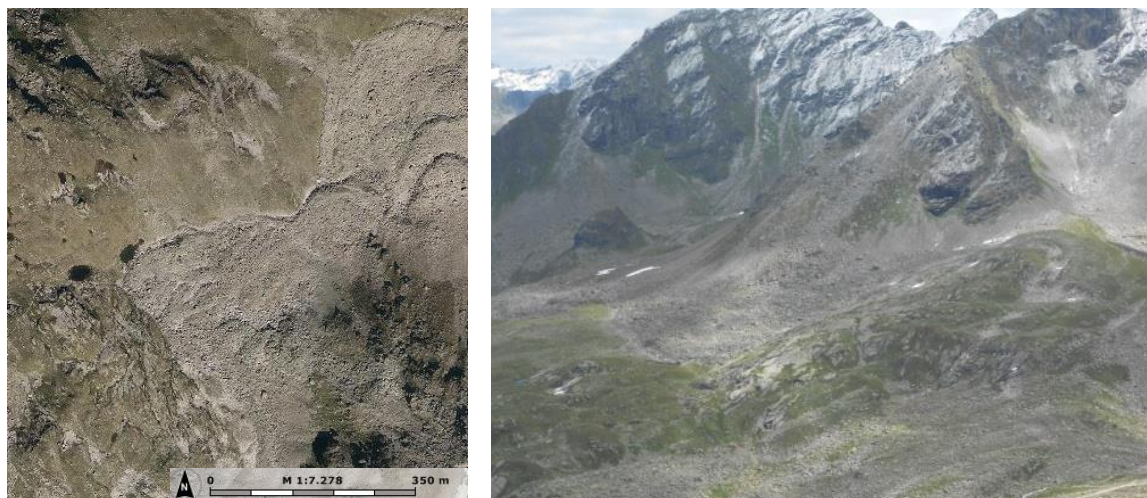
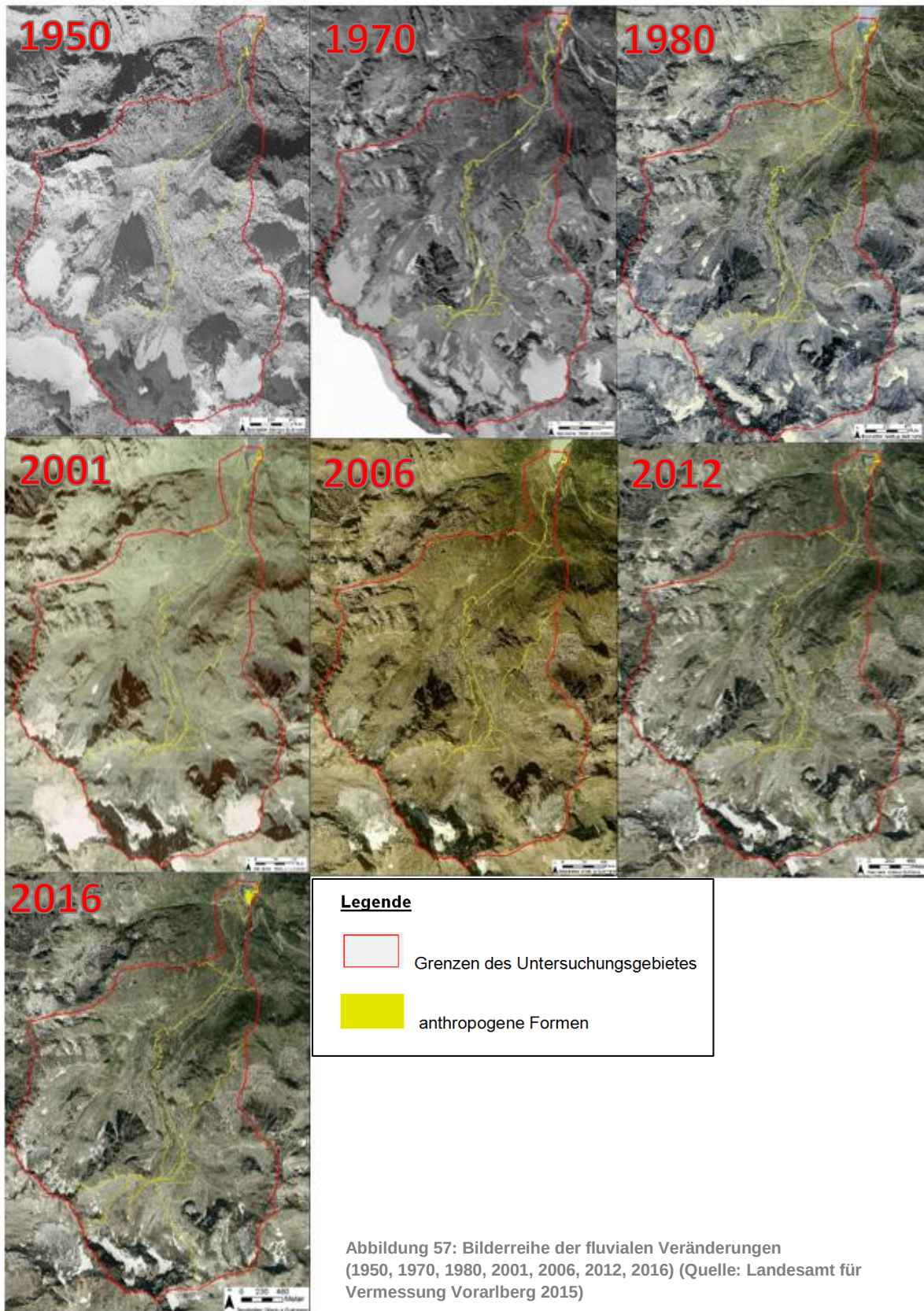


Abbildung 56: Orthofoto (links) und Aufnahme des Blockgletschers (rechts) im Tal (Quellen: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015, Aufnahme: Markus Guttman)

8.2.5 Anthropogene Veränderungen



Bei den anthropogenen Prozessen und Formen im Untersuchungsgebiet handelt es sich hauptsächlich um Wege und Gebäude wie die Saarbrücker Hütte, das Zollhaus weiter unten, und die Kraftwerksanlage des Vermunt Stausees. Hier sieht man, dass es im Jahr 1950 noch weit weniger Wege im Untersuchungsgebiet gab. 1970 gab es im Gegensatz zu 1950 bereits mehreren Wanderwegen zur Saarbrücker Hütte hinauf und auch einige Abzweigungen im unteren Tal konnten neu kartiert werden. In den nächsten 10 Jahren kamen bis auf einen kleinen Seitenweg nach Osten fast keine neuen Wege hinzu.

Auf den Zeitscheiben 2001 und 2006 konnten erstmals Wege Richtung Litzner Scharte hinauf erkannt werden. Bis zum Jahr 2012 wurde einer der beiden Wege nahe dem Vermunt Stausee, welche hinauf zur Hütte führten, nicht mehr oft benutzt, weshalb dieser wieder mit Vegetation bedeckt wurde.

Durch die Geländebegehung konnten 2016 einige Wege nachgegangen werden und diese so vollständig und mit genauer Sicherheit kartiert werden.

Es sollen in diesem Unterkapitel aber auch Beispiele gezeigt werden, wie menschliche Eingriffe anthropogene Prozesse auslösen können. Dazu zählt zum Beispiel eine Rutschung an einer Böschung entlang des Weges, wie dies auf Abbildung 58 zu erkennen ist.



Abbildung 58: Böschungsrutschung am Wegesrand (Aufnahme: Guttman 2016)

Ein anderes Beispiel stellt eine Mure an der Ostseite des Kleinlitzners dar. Unterhalb der Saarbrücker Hütte entstand durch die Böschung entlang des Weges eine Abflussrinne, in welche vermutlich eine Mure einfluss. Die Mure schürfte

diese Rinne immer weiter aus, wie dies auch in Abbildung 59 zu erkennen ist. Abbildung 60 zeigt die Mure im unteren Teil, kurz bevor sie in einer Kurve des Weges über die Böschung durchbricht und ins freie Gelände fließt. Abbildung 61 zeigt dann den Murkegel, welcher etwas nördlicher schließlich zum Erliegen kommt. Diese Mure würde ohne den Weg vermutlich anders verlaufen bzw. gar nicht existieren. Die Fläche dieser Mure betrug im Jahr 2006 0,09 ha. Durch das nun bestehende Murgerinne konnten sich bei neuerlichen Starkniederschlagsereignissen immer wieder Muren in diesem Gerinne bilden und den Murkegel vergrößern. So betrug die Fläche dieser Mure im Jahr 2012 bereits 0,13 ha und im Jahr 2016 0,25 ha.



Abbildung 59: Mure am Wegesrand
(Aufnahme:Guttmann2016)



Abbildung 60: Weiterer Verlauf dieser Mure
(Aufnahme: Guttmann 2016)



Abbildung 61: Murkegel im Auslaufbereich (Aufnahme:
Guttmann 2016)



Abbildung 62: Eine anthropogen hervorgerufene Mure 2012, 2006, 2001

Auch in den höheren Talregionen lässt sich ein solches Beispiel erkennen. Es kam etwas südlich der Saarbrücker Hütte durch einen stielangelegten Wanderweg zur Sammlung von Wasser direkt entlang dieses Weges, bis das Wasser, wahrscheinlich bei einem größeren Niederschlagsereignis, den Weg wegriss und es zu einer kleinräumigen Mure kam. Dies ist auf Abbildung 63 gut zu erkennen.



Abbildung 63: Mure entlang eines Wanderweges (Aufnahme: Guttman 2016)

9. Diskussion und Ausblick

In diesem Kapitel sollen nochmals die gewonnenen Ergebnisse, aber auch die angewandte Methode diskutiert werden. Zum Ende soll ein kurzer Ausblick gegeben werden.

9.1. Diskussion der Ergebnisse

Die Gletscher im Kromertal sind ebenso von starken Rückgängen geprägt wie anders wo, das konnte in dieser Arbeit bereits gezeigt werden. Vor allem in ihrer Fläche nahmen alle Gletscher sehr stark ab, dies wurde auch kartiert und gemessen. Anzunehmen ist aber auch, dass die Gletscher ebenfalls stark in ihrer Mächtigkeit verloren haben. Unmengen an Eis ging so in diesem Gebiet verloren und ließ Böden und Felswände eisfrei werden. Dies wirkte sich besonders auf das geomorphologische Prozessgeschehen im Untersuchungsgebiet aus, was mittels der GIS Kartierungen und der Geländebegehung ebenfalls belegt werden konnte. Durch Murabgänge, Sturzprozesse und Rutschungen kam es auch zu einem größeren Materialtransport durch fluviale Prozessspuren. Aber auch menschliche Eingriffe beeinflussten die Landschaft im Kromertal seit 1950. Speziell im näheren Gletscherumfeld kam es vermehrt zu diesen komplexen Prozessen, aber es wurden auch in den schon länger eisfreien Bereichen weiter nördlich immer wieder neue Prozessspuren gefunden und kartiert. Auch Ballantyne (2002b: 2004) schreibt, dass in paraglazialen Landschaften nicht nur Prozesse, welche direkt mit dem Gletscher zusammenhängen, erkennbar sind, sondern es rund um den Gletscher ebenfalls zu komplexen Veränderungen der Umgebung kommt. Dadurch nimmt der Sedimenthaushalt im Gebiet erheblich zu, was zu weitreichende Folgen für die Umwelt führen kann.

All diese Veränderungen hängen natürlich unweigerlich mit dem Klima und dessen Entwicklung in den letzten Jahrzehnten zusammen.

Besonders Österreich und der Alpenraum sind davon betroffen. So stieg die Temperatur in Österreich seit 1880 um 2 °C an - stärker als im weltweiten und europäischen Durchschnitt mit nur 0,85 ° C. Auch Hitzetage (Tage mit mehr als 30 ° C) haben zugenommen. (vgl. APCC 2014a: 13)

Abbildung 64 zeigt den Temperaturverlauf im Jahresmittel in den alpinen Regionen Österreichs seit Mitte des 19. Jahrhunderts. Auch hier lässt sich klar erkennen, dass es eine Tendenz zu steigenden Temperaturen gibt, wobei die Werte vor allem ab 1980 stark zunehmen. Dies würde sich auch mit den in dieser Arbeit gewonnenen Ergebnisse decken. Vor allem Sturzprozesse, Muren und Rutschungen nahmen über alle sieben Zeitscheiben kontinuierlich an Fläche zu. Es kam jedoch im Zeitraum 1950 - 1980 zu weit geringeren Steigerungen als dies im Zeitraum 1980 - 2016 der Fall war, was annähernd ein ähnlich großer Vergleichszeitraum ist. All diese geomorphologischen Prozessspuren sind in negativer Weise von den Gletscherveränderungen abhängig. Auch hier kommt man zu einem ähnlichen Bild. Während sich die Eismassen zwischen 1950 und 1980 um rund 38 ha verringerten, betrug dieser Wert im Zeitraum 1980 – 2016 60 ha (siehe Tabelle 5).

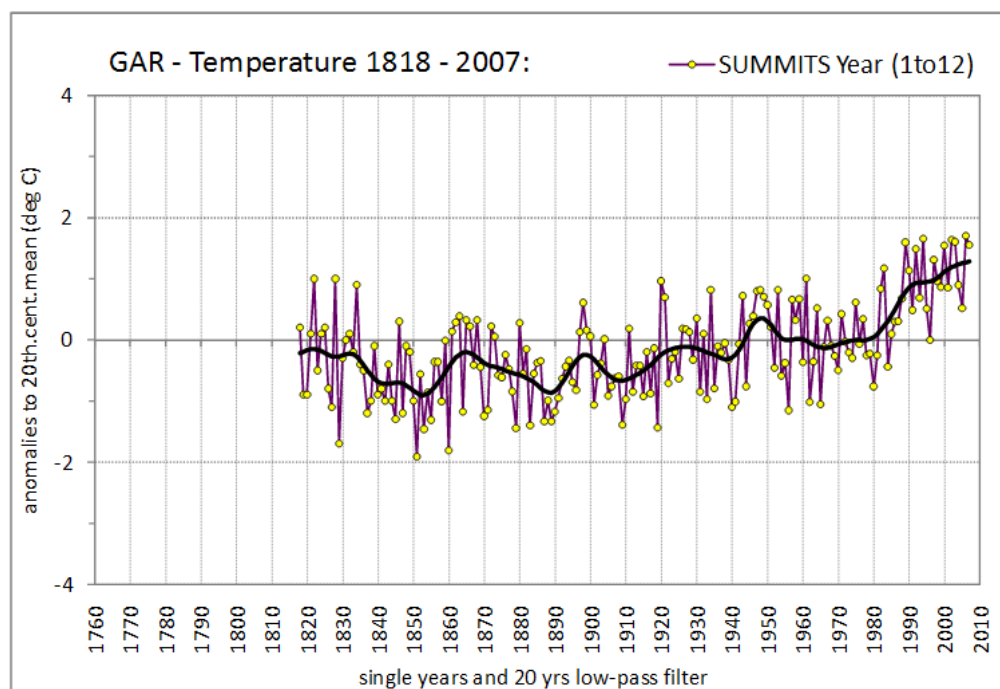


Abbildung 64: Abweichungen der Jahresmitteltemperaturen vom Mittel von 1813 bis 2015 in ° C im alpinen Raum Österreichs (Quelle: ZAMG 2016b)

Auch die Grafik der Sonnenscheindauer (Abbildung 65) stützt die Ergebnisse dieser Arbeit. Die Sonnenscheindauer nahm dabei in den letzten 130 Jahren um ca. 20 % zu. Dies wäre in etwa 300 Stunden mehr Sonnenschein pro Jahr, wobei die Zunahme in den Sommermonaten stärker als in den Wintermonaten war. Auch hier lässt sich erkennen, dass es ab 1980 zu einer weit größeren Steigerung kam

als in den Jahre zwischen 1950 und 1980. (vgl. APCC 2014b: 269) Mehrere Tage mit Sonneneinstrahlung beeinflussen die Gletscher im Untersuchungsgebiet und wirken sich negativ auf deren Eisvolumen bzw. -fläche aus.

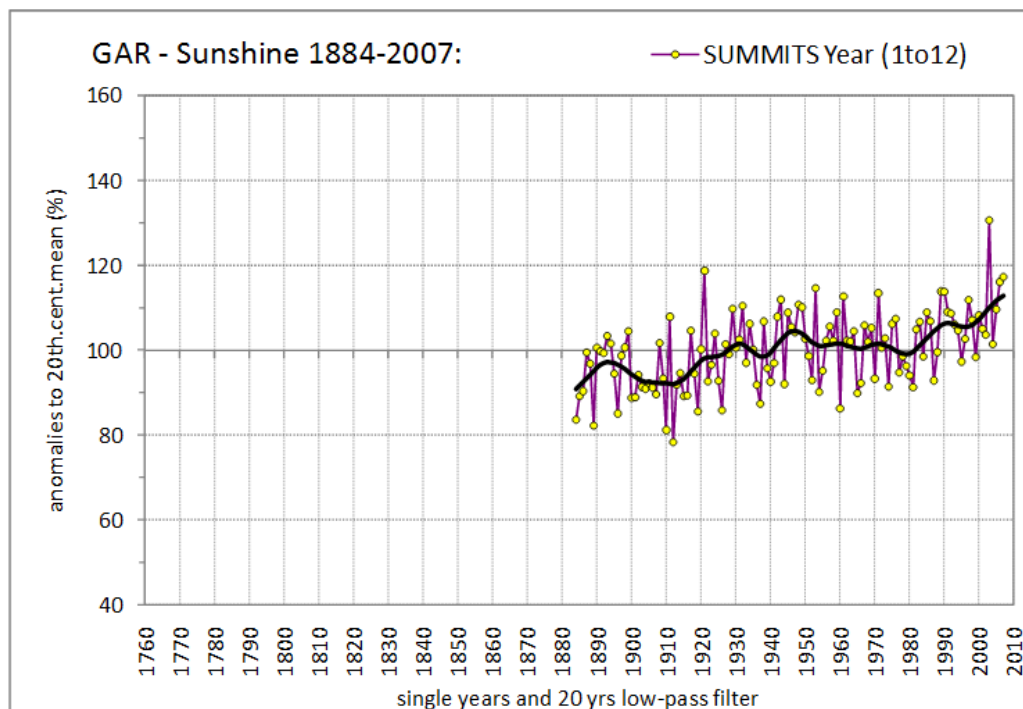


Abbildung 65: Abweichungen der Jahressonnenscheindauer vom Mittel 1961 bis 1990 in ° C im alpinen Raum Österreichs (Quelle: ZAMG 2016b)

Interessanterweise verhält sich die Veränderung bei der Niederschlagsmenge in Österreich sehr unterschiedlich. Während im Südosten des Landes seit 1950 durchschnittlich um 10 – 15 % weniger an Niederschlag zu verzeichnen war, gab es im Westen und somit im Untersuchungsgebiet eine Zunahme in ähnlicher Größenordnung von Schneefall und Regen. Fällt dieser Niederschlag in Form von Schnee, wäre dies für die Erhaltung der Gletscher eigentlich förderlich. Entweder fiel dieser Faktor einfach zu klein aus, um den Verlauf der Eisschmelze zu beeinflussen, oder es fiel auch in höheren Lagen immer mehr Niederschlag in Form von Regen anstatt von Schnee, wodurch die Menge der Schneedecke, aber auch deren Dauer abnahm, wie dies auch Scherrer et al. (2013) in ihrem Bericht schreiben.

Besonders Regen setzt den Gletschern, wenn diese aper sind, stark zu. Dies war zum Beispiel im Zeitraum 2006-2007 der Fall. Das erste Winterhalbjahr war eines der wärmsten seit Messbeginn und so fielen auch größere Niederschläge im

Hochwinter bis weit über 2000 Meter als Regen. So konnte sich keine Schneedecke auf den Gletschern aufbauen, was auch Schneefälle in den ersten Monaten im Jahr 2007 nicht mehr ausgleichen konnten. Die maximale Schneehöhe wurde 2007 bereits Mitte März gemessen, was normalerweise erst Anfang Mai der Fall ist, da die Schneeschmelze durch die geringe Schneemächtigkeit weit früher einsetzte. Die Gletscher waren in diesem Jahr so früh schneefrei wie schon lange nicht und durch den wiederum warmen, aber sehr nassen Sommer 2007 regnete es große Mengen bis oberhalb von 2600 Metern direkt auf das blanke Eis. (vgl. BAUDER et al. 2008: 48)

Leider gibt es für das Jahr 2007 keine Orthofotos aus dem Kromertal, doch die Aufnahmen aus dem Sommer 2006 zeigen bereits eine äußerst geringe Schneebedeckung, im Gegensatz zu beispielsweise Orthofotos aus dem Jahr 2009, wo selbst im Juli noch sehr viel Schnee und Altschnee zu erkennen ist.

Auch der Hüttenwirt der Saarbrücker Hütte konnte in Gesprächen diese Situation bestätigen und erinnerte an die Auswirkungen davon. Dadurch, dass die Gletscher im Kromertal aper waren, konnte das Regenwasser nicht durch Schnee gespeichert werden und floss auf schnellstem Weg direkt talabwärts und füllte die Flussläufe. Große Muren waren die Folge, wobei diese im Jahr 2007 an zwei Stellen den Weg zur Saarbrücker Hütte vollständig wegrissen und auch eine Brücke zerstörten. Die Auswirkungen auf den Menschen sind somit auch durch bestimmte Wetterereignisse oftmals beträchtlich. Auch in Tabelle 5 kann man erkennen, dass zwischen den Zeitscheiben 2006 und 2012 Muren, aber auch Sturzprozesse besonders stark zunahmen. Murereignisse erhöhten sich in diesem Zeitraum beispielsweise um fast 5 ha, während dieser Wert im Zeitraum 2001-2006 nur rund 1,6 ha betrug.

Betrachtet man auf Tabelle 5 auch die Gletscherveränderungen genauer, bemerkt man, dass der Gletscher zwischen 2001 und 2006 weit stärker abschmolz als in den Jahren 2012 – 2016. Dies kann eventuell auch mit den damals vorherrschenden Wetterbedingungen begründet werden. So war das Jahr 2002 ein besonders warmes Jahr und auch der Sommer 2003 war laut dem Jahresrückblick der ZAMG der wärmste seit Beginn der meteorologischen Aufzeichnungen. 2004 fielen beispielsweise auch die Niederschlagsmengen klar unter das vieljährige Mittel, speziell im Winter. (vgl. ZAMG 2016c)

Anderes hingegen schreibt die ZAMG in ihren Jahresrückblicken für die Jahre 2012 - 2016. 2012 war besonders der Westen Österreichs sehr nass und es fiel bis zu 20 % mehr Niederschlag als im vieljährigen Mittel. Durch viel Niederschlag und den kalten Temperaturen im Jänner und Februar kam es zu überdurchschnittlichen Schneeverhältnissen. Auch 2013 war ein sehr schneereiches Jahr und es fiel in Vorarlberg im Februar sechsmal mehr Schnee als im Mittel. 2015 war dagegen eher ein warmes Jahr, doch 2016 war wieder von starken Niederschlägen im Jänner (+44 %) und Februar (+105 %) geprägt. Diese Wetterdaten können natürlich Aufschluss geben, wie sich die Gletscher im Untersuchungsgebiet entwickeln und decken sich auch mit den Erhebungen dieser Arbeit.

Aber es kann auch auf Grund der genaueren Untersuchungsmethode vor Ort 2016 zu einer geringeren Veränderung der Gletscherfläche gekommen sein, da an manchen Stellen, wie bereits erwähnt, noch Eis unter dem Schutt gefunden wurde, was auf Orthofotos (und in Kartierungen auf älteren Zeitscheiben) womöglich nicht richtig erfasst werden konnte.

Nun sollen die Forschungsfragen, welche in dieser Arbeit gestellt wurden, beantwortet werden.

Wie wirken sich die Gletscherrückgänge und das damit verbundene Eisfreiwerden des Kromertales auf die geomorphologischen Prozesse aus?

Die Hauptforschungsfrage der Arbeit wurde zunächst im Theorieteil behandelt, bevor sie in der empirischen Untersuchung genauer bearbeitet wurde. Glade et al. schreiben, dass die klimarelevanten Einflüsse auf die Reliefsystem sehr vielfältig sind (vgl. APCC 2014b: 565). Und auch in Bezug auf das Untersuchungsgebiet kann festgehalten werden, dass durch die Gletscherschmelze im Kromertal, vor allem in Gletschernähe, Bereiche eisfrei werden, welche in weiterer Folge sehr anfällig für geomorphologische Prozesse sind. Das Festgestein am Untergrund, die Felswänden, aber auch das Sedimentgestein sind durch das Auftauen des Permafrostbodens bzw. durch das Abschmelzen des schützenden Eises der Verwitterung weit stärker ausgesetzt. Im Untersuchungsgebiet kommt es daher vermehrt zu gravitativen Sturzprozessen. Auch Bell schreibt, dass durch das Schmelzen des Eises und des Permafrosts eine Zunahme bei Steinschlägen und

Felsstürzen zu erwarten ist. Oftmals kommt es hierbei aber zu einer Reaktionszeit von 10 bis 100 Jahren. (vgl. APCC 2014c: 7).

Es wurden auch mehr Muren beobachtet, da einerseits immer mehr Material zum Vorschein kommt, welches bei Starkniederschlagsereignissen in Bewegung gesetzt werden kann, zum anderen kommt es durch immer länger Phasen der schneefreien Gletschern zu mehr Abfluss und zu Bächen mit weit mehr Energie.

Durch den Rückgang der Gletscher wird mehr und mehr Moränenmaterial freigegeben, welches durch die verschiedensten Prozesse weitertransportiert wird. So erhöhte sich beispielsweise auch die Fläche der fluvialen Umlagerungsstrecken und der wasserführenden Gerinne, welche große Mengen an Sedimentfracht Richtung Stausee befördern.

Auch menschliches Eingreifen führt direkt oder indirekt zu einer Veränderung der Reliefsphäre und auch diese anthropogeomorphologische Formen nahmen im Kromertal seit 1950 – und ebenfalls bestimmt durch die Gletscherrückgänge – stark zu. So führen 2016 Wanderwege über Bereiche und Pässe, welche beispielsweise 1950 noch meterhoch unter Eis begraben waren. Außerdem wurden genau durch solche menschliche Eingriffe geomorphologische Prozesse, wie Muren und kleinräumige Rutschungen hervorgerufen.

Hingegen konnten bei größeren Rutschungen und auch bei den paraglazialen Formen (Blockgletscher) keine großen Veränderungen seit 1950 festgestellt werden. Rutschungen befinden sich im Kromertal vor allem im unteren Tal, welches schon sehr lange eisfrei ist und daher nicht mehr in die paraglaziale Phase eingeordnet werden kann.

Die weiteren Forschungsfragen lauteten:

Wie groß ist die flächenhafte Veränderung der Gletscher im Untersuchungsgebiet zwischen 1950 und heute (August 2016)?

Diese Frage wurde ausschließlich im empirischen Teil der Arbeit behandelt und mittels der Software ArcMap kartiert und berechnet. Betrug die Fläche aller vier Gletscher im Kromertal 1950 noch mehr als 150 ha, verkleinerte sie sich von Zeitscheibe zu Zeitscheibe kontinuierlich. So betrug sie 20 Jahre später nur mehr 139,11 ha und im Jahr 1980 noch 112,64 ha. Ein weiterer Rückschritt der Gletscher um 17 ha konnte in den nächsten 21 Jahren gemessen werden. 2006 betrug die Eisfläche 80,52 ha, ehe sie sich bis 2012 nochmals drastisch

verkleinerte. Nur mehr 58,29 ha konnten als Gletscherfläche kartiert werden. Als aktuellsten Stand konnte 2016 vor Ort eine Fläche von 52,54 ha an Eisfläche kartiert werden, was rund nur mehr 1/3 der Fläche von 1950 entspricht.

Wie haben sich die geomorphologischen paraglazialen Phänomene im Untersuchungsgebiet zwischen 1950 und heute (August 2016) verändert?

Auch die Beantwortung dieser Fragestellung war Aufgabe des Empirieteils. Sturzprozesse nahmen seit 1950 um das Dreifache zu, die Muraktivität war 2016 mehr als doppelt so hoch als noch vor 66 Jahren. Rutschungen wurden hingegen im gesamten Untersuchungsgebiet generell wenige gefunden und erhöhten sich seit 1950 auch nur geringfügig. Durch die Gletscherrückgänge wurden Moränenmaterial, aber auch ältere Sturzhalden freigelegt, wodurch sich die Flächen dieser beiden Formen ebenfalls erhöhten. So wurden 2016 139 ha als Moränenmaterial ausgewiesen, während 1950 nur 94 ha als Moränenmaterial kartiert wurden.

Größere Veränderungen ergaben sich auch bei fluvialen Formen. Stehende Gewässer gab es im Kromertal 2016 weit mehr bzw. vergrößerten sich altbestehende Gewässer. Die Fläche der Umlagerungsstrecken und der Bachläufe nahm ebenfalls durchgehend über die Jahre hin zu, sodass es hier zu mehr als einer Verdopplung der Fläche kam. Natürlich hängt das Ergebnis der fluvialen Prozessspuren stark mit dem Zeitpunkt der Geländeaufnahme zusammen. So kann es sein, dass es kurz vor der Aufnahme zu Starkniederschlagsereignissen gekommen ist, welche das Ergebnis stark verändern können, da dann beispielsweise Flussläufe weit mehr Wasser führen als sonst.

All diese Faktoren veränderten nicht nur die Landschaft im Kromertal, sondern haben auch einen großen Einfluss auf das Leben der Menschen. Neben zerstörten Wegen und Brücken kommt es durch die immer höher werdende Sedimentfracht des Kromerbaches oftmals zur drohenden Verlandung im Mündungsbereich des Vermunt Stausee. Der Vermunt Stausee muss daher alljährlich mühsam in Stand gehalten werden und oftmals wird der Mündungsbereich auch ausgebaggert, um dem Fluss wieder den nötigen Platz zu verschaffen, aber auch um die Leistung des Stausees zu gewährleisten.

Welche geomorphologischen Prozesse sind im paraglazialen Raum besonders dominant?

Dieses Thema wurde vorwiegend im theoretischen Teil der Arbeit behandelt, konnte aber auch durch die Empirie bestätigt werden. Wie auch im Kromertal sind für das Paraglazial neben gravitativen Sturzprozessen, Rutschungen und Muren die zentralsten geomorphologischen Prozesse. Vor allem aber auch fluviale Prozesse sind im Paraglazial, durch das hohe Wasseraufkommen der Eisschmelze, verstärkt aufgetreten. Glaziale und periglaziale Formen, seien es Moränen oder Kare, Permafrost oder Blockgletscher, sind ebenfalls typische Formen für den paraglazialen Raum.

9.2. Diskussion der Methode

In diesem Unterkapitel soll nochmals näher auf die Methode eingegangen werden, mit welcher gearbeitet wurde. Dazu wurde auch eine Forschungsfrage zu Beginn der Arbeit gestellt:

Inwiefern decken sich GIS-basierte Kartierungsergebnisse basierend auf Fernerkundungsdaten mit denen einer Geländebegehung vor Ort?

Natürlich ist die Fernerkundung eines der wichtigsten Mittel um sich ein Bild über das Relief einer schwer zugänglichen Fläche mit großer Ausdehnung zu verschaffen. Dabei ist es in manchen Fällen aber oft sehr schwierig bis unmöglich, nur auf Basis der Fernerkundung genaue Ergebnisse zu bekommen, weshalb eine Geländebegehung für ein solches Vorhaben immer, wenn möglich, ebenfalls in Erwägung zu ziehen ist. So konnten beispielsweise Wege, speziell auf älteren Orthofotos mit einer schlechteren Auflösung, oft nicht wirklich erkannt werden. Vor Ort würde man diese natürlich eindeutiger erkennen und kartieren können. Auch Felbauer schreibt in ihrer Arbeit, dass es oftmals zu Schwierigkeiten bei der exakten Digitalisierung kam und die Orthofotoauswertung alleine kein genaues Bild einer Umgebung liefern kann. Eine Feldbegehung wäre daher notwendig um Messung absichern bzw. auch verändern und anpassen zu können. (vgl. FELBAUER 2016: 119)

Es deckten sich viele Ergebnisse, welche bei der GIS-Kartierung der Zeitscheibe 2012 gemacht wurden, mit den Ergebnissen der Geländekartierung 2016. So konnten vor allem größere Formen eindeutiger zugeordnet werden. Es war einfacher, lange Murrinnen oder weitflächige Sturzprozesse mittels GIS zu kartieren. Auch den Hauptverlauf des Kromerbaches, sowie die Hauptwanderwege im Tal konnte man anhand der Orthofotos erkennen.

Schwerer war es hingegen, Rutschungen rein auf den Orthofotos zu erkennen, da diese schon älter und mit Vegetation bewachsen waren. Es kam vor, dass bei der GIS Kartierung Flächen als Muren festgelegt wurden, was sich vor Ort bei genaueren Untersuchungen aber eher als Sturzprozesse herausstellte. Auch kleinere geomorphologische Formen konnten rein mit der Fernerkundung nicht sicher bestimmt werden.

Die größten Schwierigkeiten bei der GIS-Kartierung stellten sich aber bei den Vermessungen der Gletscherflächen dar. Diese wurden aus Vorarbeiten von Felbauer (2016) übernommen, und selbst im Gelände überprüft. Dabei kam es vor, dass 2016 im Gelände Flächen als Gletscher ausgewiesen wurden, welche Felbauer bei ihren GIS Kartierung aber bereits als eisfrei ansah. Da diese Eismassen unter einer dicken Schuttdecke lagen, konnte dies auf Orthofotos nicht erkannt werden. Es kam auch vor, dass Flächen 2012 als Gletscher kartiert wurden, da diese schneebedeckt waren. Bei genaueren Untersuchungen 2016 stellte sich aber heraus, dass in großen Bereichen der Schnee direkt auf dem Gestein und nicht mehr auf Eis lag. Felbauer (2016: 85) selbst schreibt: „Ausschließlich auf Basis der Orthofotos kann nicht festgehalten werden, ob unter diesem Band noch Eis vorhanden ist oder nicht.“

9.3. Ausblick

Der Klimawandel und das Abschmelzen der Gletscher hängen unweigerlich zusammen. Noch dazu stiegen die Temperaturen im Alpenraum stärker an als auf dem ganzen Planeten (vgl. APCC 2014a: 13). Geht es mit diesen Entwicklungen in den kommenden Jahren und Jahrzehnten genau so weiter, wird es in absehbarer Zukunft gletscherfreie Alpen geben. Die Auswirkungen auf die geomorphologischen Prozesse und das Relief sind bereits bekannt.

Um Klimaentwicklungen für die Zukunft abschätzen zu können, wurden von verschiedenen Wissenschaftsgruppen Modelle entwickelt, welche beispielsweise für den Alpenraum bis zum Jahr 2100 erstellt wurden.

Die Temperaturen sollen sich demnach weiter erhöhen, wobei bis 2100 mit einer Temperaturzunahme im Sommer von mehr als 3,5° C und im Winter mehr als 3 ° C zu rechnen ist. Dazu kommt, dass ab der zweiten Jahrhunderthälfte im Sommer weit weniger Niederschlag fallen wird, hingegen im Winter bereits in den kommenden Jahren mit mehr Niederschlag zu rechnen ist. Durch den raschen Temperaturanstieg fällt dieser Niederschlag aber auch in den Wintermonaten immer häufiger in Form von Regen. (vgl. CAMENZIND 2012: 49) Dies beeinflusst natürlich auch die Schneedecke in den hochalpinen Regionen, welche oft Gletscher vor der direkten Sonneneinstrahlung schützt. Marty et al. (2012: 50) schreiben: „Wie mächtig eine Schneedecke wird und wie lange sie erhalten bleibt, hängt vom Niederschlag und der Temperatur ab. Die Klimaerwärmung wird zu mehr Niederschlägen im Winter führen. Weil es wärmer wird, wird die Schneedecke dünner, die Schneegrenze steigt.“

All diese Klimaveränderungen wirken sich stark auf die Gletscher der Alpen aus, da es zu einer Änderung der Akkumulation und der Ablation kommt (vgl. ZAMG 2016d).

Die ZAMG (2016e) prognostiziert, dass vor allem die kleinen und mittleren Alpengletscher bis zum Jahr 2100 verschwunden sein werden. Nur größere Gletscher in den Westalpen werden bis ins 22. Jahrhundert noch bestehen.

Somit werden die österreichischen Gletscher weit früher schmelzen als beispielsweise diejenigen in der Schweiz, was auch auf die vier kleinen Gletscher im Kromertal zutrifft. Nur mehr 37 – 56 % der heutigen Gletscher der Alpen werden laut den Modellen des IPCC nach 2050 bestehen, 13-20 % sind es gegen Ende dieses Jahrhunderts.

Natürlich können diese Modelle stark variieren, doch es geht keine Forschungsgruppe davon aus, dass die Gletscher nicht weiterhin stark abschmelzen werden. Dadurch wird sich auch das Landschaftsbild in den Alpen stark verändern und es kommt zu Auswirkungen auf den Wasserkreislauf. Durch apere Gletscher und der schneller voranschreitenden Schmelze werden die Wassermassen mit weniger Verzögerung und in größerer Menge abfließen. (vgl. FARINOTTI et al. 2012: 53).

Neben vermehrten Hochwasserereignissen wird es aber auch zu einer weiteren Zunahme von Muren, Sturzprozessen und Rutschungen kommen (vgl. BMLFUW 2016). Während das BMLFUW aber keine genauen Prognosen für die Veränderung der Naturgefahren im Alpenraum abgeben kann, gibt es eine Studie in der Schweiz, welche genauere Modelle erstellte. Hier wird ebenfalls von einer starken Zunahme der Naturgefahren im paraglazialen Raum, durch das Eisfreiwerden und das Auftauen des Permafrost, ausgegangen. Dies führt zu einer größeren Menge an Schutt, welche durch Gebirgsbäche ins Tal befördert werden. Ähnlich dem Kromertal verlaufen diese Bäche auch im Untersuchungsgebiet der Schweizer Studie in einen Stausee, welcher zu Stromerzeugung genutzt wird. Der Sedimenteintrag ist auch hier ein großes Problem, da sich der Stauraum des Sees um 20% verringerte. Jedes Jahr werden hier große Mengen an Sedimenten eingelagert und senken die Leistung des Stausees. Im Kromertal kommt es genau zu den gleichen Problemen, welche auch in Zukunft weiter bestehen werden. Nur durch kostspielige Wartungsarbeiten kann die Leistung des Stausees auf lange Sicht gewährleistet werden.

Die Schweizer Studie gibt aber an, dass die Sedimentfracht durch die intensivere Gletscherschmelze zunächst stark zunehmen wird. Schmelzen die Gletscher aber weiterhin ab und verringern sich stark in ihre Fläche, fließt allmählich weniger Wasser in den Bächen und der Sedimenteintrag wird auf lange Sicht abnehmen. Im Fall der Schweizer Studie betragen die Abnahmen der Sedimentfracht bis 2050 20 % und bis 2099 34 % der heutigen Werte. (vgl. TUROWSKI et al. 2012: 54f.)

Die Auswirkungen der Gletscherschmelze und die direkten wie indirekten Folgen für Umwelt und Mensch durch alpine Gefahren sollten daher immer bedacht werden.

10. Schlussfolgerung

Durch die Ergebnisse in dieser Arbeit wird klar, dass der stattfindende Klimawandel große Auswirkungen auf die Gletscher unserer Alpen hat. Um unsere Gletscher auch auf lange Sicht zu erhalten, müsste seitens der Klimapolitik, aber auch im Bewusstsein der Menschen ein großes Umdenken stattfinden. Natürlich kann man nur schwer eruieren wie stark der anthropogen induzierte Klimawandel gegenüber den natürlichen Veränderungen gewichtet ist, doch Fakt ist, wenn die Erwärmung unserer Erde so weiter geht, hat dies weitreichende Folgen für Gletscher und das geomorphologische Prozessgeschehen in alpinen Regionen.

In dieser Arbeit konnte ein Zusammenhang zwischen den starken Flächen- und Längenverlusten der Gletscher und der vermehrt auftretenden paraglazialen geomorphologischen Prozesse nachgewiesen werden.

Selbst der Mensch wird von diesen Veränderungen der Natur stark betroffen sein. Alpine Naturkatastrophen wie Muren, Rutschungen und Hochwasser werden sich in Zukunft häufen, gleichzeitig wird der Tourismus neue Wege einschlagen, und sich abseits der Gletscherattraktionen neue Sparten aufbauen müssen. Durch den erhöhten Sedimenttransport in der Zukunft wird der Mensch immer wieder gegen die Naturkräfte ankämpfen müssen und vor allem die Energiewirtschaft wird sich dem Problem der verlandeten Stauseen mehr und mehr annehmen müssen.

Auch wenn man Zukunftsprognosen oft nicht wahr haben will, sollte man sich entweder langsam auf die drohenden Veränderungen einstellen oder aber Wege finden, dagegen etwas zu unternehmen.

11. Literaturverzeichnis

AHNERT F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. – Stuttgart.

ALBERTZ J. (2007³): Einführung in die Fernerkundung. Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern. – Darmstadt.

AMT DER NÖ LANDESREGIERUNG (2016): Anleitung für die Verwendung der Gefahrenhinweiskarte „Rutschprozesse“ und der Gefahrenhinweiskarte „Sturzprozesse“; online 15.12.2016, http://www.netteam.at/gemeinden/user/31516/dokumente/Anleitung_lang.pdf (19.12.2016).

APCC (AUSTRIAN PANEL ON CLIMATE CHANGE) (2014a): Österreichischer Sachstandbericht Klimawandel 2014. – AAR 14 und Fakten zum Klimawandel; https://www.ccca.ac.at/fileadmin/00_DokumenteHauptmenue/03_Aktivitaeten/APCC/AAR14_Kernaussagen_St%C3%B6tter_Salzburg_060315.pdf (07.02.16).

APCC (AUSTRIAN PANEL ON CLIMATE CHANGE) (2014b): Österreichischer Sachstandbericht Klimawandel 2014. – Wien

APCC (AUSTRIAN PANEL ON CLIMATE CHANGE) (2014c): Österreichischer Sachstandbericht Klimawandel 2014. – Auswirkungen des Klimawandels auf die Naturgefahren; https://www.ccca.ac.at/fileadmin/00_DokumenteHauptmenue/03_Aktivitaeten/APCC/AAR14_Naturgefahren_Bell_Salzburg_060315.pdf (08.02.16).

BAFU (2016): Hangmure; online 15.12.2016, <http://www.planat.ch/de/wissen/rutschung-und-felssturz/hangmure/> (15.12.2016).

BALLANTYNE C. K. (2002a): A general model of paraglacial landscape response. – In: The Holocene 12 (3), 371-376.

BALLANTYNE C. K. (2002b): Paraglacial geomorphology. – In: Quaternary Science Reviews 21 (18), 1935-2017.

BALLANTYNE C. K. (2003): Paraglacial Landsystems. – In: EVANS D. J. A. (Hrsg.): Glacial Landsystems. – London und New York, 432-461.

BARSC D. und MÄUSBACHER R. (1980): Auszugs- und Auswertungskarten als mögliche nutzungsorientierte Interpretation der Geomorphologischen Karte 1:25 000 (GMK25). – In: Berliner Geographischen Abhandlung, Heft 31: 31-48, Berlin.

BAUDER A., MARTY C. & NÖTZLI J. (2008): Kryosphäre in den Schweizer Alpen
Schnee, Gletscher und Permafrost 2005/06 und 2006/07. – In: Die Alpen 9, 47-56;
http://glaciology.ethz.ch/messnetz/downloadPubs/alpen05-06-07_d.pdf
(08.02.2017).

BAUMHAUER R., KNEISEL Ch., MÖLLER S., SCHÜT B. und TRESSEL E. (2011²):
Physische Geographie 2. Klima-, Hydro-, Boden- und Vegetationsgeographie. –
Darmstadt. (= Geowissen kompakt).

BAUMHAUER R. (2013³): Physische Geographie 1. Geomorphologie. – Darmstadt.
(=Geowissen kompakt).

BENDIX J. (2004): Geländeklimatologie. – Stuttgart. (= Studienbücher der
Geographie).

BENN D. I. und EVANS D. J. A. (1998): Glaciers and Glaciation. – London und New
York.

BMLFUW (BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT,
UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT) (Hrsg.) (2016): Naturgefahren. Chronik.
Ereignisdokumentation;
<http://www.naturgefahren.at/karten/chronik/ereignisdoku/Naturkatastrophen.html>
(29.01.2016).

BMFW (2014): Anpassung an den Klimawandel - Gletscherrückgang und
Permafrostveränderung in hochalpinen Tourismusdestinationen. – Wien.

BUBENZER O. und RADTKE U. (2007): Natürliche Klimaänderungen im Laufe der
Erdgeschichte. – In: Endlicher W. und Gerstengarbe F. (Hrsg.): Der Klimawandel –
Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. – Köln, 17-26.

BUSCHE D., KEMPF J. und STENGEL I. (2005): Landschaftsformen der Erde.
Bildatlas der Geomorphologie. – Büttelborn.

CAMENZIND P. (2012): Der Klimawandel in den Alpen. – In: Der Klimawandel in
den Alpen. Die Alpen 6: 50-51.

CHURCH M. und RYDER J. M. (1972): Paraglacial sedimentation. A consideration of
fluvial processes conditioned by glaciation. - In: Geological Society of America
Bulletin 83 (10), 3059-3071.

DEMEK J. (1976): Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung. – Wien.

EHLERS M. und SCHIEWE J. (2012): Geoinformation. – Darmstadt. (= Geowissen
kompakt).

- Flaig G.(2005¹³): Silvretta alpin. Ein Führer für Täler, Hütten und Gipfel. – München.
- FARINOTTI D. & BAUDER A. (2012): Kaum noch Gletscher bis 2100. – In: Der Klimawandel in den Alpen. Die Alpen 6: 52-53.
- FELBAUER L. (2016): „Paraglaziale Systeme: Veränderungen geomorphologischer Prozesse und Formen in einem Gletscherrückzugsgebiet (Fallbeispiel Silvretta)“. – Diplomarbeit, Universität Wien, Wien.
- FISCHER A. (2012): Gletscherbericht. 2010/2011. – In: Bergauf. Magazin des Österreichischen Alpenvereins. 2012/2, 30 – 36.
- FISCHER A. (2013): Gletscherbericht. 2011/2012. – In: Bergauf. Magazin des Österreichischen Alpenvereins. 2013/2, 22 – 28.
- FISCHER A. (2016): Gletscherbericht. 2014/2015. – In: Bergauf. Magazin des Österreichischen Alpenvereins. 2016/2, 6 – 13.
- FRAEDRICH W. (2016): Spuren der Eiszeit: Landschaftsformen in Mitteleuropa. – Berlin.
- FUNK-SALAMI F. (2002): Wenn Gletscher rasch fließen, In: Neue Zürcher Zeitung online 02.10.2002, <http://www.nzz.ch/article8E4VQ-1.428323> (23.11.16)
- GOTTWALD M. und Floricioiu D. (2016): Kryosphäre im Wandel - Polarforschung und Radarsatelliten. – In: Physik in unserer Zeit 47 (2), 66-74.
- GROß G. (2016): 125 Jahre Gletschermessdienst. – In: Bergauf. Magazin des Österreichischen Alpenvereins. 2016/2, 22-24.
- GRUBER D. und KRITZ K. (1998): - DGM-Optimierung als Basis für geomorphologische Fragestellungen. In: Kritz K. (Hrsg.): Hochgebirgskartografie – Silvretta ´98. – Wien, 76-80.
- GUSTAVSSON M. (2006): Development of a Detailed Geomorphological Mapping System and GIS Geodatabase in Sweden. - Dissertation, Uppsala Universität, Uppsala.
- HAEBERLI W. und MAISCH M. (2007): Klimawandel im Hochgebirge. – In: Endlicher W. und Gerstengarbe F. (Hrsg.): Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. – Köln, 98-107.

HYNEK B. und AUER I. (2016): Dokumentation eines Zerfalles. Die Gletscherlängenmessungen in der Goldberggruppe. – In: Bergauf. Magazin des Österreichischen Alpenvereins. 2016/2, 6 – 13.

IPCC (2001): Climate Change 2001. The Scientific Basis. - Cambridge.

IPCC(2013): Summary for Policymakers. IN: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. – Cambridge.

KIENHOLZ H. (1980): Beurteilung und Kartierung von Naturgefahren. Mögliche Beiträge der Geomorphologie und der Geomorphologischen Karte 1: 25'000 (GMK 25). In: Berliner Geographische Abhandlungen, 31, S. 83–90.

KIENHOLZ H. und Krummenacher B. (2004): Symbolbaukasten zur Kartierung der Phänomene. Ausgabe 1995. Mitteilungen des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, Nr.6. BUWAL, Bern.

KRIEG W. und VERHOFSTAD J. (1986): Gestein & Form. Landschaften in Vorarlberg. – Dornbirn.

KUTTLER W. (2013²): Klimatologie. – Paderborn.

LATELTIN, O. (1997): Berücksichtigung der Massenbewegungsgefahren bei raumwirksamen Tätigkeiten, BRP, BWB, BUWAL; - Bern.

LATIF M. (2009): Klimawandel und Klimadynamik. – Stuttgart.

LÄUBLI M. (2013): Die weissen Flecken der Gletscherforschung; online 13.11.2013, <http://www.tagesanzeiger.ch/wissen/natur/Die-weissen-Flecken-der-Gletscherforscher/story/25336848> (17.11.2016).

LESER, H. UND STÄBLEIN, G. (1975²): Geomorphologische Kartierung. Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1: 25'000. – In: Berliner Geographische Abhandlungen, Sonderheft.

LESER H. und STÄBLEIN G. (1980): Legende der Geomorphologischen Karten 1:25 000 (GMK25) – 3. Fassung im GMK-Schwerpunktprogramm. – In: Berliner Geografischen Abhandlung., Heft 31: 91-100, Berlin.

LESER H. (Hrsg.), EGNER H., MEIER S., MOSIMANN T., NEUMAIR S., PAESLER R. und SCHLESINGER D. (2011¹⁵): Diercke Wörterbuch Geographie. Raum-Wirtschaft und Gesellschaft-Umwelt. – Braunschweig.

- LEXER W. (2015): Wie wird der Klimawandel Niederösterreich betreffen? (Umweltbundesamt) online
http://www.klimabuendnis.at/images/doku/lexer_klimawandel_noe.pdf
 (07.02.2016)
- LÖFFLER E. (1985): Geographie und Fernerkundung. Eine Einführung in die geographische Interpretation von Luftbildern und modernen Fernerkundungsdaten. – Stuttgart. (= Teubner Studienbücher der Geographie).
- LOUIS H. (1979⁴): Allgemeine Geomorphologie. – Berlin.
- MARTIN C. und EIBLMAIER M. (Hrsg.) (2000): *Lexikon der Geowissenschaften*. 6 Bände. Band 2 – Heidelberg.
- MARTY C. & BAVAY M. (2012): Schneegrenze steigt um 500 Meter. – In: Der Klimawandel in den Alpen. Die Alpen 6: 50-51.
- MAISCH M., WIPF A. und DENNELER B. (1999): Die Gletscher der Schweizer Alpen: Gletscherhochstand 1850, aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. - Zürich.
- MITTELSTAEDT M. (2016): Hitzesommer sorgte für Gletscherschwund in Österreich, online 09.04.2016, <http://derstandard.at/2000034452064/Seen-loesen-Gletscher-in-Oesterreichs-Hochgebirge-ab> (23.11.2016).
- NASA (1994): Malaspina glacier, ALASKA (STS066-117-014); online 09.11.1994, <https://eol.jsc.nasa.gov/SearchPhotos/photo.pl?mission=STS066&roll=117&frame=014> (29.11.2016).
- NIEDERSCHICK M. (2007): Erkennen und Beurteilen von Hangbewegungen. – Diplomarbeit, - BOKU Wien, Wien.
- ÖAV (2013): Starker Gletscherrückgang in Österreich. Alpenverein präsentiert rote Zahlen im Gletscherbericht 2011/2012, online 12.4.2013, <http://www.alpenverein.at/portal/service/presse/2013/gletscherbericht.php> (18.12.2016).
- ORF (Hrsg.) (2016): Vor Höhepunkt der Gletscherschmelze, online 05.07.2016, <http://science.orf.at/stories/2784052/> (23.11.2016).
- PIFFNER A. (2015³): Geologie der Alpen. – Bern.
- RAMSEYER N. (2016): Alle Gletscher sind todgeweiht, online 11.11.2016, <http://www.infosperber.ch/Umwelt/Alle-Gletscher-sind-todgeweiht> (23.11.2016).

REINWARTH O. und STÄBLEIN G. (1972): Die Kryosphäre – das Eis der Erde und seine Unterschungen. – Würzburg.

RICHTER E. (1893): Bericht über die Schwankungen der Gletscher der Ostalpen 1888-1892. – In: Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins. 473 – 485, https://www.alpenverein.at/portal_wAssets/docs/museum-kultur/Gletschermessdienst/Richter-Gletscherschwankungen-1888_1892-Alpenvereins_Zeitschrift-1893.pdf (28.11.2016).

ROSENAU M., ROESSNER S., PILZ M., PAROLAI S., JANSSEN C. und HABERLAND C. (2014): Gravitative Massenbewegungen. In: Becker P. (Hrsg.): Forschungsfeld Naturgefahren. – Potsdam.

SCHERRER S.C., WÜTHRICH C., CROCI-MASPOLI M., WEINGARTNER R. & APPENZELLER C. (2013): Snow variability in the Swiss Alps 1864–2009. - In: International Journal of Climatology, Volume 33, Issue 15, 3162–3173.

SCHÖNWIESE C.-D. (2013⁴): Klimatologie. – Stuttgart.

SCHUSTER R., DAURER A., KRENMAYER H-G., LINNER M., Mandl G-W., PESTAL G. und Reitner J-M. (2013): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – Wien.

SCHWANKE K., PODBREGAR N., LOHMANN D. und FRATER H. (2010²): Landschaftsformen. Unsere Erde im Wandel – den gestaltenden Kräften auf der Spur. – Düsseldorf.

SLUPETZKY H. und FISCHER A. (2015): Schlechte Aussichten für Gletscher; online 23.05.2016, <http://science.orf.at/stories/2774916/> (24.11.2016).

SPIEGEL (Hrsg.) (2015): Klimawandel: Gletscher schwinden weltweit im Rekordtempo; online 03.08.2015, <http://www.spiegel.de/wissenschaft/natur/gletscher-schmelzen-weltweit-im-rekordtempo-a-1046494.html> (07.01.2015).

STAHR A. und HARTMANN T. (1999): Landschaftsformen und Landschaftselemente im Hochgebirge. – Berlin und Heidelberg.

STRAHLER A.-H. und STRAHLER A.-N. (20094): Physische Geographie. – Stuttgart.

TOLLMANN A. (1977): Geologie von Österreich – Band 1 die Zentralalpen – Franz Deuticke. – Wien.

TUROWSKI J. M., BADOUX A., BEER A & NITSCHKE M. (2012): Geröll unter dem Turtmann-gletscher. – In: Der Klimawandel in den Alpen. Die Alpen 6: 54-55.

VAW (VERSUCHSANSTALT FÜR WASSERBAU, HYDROLOGIE UND GLAZIOLOGIE) (2016): Längenänderungen des Triftgletschers (Gadmen). In: Schweizerisches Gletschermessnetz.- Zürich.

VEIT H. (2002): Die Alpen. Geoökologie und Landschaftsentwicklung. – Stuttgart.

VERSTAPPEN H.Th. (1970): Introduction to the ITC-system of geomorphological survey. In: Geografische Tijdschrift, 4(1), 85-91.

VERSTAPPEN H. Th. (1983): Applied geomorphology : geomorphological surveys for environmental development. – Amsterdam.

WEIBOLD J. (2010): Beurteilung des Steinschlagrisikos in den Ortsteilen Innerversahl bis Ebene in der Gemeinde Ischgl. – Magisterarbeit, Universität Wien, Wien.

WICHMANN, V. (2005): Modellierung geomorphologischer Prozesse in einem alpinen Einzugsgebiet. Abgrenzung und Klassifizierung der Wirkungsräume von Sturzprozessen und Muren mit einem GIS. In: Eichstätter Geographische Arbeiten 15.

WILHELMY H. (1992⁵): Geomorphologie in Stichworten. III. Exogene Morphodynamik. – Berlin/Stuttgart.

WINKLER S. (2009): Gletscher und ihre Landschaften. Eine illustrierte Einführung. – Darmstadt.

ZAMG (ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK) (Hrsg.) (2016a): Klimadaten von Österreich 1971 - 2000. Wetterstation Obervermunt; http://www.zamg.ac.at/fix/klima/oe71-00/klima2000/klimadaten_oesterreich_1971_frame1.htm (22.01.2016).

ZAMG (ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK) (Hrsg.) (2016b): HISTALP Österreich Jahresbericht 2015; http://www.zamg.ac.at/histalp/download/crsm/SU1_SUMMITS.pdf (07.02.2016)

ZAMG (ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK) (Hrsg.) (2016c): Klima. Jahresrückblick; <https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klima-aktuell/jahresrueckblick> (08.02.2016)

ZAMG (ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK) (Hrsg.) (2016d): Klima. Informationsportal. Klimawandel. Klimaforschung. Glaziologie; <https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/informationsportal-klimawandel/klimaforschung/glaziologie> (29.01.2016).

ZAMG (ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK) (Hrsg.) (2016e): Informationsportal Klimawandel. Klimafolgen. Gebirgsgletscher. Zukunft; <https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/informationsportal-klimawandel/klimafolgen/gebirgsgletscher/zukunft> (08.02.2017)

ZEPP H. (2002¹): Geomorphologie. Eine Einführung. – Paderborn.

ZUAN M. (2008): GIS-basierte geomorphologische Kartierung im Sihlwald mittels hochauflösendem Laserscan-Geländemodell. – Diplomarbeit, Universität Zürich, Zürich.

ZIMMERL F. (2001): Die Alpen im Klimawandel – Ökologische und ökonomische Folgen für den Wintertourismus in Österreich. - Diplomarbeit, Technische Universität Wien, Wien.

.

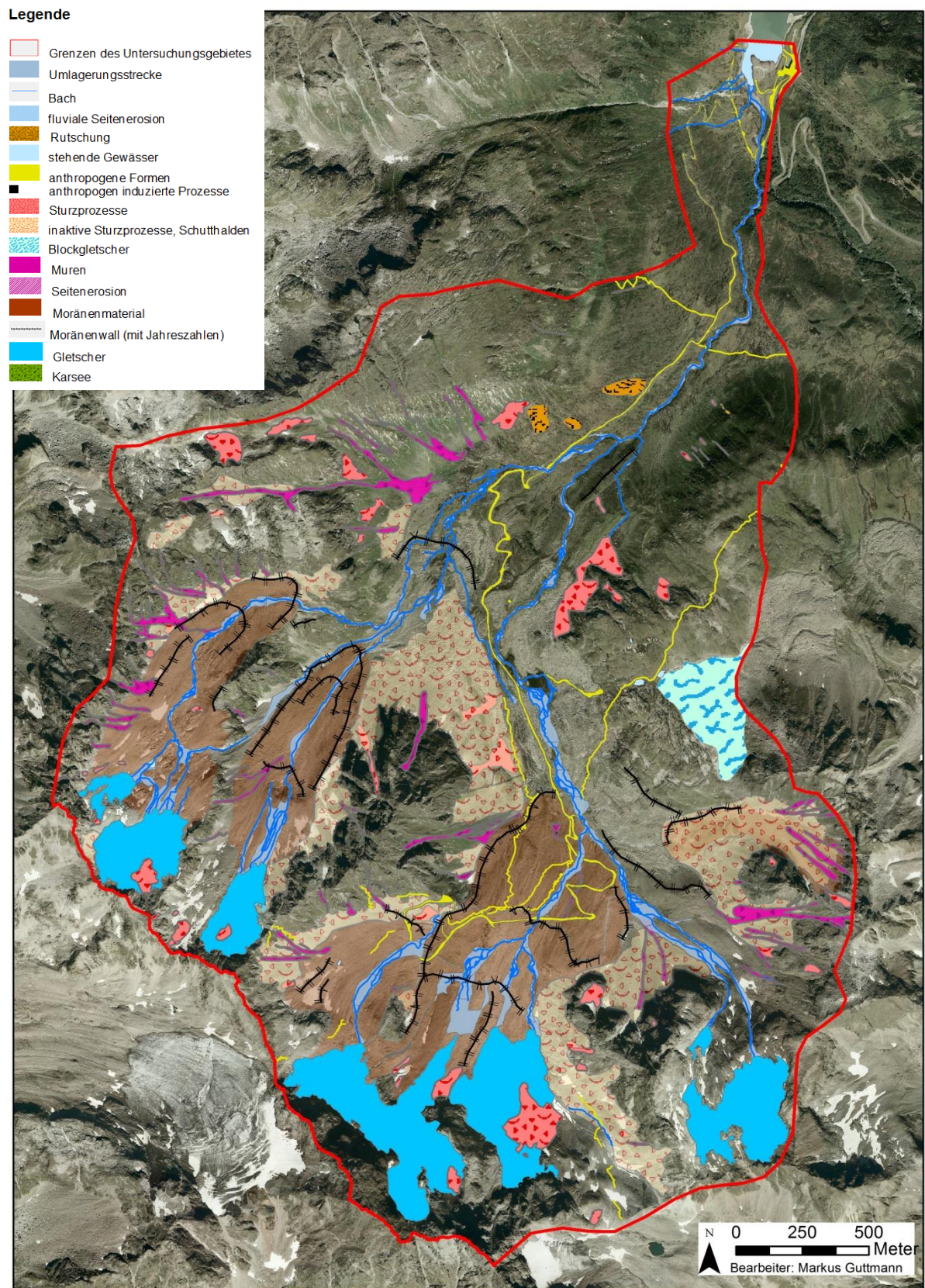
KARTEN

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.) (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000. 169 Partenen (Ost).

GEODUS (Hrsg.) (2016): Österreich Karte, http://www.geodus.com/de/oesterreich-karte-planet-observer_POPA.htm (22.01.2016).

LANDESAMT FÜR VERMESSUNG UND GEOINFORMATION VORARLBERG (Hrsg.) (2015): VoGIS; <http://vogis.cnv.at/> (22.01.2016).

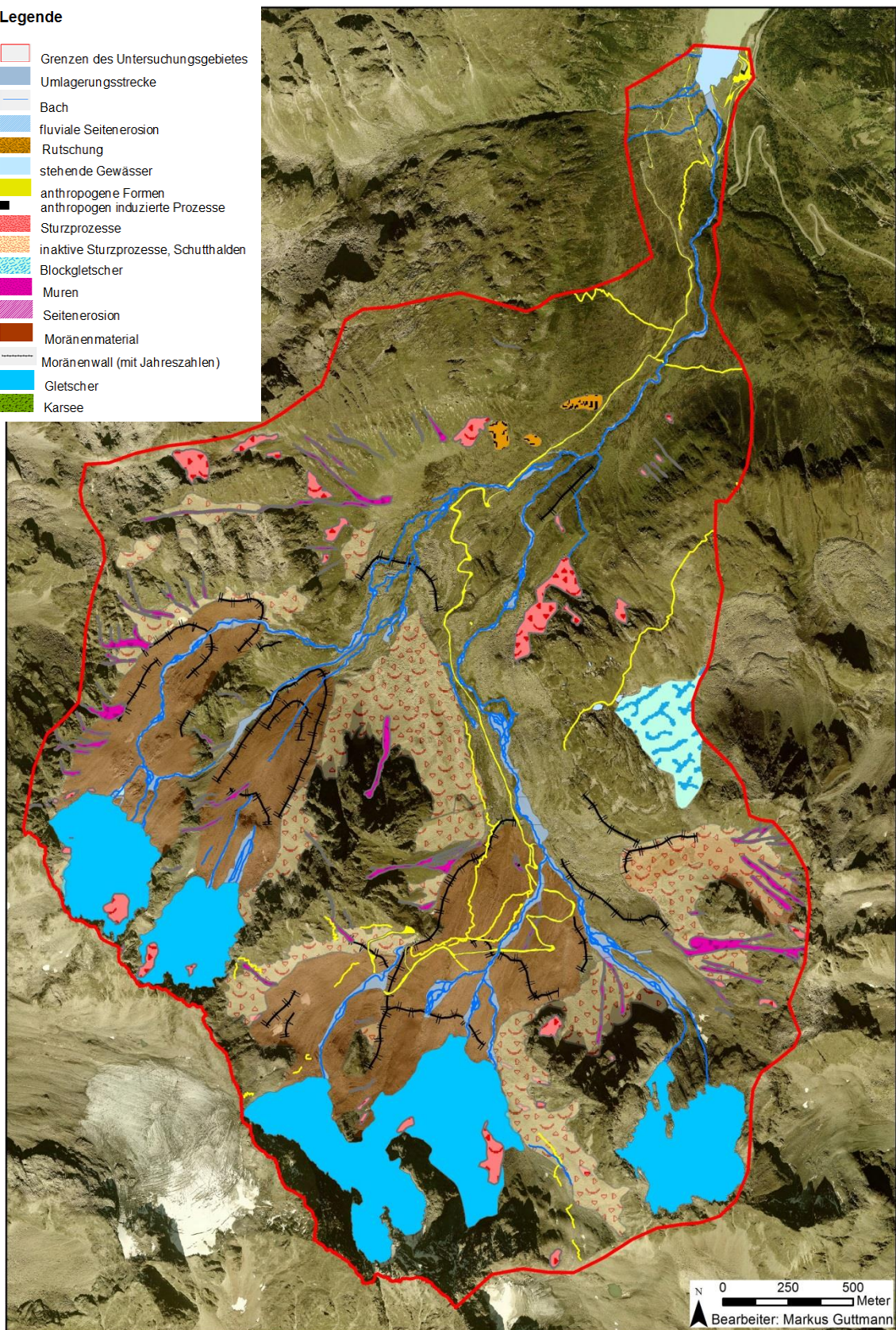
I. Anhang



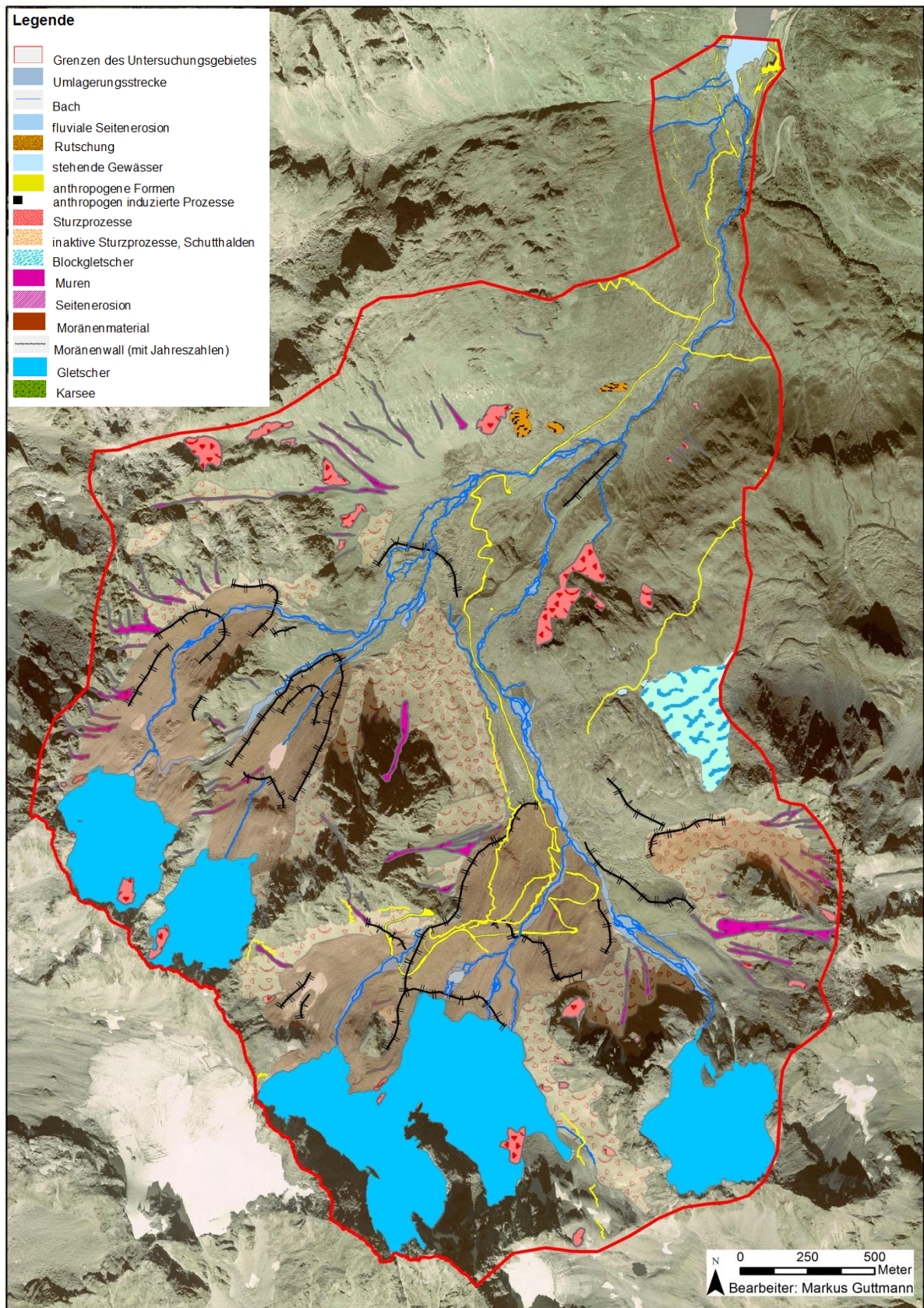
Geomorphologische Karte 2012 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)

Legende

- Grenzen des Untersuchungsgebietes
- Umlagerungsstrecke
- Bach
- fluviale Seitenerosion
- Rutschung
- stehende Gewässer
- anthropogene Formen
- anthropogen induzierte Prozesse
- Sturzprozesse
- inaktive Sturzprozesse, Schutthalden
- Blockgletscher
- Muren
- Seitenerosion
- Moränenmaterial
- Moränenwall (mit Jahreszahlen)
- Gletscher
- Karsee



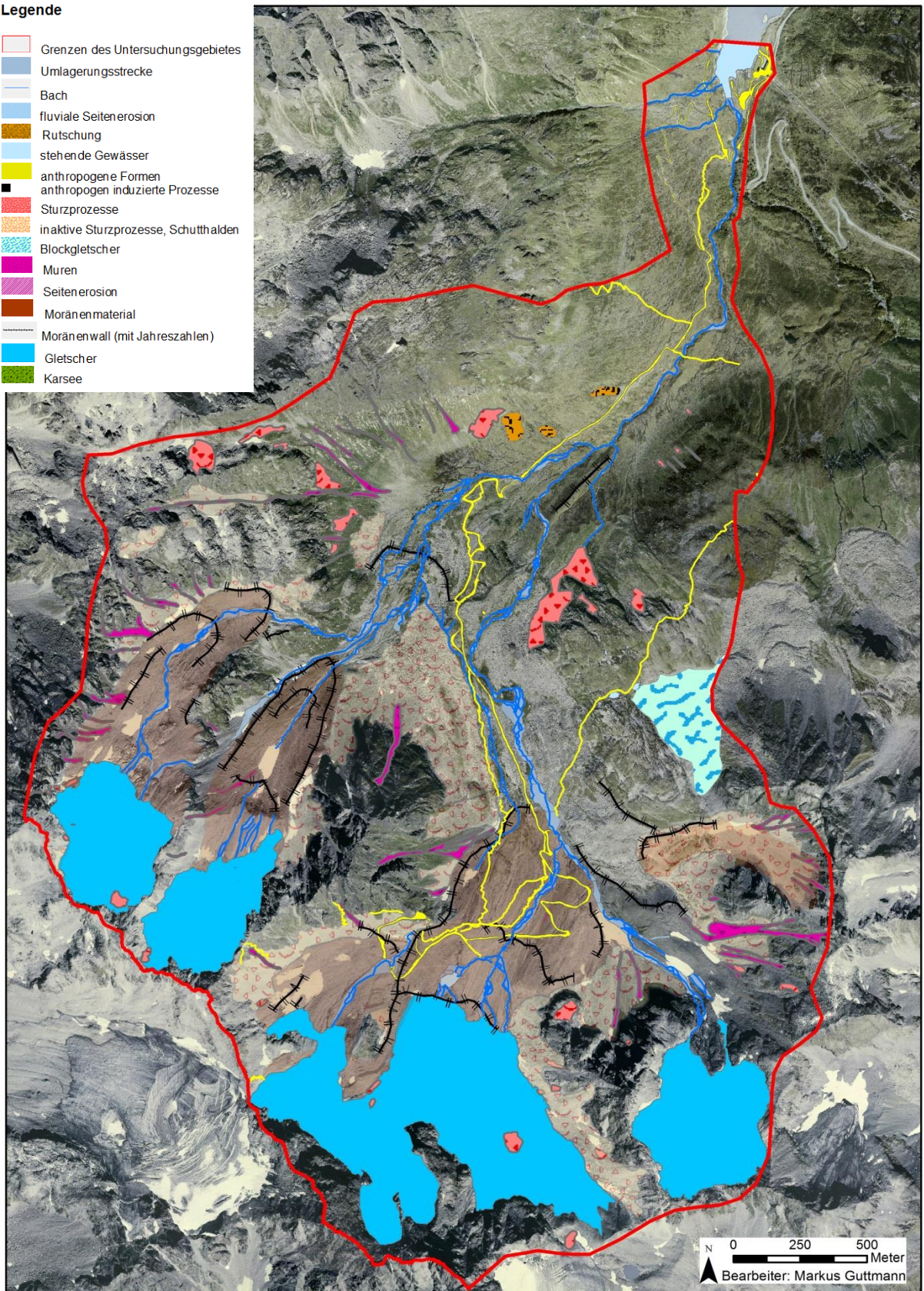
Geomorphologische Karte 2006 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)



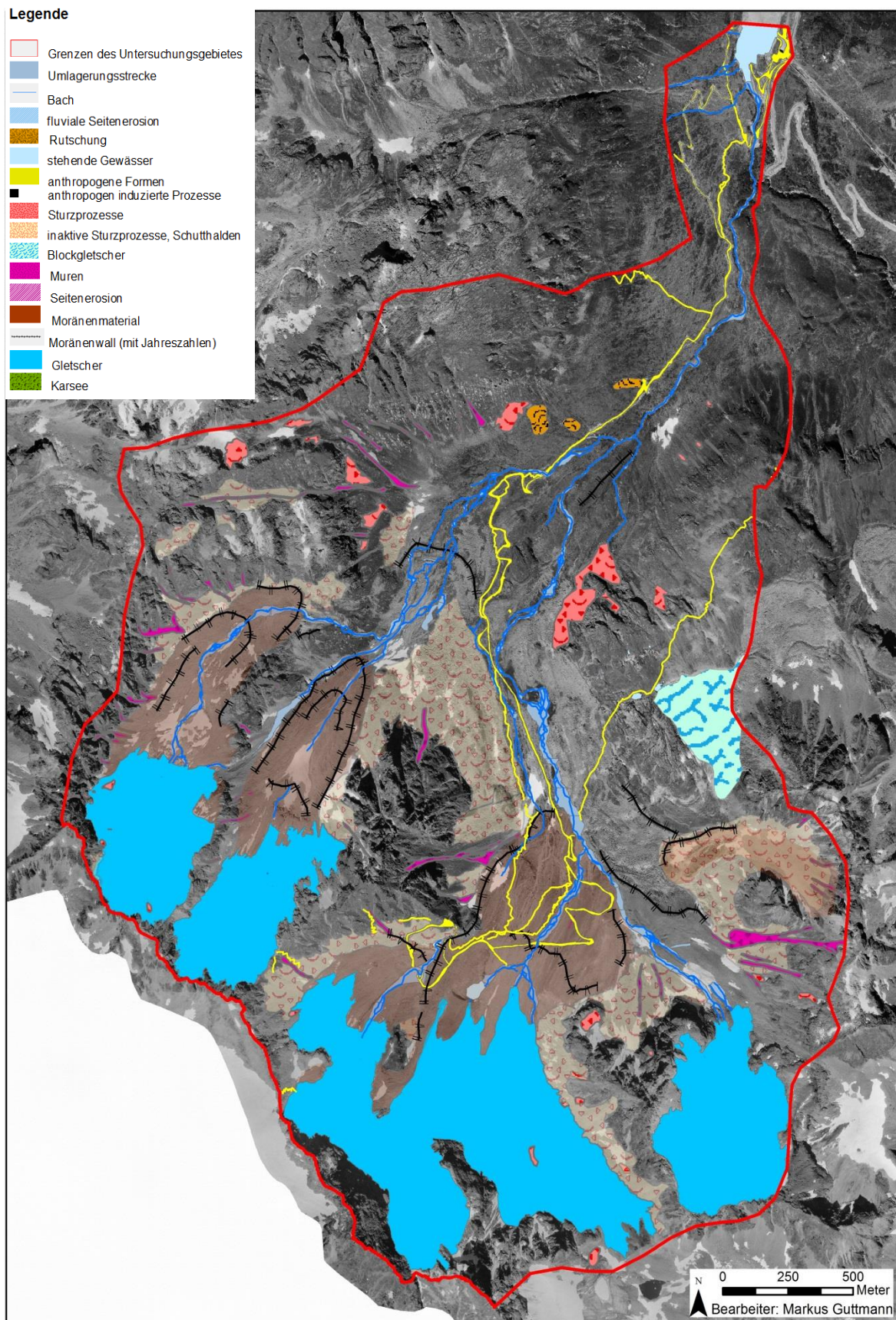
Geomorphologische Karte 2001 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)

Legende

- Grenzen des Untersuchungsgebietes
- Umlagerungsstrecke
- Bach
- fluviale Seitenerosion
- Rutschung
- stehende Gewässer
- anthropogene Formen
- anthropogen induzierte Prozesse
- Sturzprozesse
- inaktive Sturzprozesse, Schutthalden
- Blockgletscher
- Muren
- Seitenerosion
- Moränenmaterial
- Moränenwall (mit Jahreszahlen)
- Gletscher
- Karssee



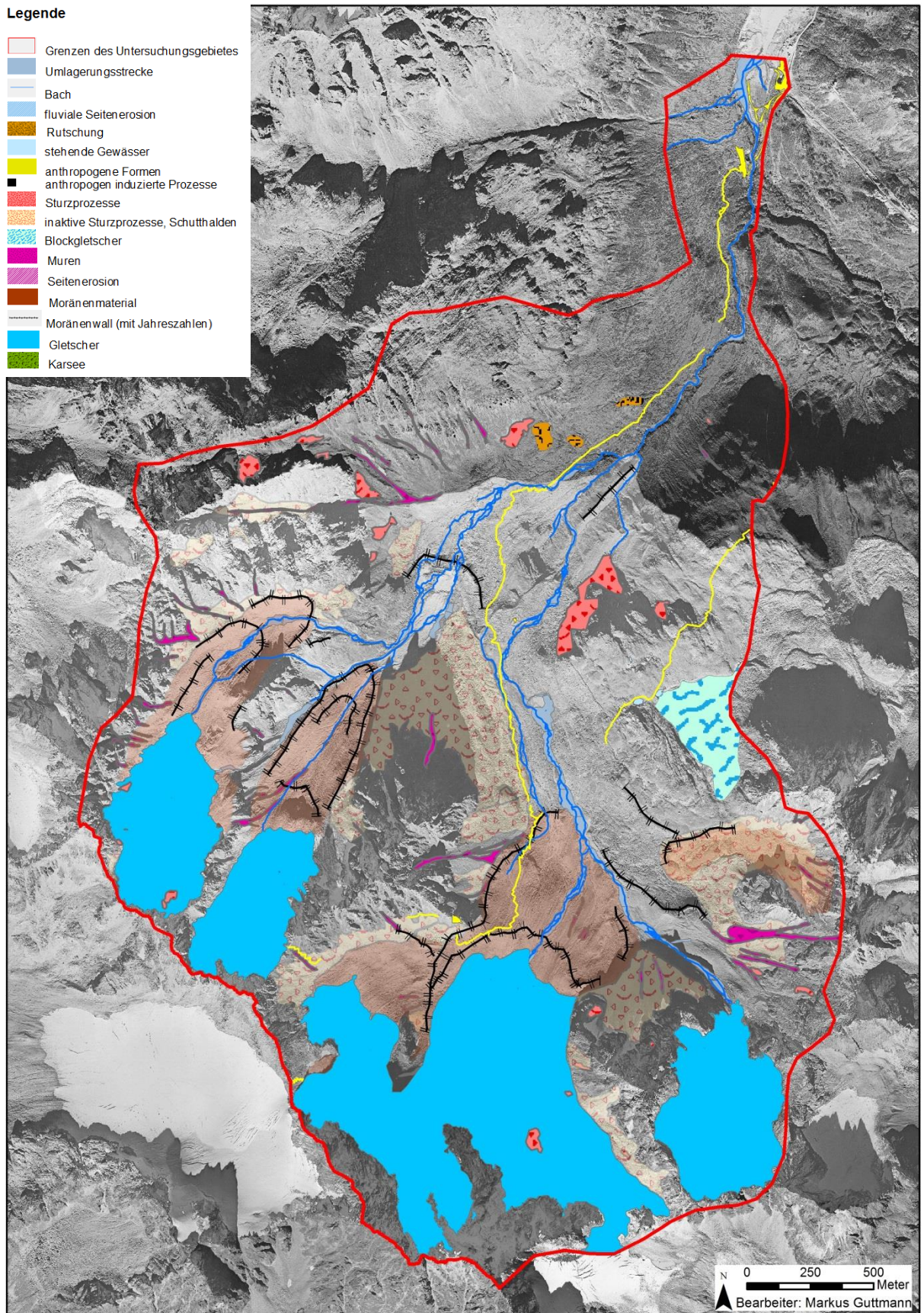
Geomorphologische Karte 1980 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)



Geomorphologische Karte 1970 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)

Legende

- Grenzen des Untersuchungsgebietes
- Umlagerungsstrecke
- Bach
- fluviale Seitenerosion
- Rutschung
- stehende Gewässer
- anthropogene Formen
- anthropogen induzierte Prozesse
- Sturzprozesse
- inaktive Sturzprozesse, Schutthalden
- Blockgletscher
- Muren
- Seitenerosion
- Moränenmaterial
- Moränenwall (mit Jahreszahlen)
- Gletscher
- Karssee



Geomorphologische Karte 1950 (Quelle: Landesamt für Vermessung Vorarlberg 2015)